

BEITRÄGE
zur
Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Neue Folge, 54. Lieferung
II. Abteilung

Des ganzen Werkes 84. Lieferung

MATÉRIAUX
pour la
Carte géologique de la Suisse

publiés par la
Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles
subventionnés par la Confédération

Nouvelle série, 54^e livraison
II^e partie

84^e livraison de la collection entière

Le massif de l'Arpille **et ses abords**

Avec 11 figures dans le texte, 2 planches et une carte géologique
au 1 : 25,000 (n° 103)

Par
N. Oulianoff

(Paru en décembre 1924)

BERN
In Kommission bei A. Franke A.-G.
1924
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE
En commission chez A. Francke S. A.
1924
Imprimé par Stämpfli & Cie.

Préface de la Commission géologique.

Dans la séance du 25 février 1922, M. N. Oulianoff présenta à la Commission le texte, les planches et la carte géologique du massif de l'Arpille. La Commission accepta ce travail et en décida la publication dans les «Matériaux».

Les fossiles récoltés, les spécimens de roches et les coupes minces sont déposés au Musée géologique de Lausanne.

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

Zurich, le 8 septembre 1924.

Pour la Commission géologique,

Le président :

Dr. Alb. Heim, a. prof.

Le secrétaire :

Dr. Aug. Aeppli.

Table des matières

	Page		Page
<i>Préface</i>	IV		
PREMIÈRE PARTIE.		Chapitre II.	
Introduction.		La tectonique du massif hercynien	22
Chapitre I.		§ 1. Premier alignement du calcaire (La Forclaz-Combasse)	22
Aperçu historique des travaux antérieurs	1	§ 2. Le calcaire de Cottreux	23
Chapitre II.		§ 3. Second alignement du calcaire (Cottreux-sommet de l'Arpille)	24
Bibliographie	2	§ 4. Le calcaire du versant sud-ouest de l'Arpille	25
Chapitre III.		§ 5. Le graphite de la Gouille Verte	25
Orientation géographique	7	§ 6. Prolongation du calcaire de la Gouille Verte dans le massif de Treutse à l'Aille	26
Chapitre IV.		§ 7. Les relations du calcaire de la Gouille Verte et du sommet de l'Arpille	26
Orientation géologique	8	§ 8. Les affleurements des Ottans	26
DEUXIÈME PARTIE.		§ 9. Troisième alignement du calcaire (Charravex)	27
Le massif hercynien.		§ 10. La position du gneiss de la crête Soulze-sommet 1695 m	29
Chapitre I.		§ 11. Le gauchissement de la couche calcaire	29
Les roches	9	§ 12. Le plissement du gneiss	29
§ 1. L'orientation du massif	9	§ 13. Les relations des trois premiers alignements du calcaire	30
§ 2. Les coupes transversales	9	§ 14. Quatrième alignement du calcaire (Le Revix-La Preisa)	30
§ 3. Les facies du cristallin	9	§ 15. Cinquième alignement du calcaire (Littroz-La Ravoère).	31
§ 4. Le cristallin du Mont-Blanc	10	§ 16. Sixième alignement du calcaire (Salvenay)	34
§ 5. Les porphyres quartzifères	10	§ 17. Résumé de la tectonique du massif hercynien	34
§ 6. Le soubassement cristallin du synclinal de Chamonix	11	TROISIÈME PARTIE.	
§ 7. La zone de broyage	11	Le synclinal carbonifère.	
§ 8. Les plissements des schistes cristallins du massif de l'Arpille	12	Chapitre I.	
§ 9. Les deux groupes des roches de l'Arpille	13	Les roches	35
§ 10. «Calcaire ancien»	13	§ 1. Les difficultés de la délimitation du Carbonifère et du cristallin	35
§ 11. L'importance réciproque des deux groupes des roches de l'Arpille	14	§ 2. Les fossiles du Carbonifère	35
§ 12. Les roches du premier groupe	14	§ 3. La séparation du Permien et du Carbonifère	36
§ 13. Les gneiss et les cornéennes	15	§ 4. Les principaux facies du Carbonifère et du Permien	37
§ 14. Les gneiss de Littroz et du sommet de l'Arpille	15	Chapitre II.	
§ 15. Les roches du second groupe	16	La tectonique de la bande carbonifère	38
§ 16. Le métamorphisme de contact	16	§ 1. Synclinal III.	38
§ 17. Les calcaires métamorphisés de l'Arpille	16	§ 2. Synclinal I	39
§ 18. Les calcaires à minéraux	17	§ 3. Synclinal II	40
§ 19. Les calcaires à lits de silicates	17	§ 4. Synclinal IV	40
§ 20. L'aspect rubanné des calcaires métamorphisés	18	§ 5. Le profil du Carbonifère de Salvan	41
§ 21. L'étude pétrographique des cornéennes calcaires	18	§ 6. La coupe du Carbonifère de Vernayaz (au SE de la route Vernayaz-Salvan)	41
§ 22. Les amphibolites	19	§ 7. La coupe du Carbonifère de Vernayaz (au NW de la route Vernayaz-Salvan)	43
§ 23. Les amphibolites de La Ravoère	20	§ 8. Le synclinal I et la faille de Meyer	45
§ 24. La formation de la prochlorite	20	§ 9. La coupe de Vernayaz dans son ensemble	46
§ 25. Les amphibolites de l'Arpille	20	§ 10. Le Carbonifère entre Trétien et le plateau de La Châ	46
§ 26. Les amphibolites de Salvenay	21		
§ 27. Quelques opinions sur les relations des amphibolites et des roches calcaires	21		

	Page		Page
§ 11. Le Carbonifère du plateau de La Châ et de ses abords	47	§ 3. Lias	55
§ 12. Le Carbonifère au-dessous de Finhaut	48	§ 4. Dogger	56
§ 13. Le synclinal I entre Finhaut et Le Châtelard	49	§ 5. Jurassique supérieur	57
§ 14. Le coin de gneiss entre les synclinaux I et II-III	49	§ 6. Crétacé	57
§ 15. Les synclinaux II-III et IV sur le versant nord-ouest de la vallée de l'Eau Noire	51	§ 7. Nummulitique	58
§ 16. Le Carbonifère de l'Arpille et le synclinal V	51		
§ 17. Synclinal VI	52	Chapitre II.	
§ 18. Résumé de la tectonique de la bande carbonifère	53	Tectonique	58
QUATRIÈME PARTIE.			
Le synclinal de Chamonix.			
Chapitre I.			
Stratigraphie	54	§ 1. L'épaisseur du synclinal de Chamonix	58
§ 1. Trois coupes principales	54	§ 2. Plongement général des couches du synclinal de Chamonix	58
§ 2. Trias	54	§ 3. La coupe à travers le massif de la Croix de Fer	60
		§ 4. La coupe du col de la Forclaz	64
		§ 5. Les affleurements entre le col de la Forclaz et La Bâtiaz	64
		§ 6. La coupe de La Bâtiaz	64

PRÉFACE.

Le présent travail fut entrepris sur les conseils de M. le professeur *M. Lugeon*.

Au début, il ne devait comprendre que l'étude des environs immédiats de Trient, mais au cours de mes recherches sur le terrain, la nécessité s'imposa d'en élargir les cadres pour mieux présenter les relations réciproques des unités tectoniques qui se rencontrent dans cette région.

Ainsi, toute la bande du Carbonifère s'étendant de Vernayaz à la frontière franco-suisse fut introduite dans les limites du terrain cartographié.

L'Institut de Géologie de l'Université de Lausanne fut le centre de toutes mes études et de tous mes travaux géologiques.

A M. le professeur *M. Lugeon*, mon maître, je dois les plus vifs remerciements pour son enseignement si profond et si enthousiaste, pour l'intérêt constant témoigné à mes travaux et pour ses preuves d'amitié qui me furent si précieuses.

Je suis aussi redevable de remerciements à tous mes amis et collègues, *M. E. Gagnebin* en tête. En poursuivant chacun son étude géologique spéciale, ils formaient tous ensemble ce cercle intime de géologues attachés à l'Institut où l'on se sentait si bien dans l'atmosphère de la science désintéressée.

Je me fais un devoir agréable de remercier *M. H. Lador*, préparateur au Musée de Géologie, pour sa constante bienveillance qui augmentait encore l'humeur de cordialité si largement répandue à l'Institut de Géologie de Lausanne.

A la Direction de la Compagnie du Chemin de fer Martigny-Châtelard j'exprime ma reconnaissance pour la permission de circuler librement sur la voie ferrée, ainsi qu'à *M. Fischer*, chef d'exploitation des «Usines hydro-électriques G. Stæchelin», pour l'autorisation de visiter le tunnel Salvenay-Centrale.

Enfin j'exprime ma vive gratitude à la Commission géologique de la Société helvétique des sciences naturelles et à son vénérable président M. le professeur Alb. Heim pour avoir bien voulu assumer la publication de mon travail dans la grande série des «Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse».

Première Partie

Introduction.

Chapitre I.

Aperçu historique des travaux antérieurs.

Lorsqu'on veut donner un aperçu historique des travaux géologiques sur les Alpes de la Suisse occidentale, le nom de *de Saussure* s'impose.

Dans son travail magistral (1), cet observateur de premier ordre, tout en étant moins géologue que minéralogiste et physicien, a cependant mis en évidence un très grand nombre de faits géologiques. Il fallut des dizaines d'années, voire même plus d'un siècle, pour trouver, dans le rang naturel des relations stratigraphiques et tectoniques, la place de chacun des faits observés et notés par l'illustre savant.

De Saussure étudia le premier, près du Châtelard, l'étrange formation à laquelle il donna le nom de «poudingue de Valorsine». Il fit des recherches approfondies, dans la coupe splendide que présente la vallée du Rhône, de Martigny à St-Maurice. Dès lors, cette coupe ne cessa d'attirer l'attention de toutes les générations de géologues et, de nos jours, elle est devenue classique. Soixante-dix ans après *de Saussure*, en reprenant l'étude de la même coupe, *Fournet* a caractérisé dans les termes suivants le travail du grand Genevois : «Il a décrit avec son admirable exactitude les diverses roches des escarpements compris entre Martigny et St-Maurice ; il établit parfaitement la superposition du calcaire de la Bâtiaz sur les schistes qu'il rapproche des pétrosilex, à cause de leurs caractères particuliers ; ... il signala l'existence de nombreux filons d'une roche éruptive feldspathique, intercalés au milieu des roches précédentes ; enfin, on lui est redevable d'avoir posé les premières bases d'un rapprochement entre les poudingues de Martigny et ceux de Vallorcine.»

Dans son carnet de voyage, *de Saussure* note, entre autres, l'existence du calcaire pincé dans les schistes cristallins sur le sentier de Dorénaz à Alesse.

Les premiers résultats stratigraphiques, en ce qui concerne notre région, et qui furent solidement acquis, se rapportent aux roches de formation carbonifère. C'est *Bakewell* (2) qui, le premier, a reconnu l'âge carbonifère du «poudingue de Vallorcine», «à cause des empreintes de fougères qu'il renferme, et il le distinguait nettement des schistes noirs à efflorescences salines des parties basses du col de Balme, qui sont plus probablement des analogues du Lias» (*A. Favre*).

De nombreux arguments paléontologiques prouvant l'existence du Carbonifère dans cette région, suffisamment détaillés pour en définir les niveaux, ont été donnés par *O. Heer* (10). Il a dressé, en 1852, la liste des plantes fossiles du Carbonifère alpin. La plus grande quantité de fossiles provient du synclinal houiller Le Châtelard-Vernayaz-Arbignon.

A. Favre (18), à qui nous devons la description la plus complète de notre région, expose, dans un chapitre spécial, le résumé de longues et vives discussions sur l'existence du Carbonifère dans la «première zone» alpine de *Lory*, et met cette question au point, en lui donnant la solution qui restera, dans les grandes lignes, inébranlable jusqu'à nos jours.

Le complexe des schistes cristallins, formant la base du Carbonifère, attire, pour la première fois, l'attention spéciale de *Fournet* (7). Cet illustre pétrographe et géologue de Lyon ne cessait d'insister sur le rôle capital qui appartient au métamorphisme dans le changement des faciès des roches primitives. Il a étudié surtout le métamorphisme de contact, sur le rôle prépondérant duquel il revient fréquemment. La coupe de Martigny à Evionnaz fait l'objet de son important travail, pour lequel

il a choisi comme épigraphe les mots suivants de *Boblaye*: «La distinction précise des caractères des roches modifiées par les agents ignés nous paraît une des questions les plus importantes dont les géologues puissent s'occuper.» En poursuivant l'étude de cette coupe, *Fournet* a trouvé dans les éboulis, sous les parois entre La Bâtiâz et Vernayaz, le calcaire à idocrase. Cette trouvaille était pour lui «la démonstration la plus rigoureuse qu'il cheminait toujours au milieu du système secondaire».

Mais déjà *A. Favre* (18) rejette la supposition de *Fournet* que dans les schistes cristallins du Mont de l'Arpille nous avons affaire à une formation liasique.

La question des schistes cristallins s'éclaircit encore davantage dans les recherches de *Gerlach* (20). L'explorateur génial des Alpes Pennines reprend, après *Favre*, l'étude de la région Trient-Vernayaz et constate nettement la discordance du Carbonifère sur les schistes cristallins de Tête Noire.

Pendant, sur le terrain, la séparation du Carbonifère, stratigraphiquement établi, des schistes cristallins d'âge indéterminé qui forment son soubassement, reste encore assez délicate. Les schistes cristallins de la coupe entre Martigny et Evionnaz préoccupent *Renévier* (35). Ayant donné une description très nette des différents facies du Carbonifère, il reste cependant indécis quant à la distinction des limites du Carbonifère et du cristallin.

Plus tard *Golliez* (39) découvrit dans la coupe de la Dent de Morcles, près de Dorénaz, une formation qu'il appela «poudingue ancien». En se basant sur cette découverte, il cherchait à prouver l'existence du plissement calédonien dans le massif des Aiguilles Rouges.

P. Hartmann (89) a été le premier à imprimer que le «poudingue ancien» de *Golliez* (39) n'est autre chose qu'un conglomérat du Carbonifère, fait qui était enseigné à Lausanne par *M. Lugeon* et repris par lui dans une note ultérieure (95).

La distinction entre le Carbonifère indiscutablement défini et son soubassement d'un âge inconnu devenant plus nette, la tectonique du Carbonifère commence à se préciser également.

M. Lugeon (95, 96) a démontré que le synclinal carbonifère Le Châtelard-Vernayaz est plus compliqué qu'on ne le pensait. Sur le versant sud-ouest du massif de la Dent de Morcles, il a pu constater cinq plis dans la masse carbonifère.

Il faut citer encore le travail de *Ketterer* (80), consacré tout spécialement à l'étude de notre région. Il considère que le synclinal carbonifère Le Châtelard-Salvan est double, sans, d'ailleurs, donner aucune preuve satisfaisante de sa manière de voir. Je n'insisterai beaucoup sur ce travail qui, confronté avec nos conceptions actuelles de la géologie alpine, paraît tout à fait étrange.

Un facies, dans le complexe des schistes cristallins, attire tout particulièrement l'attention de *M. Lugeon* et de *M^{me} Jérémîne* (84). Dans leur communication, ces auteurs révèlent la présence de bandes régulières de calcaire ancien dans les schistes cristallins des Aiguilles Rouges (partie suisse). Ils érigent l'hypothèse que ces bandes forment les noyaux des synclinaux de plissement précarbonifère. Dans sa communication de 1916, *M. Lugeon* (95) cite des faits qui jettent une clarté nouvelle sur cette question.

Ainsi l'existence de deux phases (*Lugeon*, 75, 76) du plissement hercynien dans les Alpes occidentales se précise de plus en plus.

L'étude pétrographique des roches qui forment le complexe des schistes cristallins dans notre région a été faite par *Bonard* (51) et *Meyer* (97).

Bonard (51) s'est occupé des roches du soubassement cristallin de la Dent de Morcles.

J. Meyer (97) a consacré une étude spéciale à la pétrographie et à la géologie de la coupe du massif des Aiguilles Rouges, de la gorge de Trient au pâturage de Salanfe. Il donne une description pétrographique détaillée de toutes les roches qu'il rencontre dans cette coupe.

En ce qui concerne les roches post-carbonifères, elles occupent, dans les limites de notre carte, une position parfaitement délimitée, formant une partie du complexe, connu sous le nom de «synclinal de Chamonix».

La stratigraphie et la tectonique de ce complexe furent explorées tout particulièrement par *M. Lugeon*. C'est à lui que nous devons l'établissement de deux faits stratigraphiques d'une importance capitale.

Des recherches minutieuses amènent *M. Lugeon* (86) à classer les calcaires mylonitisés et marmorisés de Saillon (continuation des calcaires de La Bâtiâz) dans l'Aptien de la base de la nappe de Morcles.

Il constate aussi (98) que le charbon de la coupe du synclinal de Chamonix, près de La Bâtiâz, appartient à l'âge nummulitique.

Dans les domaines de la tectonique du synclinal de Chamonix, *M. Lugeon* (82) donne des preuves convaincantes de l'enracinement de la nappe de Morcles dans cette zone.

Tout récemment, *E. Paréjas* (116) a publié les résultats de ses recherches stratigraphiques et tectoniques de la zone de Chamonix. Ce travail présente une importante contribution à nos connaissances de cette zone. Nous reviendrons en détail, dans la quatrième partie du présent mémoire, sur les observations faites par *E. Paréjas*.

Chapitre II.

Bibliographie.

1. 1779. **H. B. de Saussure.** Voyages dans les Alpes.
- 1a. 1784. **Razoumovsky, comte G. de.** Voyages minéralogiques dans le gouvernement d'Aigle et une partie du Valais, suivis de la relation d'une excursion sur le lac de Luzern, ou Lac des Quatre Cantons. Lausanne, chez Maurer, Cadet.
2. 1823. **Bakewell.** Travels in Tarentaise.
3. 1826. **L. A. Necker.** Sur les filons granitiques et porphyriques de Vallorcine. *Bibl. univers. des sciences, etc.*, t. 33, Genève.
4. 1838. **Agassiz.** Observations sur les glaciers. *Bull. soc. géol. France*, 1^{re} série, t. IX.
5. 1840. **Dufrenoy.** Age géologique des anthracites des Alpes. *Bull. soc. géol. France*. 1^{re} série, t. XII.
6. 1845. **Forbes.** Travels through the Alps of Savoy.
7. 1846. **Fournet.** Coupe géologique de Martigny à Evionnaz. Extrait des *Annales de la Société d'agriculture, etc., de Lyon*.
8. 1848. **A. Favre.** Recherches géologiques faites dans les environs de Chamonix, en Savoie. *Bull. soc. géol. France*, 2^e série, t. V.
9. 1851. **B. Studer.** Geologie der Schweiz.
10. 1852. **O. Heer.** Über die Anthrazitpflanzen der Alpen. *Mitteil. Nat. Ges. Zürich*, Bd. II.
11. 1854. **Scipion Gras.** Mémoire sur le terrain anthracifère des Alpes de la France et de la Savoie. *Annales des Mines*, t. V.
12. 1855. **A. Gaudry.** Résumé des travaux qui ont été entrepris sur les terrains anthracifères des Alpes de France et de la Savoie. *Bull. soc. géol. France*, 2^e série, t. XII.
13. — **B. Studer.** Sur le terrain anthracifère dans les Alpes de la Savoie. *Bull. soc. géol. France*, 2^e série, t. XII.
14. 1857. **Johann Jokely.** Die geologische Beschaffenheit des Erzgebirges im Saazer Kreise in Böhmen. *Jahrbuch geol. Reichsanstalt*, Wien, VIII. Jahrgang.
15. 1859. **A. Favre.** Mémoire sur les terrains liasiques et keupériens de la Savoie. *Mém. soc. phys. hist. nat. Genève*, t. XV.
16. 1862. **A. Favre.** Explication de la carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc. *Arch. sc. phys. nat.* (2^e période), t. XV, Genève.
17. 1863. **O. Heer.** Lettre à M. A. Favre sur le terrain houiller de la Suisse et de la Savoie. *Arch. sc. phys. nat.*, 2^e période, t. XVI, p. 177.
18. 1867. **A. Favre.** Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc, 3 vol. et atlas, Paris-Genève.
19. 1868. **B. Studer.** Sur le travail de A. Favre: Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc. *Arch. sc. phys. nat.*, t. XXXI, Genève.
20. 1871. **H. Gerlach.** Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landesteilen von Savoiën und Piemont. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 9 Liefg.

21. 1872. **O. Heer.** Le Monde primitif de la Suisse. Genève et Bâle.
22. — **J. Lemberg.** Über Kontaktbildungen bei Predazzo. *Ztsch. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. XXIV.
23. 1873. **H. Gerlach.** Die Bergwerke des Kantons Wallis.
24. 1875. **Lory.** Sur la structure géologique de la vallée de Chamoni. *Bull. soc. géol. France*, 3^e série, t. III.
25. 1877. **J. Lemberg.** Über Gesteinsumbildungen bei Predazzo und am Monzoni. *Ztsch. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. XXIX.
26. — **O. Heer.** Flora fossilis Helvetiae.
27. 1880. **E. Renevier.** Les géologues excursionnistes aux environs de Martigny. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. 17.
28. 1881. **Ch. Lory.** Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région. *Bull. soc. géol. France*, 3^e série, t. IX.
29. — **E. Reyher.** Predazzo. *Jahrbuch geol. Reichsanstalt*, Wien, Bd. XXXI.
30. 1882. **Gerhard.** Notiz über den Marmor von Saillon bei Saxon im Rhonetal. *N. J. f. Min.* I.
31. 1883. **Guinand.** Notice sur les marbres de Saillon. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, XVI, Lausanne.
32. 1884. **G. Primic.** Die geologischen Verhältnisse der Fogaraschen Alpen. *Mitteil. Ung. geolog. Anst.*, VI. Bd., 9. Heft.
33. 1890. **L. Duparc et J. Radian.** Composition de quelques schistes ardoisiers du Valais et de Savoie. *Arch. sc. phys. et nat.*, 3^e période, t. XXIII, Genève.
34. — **A. Michel-Lévy.** Etudes sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont Blanc. *Bull. serv. carte géol. France*, vol. I, fasc. 9.
35. 1890. **E. Renevier.** Monographie géologique des Hautes Alpes vaudoises et parties avoisinantes du Valais. *Matériaux carte géol. Suisse*. Livr. XVI.
36. 1891. **P. Termier.** Etude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise. *Bull. serv. carte géol. France*, vol. II, fasc. 20.
37. 1892. **H. Polig.** Über das Vallorcinekonglomerat. *Ztsch. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. XLIV.
38. 1893. **Edm. v. Fellenberg und C. Schmidt.** Geologische Beschreibung des westlichen Teils des Aarmassivs. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, Liefg. XXI.
39. — **H. Golliez.** Découverte des anciens plissements précambriens (poudingue précambrien sous la Dent de Moreles). *Arch. sc. phys. nat.*, 3^e période, t. XXX, Genève.
40. 1894. **Duparc et Ritter.** Sur la nature pétrographique du Carbonifère de la zone du Mont-Blanc. *Arch. sc. phys. nat.*, 3^e période, t. XXXI, Genève.
41. — **Duparc et Ritter.** Les formations du Carbonifère et les quartzites du Trias dans la région NW de la première zone alpine. *Mém. soc. phys. hist. nat.*, t. XXXII, 1^{re} partie, Genève.
42. — **E. Renevier et H. Golliez.** Voyage géologique au travers des Alpes. *Livret-guide du Congrès géol.*
43. — **P. Termier.** Sur le Permien du massif de la Vanoise. *Bull. soc. géol. France*, 3^e série, t. XXI.
44. — **P. Termier.** Le massif des Grandes Rousses. *Bull. serv. carte géol. France*, vol. VI, fasc. 40.
45. 1895. **A. Lacroix.** Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. *Bull. serv. carte géol. France*, t. VI.
46. 1896. **A. Lacroix.** Les transformations endomorphiques du magma granitique de la haute Ariège au contact des calcaires. *C. R. Ac. sc. Paris*, t. 123, p. 1021.
47. 1897. **F. Becke.** Gesteine des Columbretes. *Tschermacks M.-P. Mitt.*, vol. 16.
48. — **E. Ritter.** La bordure sud-ouest du Mont-Blanc, les plis couchés du Mont Joly et de ses attaches. *Bull. serv. carte géol. France*, t. IX, fasc. 60.
49. 1898. **L. Duparc et L. Mrazec.** Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont Blanc. *Mém. soc. phys. hist. nat. Genève*, t. XXIII.
50. 1900. **A. Lacroix.** Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. *Bull. serv. carte géol. France* t. X et XI.
51. 1901. **A. Bonard.** Etude pétrographique des roches éruptives du soubassement cristallin des Dents de Moreles-Dent du Midi. *Bull. Lab. géol. Univers. Lausanne*.
52. — **M. Lugeon.** Les grandes nappes de recouvrement des Alpes de la Suisse. *Bull. soc. géol. France*, 4^e série, vol. I.
53. — **M. Lugeon.** Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses. Lausanne. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. 37, et *Bull. Lab. géol. Univers. Lausanne*, n° 2.

54. 1902. **E. Joukowsky.** Sur les écoligites des Aiguilles-Rouges. *Arch. sc. phys. hist. nat.*, t. XIV, Genève.
55. 1903. **L. Hezner.** Beiträge zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztals. *Tschermaks M.-P. Mitt.*, Bd. XXII.
- 55a. — **L. Mrazec.** Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales. IX^e Congrès géol. Vienne.
56. — **P. Termier.** Les schistes cristallins des Alpes occidentales. IX^e Congrès géol. Vienne.
57. 1904. **B. Lindemann.** Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. *Neues J. für M., G. und P.*, Beil.-Bd. XIX.
58. 1907. **J. Barrell.** Geology of the Maryswille (a study of igneous intrusion and contact metamorphism). *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, N. 57.
59. — **J. F. Kemp.** Ore deposits at the contact of intrusive rocks and limestones. *Economic Geology*, vol. II, N. 1.
60. 1908. **W. Seyfarth.** Der Egeran und die ihn begleitenden Kontakterscheinungen von Göpfersgrün und Haslau. *Geognostische Jahreshefte*, 21.
61. 1909. **A. Bergeat.** Der Granodiorit von Conception del Oro (Mexico) und sein Kontakt. *N. J. für M., G. und P.*, Beil.-Bd. XXVIII.
62. — **A. Buxtorf und E. Truninger.** Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. *Verh. Nat. Ges. Basel*, Bd. XX, H. 2.
63. — **L. Hezner.** Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). *N. J. für M., G. und P.*, Beil.-Bd. XXVII.
64. — **Joh. Koenigsberger.** Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-Gotthard- und Tessinermassiv. *Eclogae geol. Helvet.*, vol. X.
65. — **M. Reinhard.** Die kristallinen Schiefer des Fogaraser Gebirges. *Anuarul institutului geologic al Romaniei*, vol. III.
66. — **H. Schardt.** Coup d'œil sur la géologie et la tectonique des Alpes du canton du Valais. *Bull. de la Murithienne*, fasc. XXXV, Sion.
67. — **F. E. Suess.** Beispiele blastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 2.
68. 1910. **Emil Bergeat.** Beobachtungen über den Diorit (Banatit) von Vasko im Banat und seine endogene und exogene Kontaktmetamorphose. *N. J. für M., G. und P.*, Beil.-Bd. XXX.
69. — **Joh. Koenigsberger.** Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aaremassiv, von Disentis zum Spannort. Freiburg i. B. und Leipzig.
70. 1911. **Frank D. Adams et Alfred E. Barlow.** Géologie des régions d'Haliburton et Bancroft, Canada. *Minist. des Mines, Mém.* n° 6.
- 71–72. — **Berend Georg Escher.** Über die pretriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi. Amsterdam.
73. — **V. M. Goldschmidt.** Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania.
74. — **L. Horwitz.** Contribution à l'étude des cônes de déjection dans la vallée du Rhône. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. XLVII, n° 173, Lausanne.
75. — **M. Lugeon.** Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *C. R. Acad. sc. Paris*, séance 13 novembre 1911.
76. — **M. Lugeon.** Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *C. R. Acad. sc. Paris*, t. 153, séance 30 octobre 1911.
77. — **Ernst Truninger.** Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv. *Mitt. Nat. Ges. Bern*.
78. 1912. **Becke.** Mineral- und Gesteinsbildung. *Handwörterbuch der Naturwissenschaften*, Bd. VI, Jena.
79. — **Grubenmann.** Mineral- und Gesteinsbildung auf dem Wege der Metamorphose. *Handwörterbuch der Naturwissenschaften*, Jena.
80. — **Emil Ketterer.** Das Massiv der Arpille und die Kohlenmulde von Salvan. Freiburg (Schweiz).
81. — **R. Lepsius.** Über die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstocken und zwischen Kontakt- und Regionalmetamorphose der Granite. *Geol. Rundschau*, Bd. III, Heft 1.
82. — **M. Lugeon.** Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences. *C. R. Acad. sc. Paris*, séance 30 septembre 1912.

83. 1912. **P. P. Susterschinsky.** Beiträge zur Kenntnis der Kontakte von Tiefengesteinen mit Kalksteinen im südwestlichen Finnland, St. Petersburg.
84. 1913. **M. Lugeon et E. Jérémime.** Sur la présence de bandes calcaires dans la partie suisse du massif des Aiguilles Rouges. *C. R. Acad. sc. Paris*, t. 156, p. 1473, et *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. XLIX.
85. 1914. **Roman Lucerna.** Morphologie der Mont-Blanc-Gruppe. *Dr. A. Petermanns Mitteilungen*, Ergänzungsheft Nr. 181, Gotha.
86. — **M. Lugeon.** Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C. R. Acad. sc. Paris*, t. 158, p. 2029, et *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. L.
87. — **M. Lugeon.** Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Matér. carte géol. Suisse*, 30^e livr.
88. 1915. **U. Grubenmann.** Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. *Beitr. Geol. Schweiz*, Geotechnische Serie, V. Liefg., Bern.
89. — **Placidus Hartmann.** Zur Geologie des kristallinen Substratums der Dent de Morcles.
90. — **E. Hugi.** Kontaktschollen im Gneis des obern Lauterbrunnentales. *Eclogae geol. Helvet.*, vol. XIII.
91. — **F. Nussbaum.** Oberflächenformen und Diluvialschutt des Mont Arpille. *Mitt. Nat. Ges. Bern*, XL—XLI.
92. 1916. **E. Gagnebin.** Les sources du massif de Moreles. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. 51.
93. — **U. Grubenmann und L. Hezner.** Zusammenstellung der Resultate über die von 1900—1915 im mineralogisch-petrographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule, ausgeführten chemischen Gesteinsanalysen. *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich*.
94. — **Albert und Arnold Heim.** Die Joramulde im Aaremassiv bei Fernigen (Uri). *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich*.
95. — **M. Lugeon.** Gisements calcaires du massif des Aiguilles Rouges et coin de gneiss d'Alesses. *C. R. soc. vaud. sc. nat.*, 19 avril 1916, vol. LI.
96. — **M. Lugeon.** Recherches dans le massif de Moreles. *Eclogae geol. Helvet.*, vol. XIV, n^o 1.
- 96a. — **M. Lugeon.** Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. *C. R. Acad. sc. Paris*, t. 162, p. 426.
97. — **J. Meyer.** Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv des Aiguilles Rouges. *Eclogae geol. Helvet.*, vol. XIV, n^o 1.
- 97a. 1917. **A. Lacroix.** Sur la transformation de quelques roches éruptives basiques en amphibolites. *C. R. Acad. sc. Paris*, vol. 164, p. 969.
98. 1918. **M. Lugeon.** Sur quelques charbons d'âge non carbonifère de la vallée du Rhône valaisan. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, n^o 194, vol. LII.
99. 1919. **H. Fehlmann.** Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Kümmerly, Bern.
100. — **Albert Heim.** Geologie der Schweiz, Bd. II, 1919—1922.
101. — **N. Oulianoff.** Sur les replis du synclinal carbonifère de Salvan-Châtelard. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, séance 15 octobre 1919, Lausanne.
102. — **N. Oulianoff.** Sur les plis hercyniens du massif de l'Arpille. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, séance 5 novembre 1919, Lausanne.
103. 1920. **L.-W. Collet et M. Reinhard.** Relation entre le massif des Aiguilles Rouges et celui de l'Arpille (Valais). *C. R. soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 37.
104. — **L.-W. Collet et Ed. Paréjas.** La géologie du Schwarz Mönch (Jungfrau) et la relation entre le massif de la Jungfrau et celui du Mont Blanc. *C. R. soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 37, p. 93.
105. — **E. Hugi.** Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. *Eclogae geol. Helvet.*, vol. XV, n^o 4.
106. — **M. Lugeon et N. Oulianoff.** Sur la géologie du massif de la Croix de Fer. *C. R. Acad. sc. Paris*, vol. 171, p. 563.
107. — **N. Oulianoff.** Sur les relations des amphibolites et du calcaire ancien dans le massif des Aiguilles Rouges. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, séance 18 février 1920, Lausanne.
108. — **N. Oulianoff.** De la présence des porphyres quartzifères sur le flanc nord-ouest du massif du Mont-Blanc. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, séance 5 mai 1920, Lausanne.
109. — **N. Oulianoff.** Quelques résultats de recherches géologiques dans le massif de l'Arpille et de ses abords. *Eclogae geol. Helvet.*, vol. XVI, n^o 1.
110. — **R. Staub.** Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich*.

111. 1921. **A. Buxtorf et L.-W. Collet.** Les relations entre le massif Gastern-Aiguilles Rouges et celui de l'Aar-Mont-Blanc. *Eclogae geol. Helvet.*, vol. XVI, n° 4.
112. — **L.-W. Collet.** La chaîne Jungfrau-Mönch-Eiger du point de vue géologique. *Echo des Alpes*, n° 10, p. 397.
113. — **Ed. Paréjas.** La vallée de Chamonix. Esquisse géologique. *Echo des Alpes*, n° 7.
114. 1922. **E. Hugi.** Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. *Verh. Schweiz. Nat. Ges.*, II. Teil, Bern 1922.
115. — **M. Lugeon et N. Oulianoff.** Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs que ce phénomène peut faire commettre. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. 54, n° 206, Lausanne.
116. — **Ed. Paréjas.** Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges, Genève.
117. — **Ed. Paréjas.** Sur quelques déformations de la nappe de Morcles et de son substratum. *C. R. soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 39, n° 3.
118. 1923. **M. Lugeon et N. Oulianoff.** A propos d'une note de M. Ed. Paréjas intitulée: Sur quelques déformations de la nappe de Morcles et de son substratum. *Bull. Lab. géol. Univers. Lausanne*, n° 35, et *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, vol. 55, n° 211, Lausanne.

Chapitre III.

Orientation géographique.

La région de mes recherches, nettement délimitée au point de vue géographique, s'étend du NE vers le SW. Elle se présente sous forme d'un trapèze allongé. Sa grande base est tracée par les pentes de la vallée du Rhône, de Martigny jusqu'à la cascade du Pissevache. Tandis que pour la petite base, qui n'est autre chose que la frontière franco-suisse, du col de Balme à l'Isle (terminus du chemin de fer Martigny-Le Châtelard), c'est la géographie politique qui intervient pour l'indiquer. Le côté sud-est du trapèze est formé par le lit profond du ruisseau du Nant Noir qui descend du col de Balme vers Trient; puis, par le col de la Forclaz, il atteint le vallon de Martigny-Combe pour suivre, à partir de Martigny-Croix, le bord gauche de la Drance, qui fait un coude brusque près de la colline, surmontée de la tour bien connue de La Bâtiaz.

Le côté nord-ouest du trapèze est indiqué par des données purement géologiques. Ce côté qui est, lui aussi, presque droit, présente le contact du synclinal carbonifère avec le cristallin du massif des Aiguilles Rouges.

Dans les cadres du trapèze se trouvent deux massifs, celui de l'Arpille et celui de la Croix de Fer. Ce dernier massif est limité de trois côtés par de profondes vallées, celle de l'Eau Noire au NW, celle du Trient au NE et celle du Nant Noir au SE. Vers le SW, ce massif dépasse la frontière franco-suisse. Quant au massif de l'Arpille, entièrement compris dans mon travail, il a la forme d'un parallélogramme, les vallées de Trient-Tête Noire, Tête Noire-Vernayaz, celles du Rhône et de Martigny-Forclaz représentant les côtés de ce parallélogramme.

La Croix de Fer avec ses 2346₉ m est le point culminant de la région étudiée. Les conditions topographiques sont telles que cette région présente de grandes difficultés d'exploration. Les nombreuses parois abruptes, la rareté des sentiers, la grande quantité d'éroulements sur de très vastes étendues sont de sérieux obstacles aux recherches.

Chapitre IV.

Orientation géologique.

Trois unités, appartenant chacune, stratigraphiquement et tectoniquement, à des époques différentes, sont comprises dans les limites de ma carte. Ces trois unités sont disposées dans la direction NE-SW, coupant la carte en trois bandes plus ou moins parallèles.

Tout le long du bord sud-est, de Martigny jusqu'au col de Balme, s'étend le synclinal complexe de Chamonix.

Le bord nord-ouest, dans toute sa longueur, de Vernayaz jusqu'au Châtelard, est occupé par le synclinal carbonifère qui est également complexe.

Entre ces deux bandes latérales existe celle du milieu comprenant le massif de l'Arpille, qui n'est autre chose qu'une partie du grand massif cristallin des Aiguilles Rouges. Vu le manque complet de fossiles, il n'est pas possible de déterminer l'âge des roches qui forment ce massif (gneiss, schistes cristallins, calcaire et apophyses granitiques).

Le peu que les faits nous montrent, prouve seulement que toutes ces roches sont antécarbonifères (antéstéphanien). Cette bande est sensiblement plus large que les deux autres, mais en même temps elle est plus courte. Si nous la suivons depuis la vallée du Rhône, nous verrons dans le haut de la vallée du Trient que cette partie cristalline de l'Arpille est cachée d'un côté par le flanc sud-est du synclinal carbonifère et de l'autre par le flanc nord-ouest du synclinal de Chamonix. De Trient-village jusqu'à la frontière franco-suisse, ces deux synclinaux, en se rejoignant, occupent toute la largeur de la carte.

Comme cela est connu depuis longtemps, ces trois unités tectoniques sont manifestement discordantes entre elles.

Ainsi, la description détaillée des environs de Trient doit être faite en tenant toujours compte de la subdivision naturelle de ces terrains en trois parties :

- 1° Le soubassement cristallin.
 - 2° Le synclinal carbonifère (et permien).
 - 3° Le synclinal complexe de Chamonix.
-

Deuxième Partie.

Le massif hercynien.

Chapitre I.

Les roches.

§ 1. L'orientation du massif.

Nous avons vu que, morphologiquement, le massif de l'Arpille s'allonge dans la direction SW-NE. Telle est aussi la direction des couches mésozoïques du synclinal de Chamonix. Mais les schistes cristallins, dans toutes leurs variétés, alternant avec des filons-couches de roches ignées, ont une direction générale quelque peu différente: elle est SWS-NEN, ou plus précisément N 30° E.

C'est la schistosité des gneiss et des micaschistes qui indique cette direction. Elle est aussi mise en évidence par la position des affleurements des couches du cristallin dans les parois nord-ouest de l'Arpille. Ces affleurements, c'est-à-dire les intersections des couches avec le plan de la pente, sont toujours inclinés vers le Rhône. Comme l'orientation de la pente est SW-NE, il est évident que les couches du cristallin (qui plongent au SE ou au SEE) sont dirigées plus au N par rapport à la direction de cette pente.

§ 2. Les coupes transversales.

Deux coupes transversales très profondes s'offrent à l'observateur. L'une est la coupe de La Bâtiâz à Miéville (Vernayaz), rendue célèbre par les recherches de *de Saussure*, de *Fournet* et d'autres géologues éminents. L'autre est la vallée du Trient, à partir du Nant Noir (torrent qui descend du col de Balme) jusqu'à Littroz. Cette coupe est moins profonde, mais mieux taillée que la première. Elle est moins complète que la précédente, car elle ne traverse pas entièrement le synclinal carbonifère.

En dressant les coupes transversales du massif des Aiguilles Rouges (dans sa partie suisse), les explorateurs dessinaient les couches des schistes cristallins, toujours uniformément redressées, avec une inclinaison de 75° à 80° vers le SE. Nous verrons plus loin que ce n'est pas le cas et que la tectonique du vieux massif est plus compliquée.

§ 3. Les facies du cristallin.

Passons rapidement en revue les roches-types principales que nous allons rencontrer en suivant ces coupes.

C'est sous le facies porphyrique que le cristallin du massif du Mont Blanc nous apparaît en contact avec les sédiments mésozoïques du synclinal de Chamonix.

On considère le synclinal de Chamonix comme ligne de démarcation entre le massif du Mont Blanc et celui des Aiguilles Rouges.

Cette conception demande à être corrigée, comme nous le verrons bientôt.

En dehors des limites nord-ouest de notre carte, le granite forme une bande bien connue. C'est le fameux granite, dit de Vallorcine, des auteurs. Il doit pourtant exister en profondeur sous le massif de l'Arpille. Il se révèle, en effet, à la surface, par d'innombrables apophises granitiques, aplitiques et pegmatitiques qu'il a projetées de tous les côtés, imprégnant le massif comme une éponge.

En ce qui concerne la sédimentation antécarbonifère dans notre région, nous ne savons que très peu de choses.

Pourtant, nous pouvons dire que la sédimentation n'était pas uniforme. Elle était tantôt argileuse, tantôt marneuse, tantôt encore purement calcaire. Cette différence de la sédimentation était si bien marquée que même après tous les bouleversements tectoniques, après d'intenses actions de métamorphisme, les différents sédiments conservent encore quelques traits personnels.

Les micaschistes et les calcaires marmorisés sont les représentants de la sédimentation primitive qui ont le moins changé. Les différentes espèces de métamorphisme ont transformé les micaschistes en paragneiss et en cornéennes, les sédiments calcaires en marbres, en cornéennes calcaires, en amphibolites.

C'est avec tout cet ensemble de roches cristallines que nous avons affaire en étudiant les coupes dans la nature.

§ 4. Le cristallin du Mont-Blanc.

Le contact du cristallin du massif du Mont-Blanc avec le bord sud-est du synclinal de Chamonix est visible seulement au col de Balme, dans le vallon du Nant Noir et en dessus du col de la Forelaz. A partir de ce dernier col, en descendant par le vallon de Martigny-Combe, le bord sud-est du synclinal est toujours recouvert par un dépôt glaciaire très épais.

Dans les endroits indiqués ci-dessus, on voit des dolomies et des cornieules triasiques, qui représentent ici les termes les plus anciens du synclinal de Chamonix, flanqués contre la roche cristalline d'un facies assez constant. Celle-ci est claire, presque blanche, légèrement verdâtre ou gris-verdâtre. Sa structure révèle la forte pression qu'elle a subie : elle est schisteuse, voire même fibreuse. L'effet de la pression est le plus marqué dans la partie inférieure du vallon du Nant Noir, tandis que près du col de Balme, la roche est plus compacte.

Voici ce que nous donne l'étude microscopique des différents échantillons de cette roche.

§ 5. Les porphyres quartzifères.

Le microscope nous fait voir tout de suite que nous avons affaire à une roche ignée à deux temps de cristallisation. La structure porphyrique est très marquée.

La première consolidation occupe $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{3}$ de chaque préparation (au col de Balme plus, à la Forelaz moins). Elle comprend des feldspaths et du quartz. Les feldspaths sont en partie séricités, en plus grande partie encore kaolinisés, mais on y rencontre aussi de nombreuses plages qui sont très fraîches. Les formes cristallographiques sont souvent très bien conservées. Dans les autres coupes, la résorption magmatique se fait sentir jusqu'à la disparition complète de contours nets. Le quartz est atteint par la résorption plus que le feldspath. Parmi les phénocristaux de feldspaths on reconnaît facilement l'orthose, le microcline, les plagioclases acides ; ils sont souvent mâclés selon la loi de Carlsbad et de l'albite. Le quartz se présente fréquemment sous la forme bipyramidée. La pâte est microgrenue, essentiellement quartzreuse avec peu de feldspaths, mais assez riche en paillettes de mica blanc-verdâtre (séricite) qui forment des traînées, indiquant ainsi la schistosité de la roche. Parmi les grains de quartz, dans la pâte, on peut distinguer deux dimensions. Les plus grands forment des agglomérations triangulaires, presque toujours placées sous la protection de phénocristaux. Ces petits triangles plus ou moins allongés augmentent de beaucoup l'impression de fluidité de la structure de la roche. Par contre, dans d'autres coupes (par exemple au col de Balme), on remarque que les éléments de la seconde consolidation, différenciés par la grosseur, se disposent en lits assez irréguliers, mais indiquant quand même la schistosité de la roche. Outre ces éléments principaux, on remarque des grains de calcite, qui forment souvent des auréoles autour des phénocristaux. La structure de la pâte quartzreuse qui moule les phénocristaux est quelquefois globulaire ou vermiculée. Il est intéressant de noter que le quartz dans la seconde consolidation forme parfois avec les feldspaths la vraie structure micrographique. Dans de pareils cas, le quartz est uniformément orienté. On peut voir des plages entières, dans lesquelles le quartz s'éteint simultanément.

L'étude microscopique nous montre l'analogie frappante de ces porphyres quartzifères avec ceux qui se développent si largement sur le flanc sud-est du Mont-Blanc et qui sont si magistralement décrits par *L. Duparc* et *L. Mrazec* (49, chapitres IX, X, XI).

Dans le présent travail, je laisse de côté la question de l'expansion de ces porphyres dans la direction sud-est, quelque intéressante qu'elle soit. Je me réserve d'y revenir plus tard.

§ 6. Le soubassement cristallin du synclinal de Chamonix.

Par contre, nous prendrons maintenant la direction nord-ouest pour suivre la série cristalline dans le soubassement du synclinal de Chamonix. Les conditions de la surface sont très peu favorables à une telle étude. Les deux versants de la vallée du Trient, qui coupe transversalement le synclinal, sont couverts presque entièrement par des dépôts glaciaires ou par des éboulis très abondants.

Ainsi, sur le bord droit de la vallée, nous ne trouvons aucun affleurement des roches qui nous intéressent. Sur le bord gauche elles affleurent, quoique de manière restreinte. Pour les toucher, il nous faut aller dans le vallon du Nant Noir, puis dans celui de La Chenalette, ruisseau qui coule presque parallèlement au Nant Noir.

Dans le bas du vallon du Nant Noir, à l'altitude de 1480 m, sur le bord gauche, on trouve un affleurement de gneiss qui a tout l'air d'être de l'orthogneiss. En gravissant la crête qui forme la ligne de séparation entre La Chenalette et le Nant Noir, nous pouvons suivre ce gneiss jusqu'à 1570 m. Ici, il est surmonté par des schistes noirs, très broyés et laminés, épais de 10 m; puis, de nouveau, vient le gneiss qui disparaît, 5 mètres plus haut, sous des éboulis couverts de végétations. Passons maintenant aux affleurements de La Chenalette.

Jusqu'à l'altitude de 1500 m (le fond de la vallée du Trient est à 1350 m), le lit du ruisseau, ainsi que ses deux côtés sont couverts d'éboulis. A partir de 1500 m, nous pouvons toucher le cristallin. C'est une roche grise, schisteuse, légèrement verdâtre, riche en biotite.

Voici comment elle se présente sous le microscope: l'élément principal de la roche est un feldspath très séricitisé et zoïsité; on peut distinguer par places des mâcles selon la loi de l'albite; on rencontre beaucoup de quartz et de biotite.

Les éléments secondaires très développés sont: la zoïsité et la chlorite. Les grains d'épidote ne sont pas rares.

Comme produit secondaire, il faut noter aussi la calcite. Les parties séricitisées forment des bandes, des traînées, dans lesquelles les particules de séricite sont toutes orientées dans la même direction.

C'est à un gneiss à biotite que nous avons affaire ici. Les plages de biotite attirent particulièrement notre attention. Le phénomène de dynamométamorphisme est très manifeste sur cette biotite, qui est écrasée par la pression exercée perpendiculairement à la schistosité de la roche.

Sous l'effet de cette pression, la biotite se fendit; au contraire, les plages de la biotite dont le clivage était perpendiculaire à la pression restèrent presque intactes.

A part ce gneiss, nous rencontrons dans le lit du ruisseau (bord droit) du granit à quartz bleuâtre fumé, à feldspath légèrement rosé et à biotite. Il est fortement diaclasé. Toujours dans le lit du ruisseau, on remarque le contact du granit avec le gneiss; ils sont cependant séparés l'un de l'autre, dans le lit du ruisseau, par une mince couche de 0,01 à 0,02 m d'épaisseur de calcaire marmorisé.

Sur un champ d'observation aussi restreint, il est impossible de se prononcer sur l'origine du gneiss.

§ 7. La zone de broyage.

A partir de 1555 m, le gneiss fait place à des schistes foncés, argileux, qui occupent une épaisseur considérable. Ces schistes sont plus ou moins micacés, par places durs et difficiles à casser; par places, au contraire, très laminés, et décomposés. La couleur de ces schistes n'est pas constante non plus. Du noir elle passe au gris-vert, très clair. En montant, on remarque que la composition des schistes change aussi. De petites, puis de plus en plus grandes lentilles de calcaire gris, recristallisé, sont intercalées et broyées avec les schistes. En même temps, à partir de l'altitude de 1600 m, les schistes deviennent plus cristallins.

Sous le microscope, la roche fait preuve d'un phénomène de broyage très intense. La roche calcaire et une roche cristalline, en parties à peu près égales, ont contribué à la formation de ce facies de broyage. Dans les parties cristallines, on reconnaît assez facilement le porphyre quartzifère. La première consolidation (surtout de feldspath qui est presque entièrement séricitisé) est très altérée et les cristaux sont brisés.

Montant toujours et longeant le bord droit de La Chenalette, on remarque que les schistes deviennent plus grossièrement cristallisés, en même temps que la structure fibreuse remplace la structure schisteuse. Dans cette zone d'un broyage très intense, on peut suivre la roche cristalline jusqu'à l'altitude de 1780 m, où elle se perd, devenant virtuelle entre les deux couches de calcaire encaissant.

Sans entrer dans les détails de la tectonique de cet endroit, nous attirons l'attention sur cette lame cristalline qui pénètre si haut dans le Secondaire. La forte pression et la composition de la bande expliquent aisément la structure si étrange de la roche: on dirait une pâte fortement pressée à travers de petits orifices. En effet, les gros éléments de la roche forment les cœurs des longues fibres, les petits éléments moulant ces cœurs. Voici quels sont les résultats que nous donne l'étude microscopique.

Même dans les échantillons qui nous apparaissent moins broyés, l'effet du dynamométamorphisme est intense. Les grands cristaux de feldspath et de quartz sont brisés et ressoudés, en partie, par la calcite. Le mica, très abondant, est souvent déjà chloritisé. Par places, on remarque pourtant des plages où des associations de quartz et de feldspath présentent une vraie texture granitique. Dans d'autres cas, c'est la texture porphyrique avec la pâte microgrenue et les phénocristaux corrodés.

D'autres échantillons montrent l'effet du dynamométamorphisme d'un degré encore plus élevé. Les gros éléments sont: le quartz, souvent corrodé, et les feldspaths. Ces derniers sont tantôt entièrement séricitisés, tantôt ils sont assez frais, bien que brisés et ressoudés par de la calcite. La pâte qui moule ces cristaux est composée principalement de quartz microcristallin, de calcite, de paillettes de mica et de chlorite.

On remarque aussi des aiguilles minuscules de rutile associées entre elles en mâcles caractéristiques formant des angles de 120°.

Ainsi, nous pouvons supposer avec assez de certitude que les porphyres quartzifères ont sensiblement contribué à la formation de cette lame cristalline.

Dans la même zone cristalline, 20 à 30 m en dessus et au NW du col de la Forclaz, nous voyons une roche qui montre une forte tendance à la texture porphyrique. La délimitation des phénocristaux et de la pâte n'est pas très nette, vu que la pâte est grossièrement cristallisée, mais on distingue, sous le microscope, des cristaux de plus grande taille: des feldspaths toujours altérés et du quartz.

Depuis La Chenalette, dans la direction nord-ouest, la pente de la Croix de Fer ne laisse voir aucun affleurement de cristallin, à cause d'abondants éboulis. Il en est ainsi jusqu'au ruisseau du Lavanchi. Des affleurements de cristallin dans le lit de ce ruisseau ne présentent rien d'intéressant pour la structure du massif cristallin, aussi les décrirai-je plus loin, dans la partie qui comprendra la tectonique du synclinal de Chamonix.

§ 8. Les plissements des schistes cristallins du massif de l'Arpille.

L'exploration de l'Arpille, quelque petite que soit cette montagne, présente beaucoup de difficultés. Sans parler des complications stratigraphiques et tectoniques très considérables, je veux rappeler les nombreux obstacles d'ordres divers, tels que des parois inaccessibles, des pentes qui, sur de grandes étendues, sont couvertes de glaciaire et d'éboulis, ou bien encore un manteau végétal qui, avec sa forte couche d'humus, voile la roche. Tous ces obstacles dérobent à l'explorateur la vue d'ensemble et réclament de lui un travail minutieux et des recherches ardues et compliquées.

Pour présenter la description qui va suivre, je formulerai d'avance, en quelques mots, les résultats stratigraphiques et tectoniques de ces recherches. L'uniformité écrasante des schistes cristallins dans cette partie du massif des Aiguilles Rouges fut réfutée pour la première fois en 1913 par M. Lugeon et M^{me} Jérémise (84). Ces auteurs ont attiré l'attention sur la présence de calcaires anciens métamorphisés dans les schistes cristallins des Aiguilles Rouges (partie suisse). Ils émirent l'hypothèse que les bandes calcaires, les unes connues depuis longtemps, les autres trouvées par les auteurs au cours de leur exploration, indiquaient des synclinaux dans les schistes cristallins.

Mes observations ont justifié pleinement cette hypothèse. Plus encore, elles ont permis de délimiter les synclinaux dans le cristallin et d'établir que, dans le massif de l'Arpille proprement dit, il y a pour le moins trois de ces synclinaux, dont un couché et même plongeant.

Nous verrons les preuves de cette manière de voir dans la description détaillée à laquelle nous passons maintenant.

§ 9. Les deux groupes des roches de l'Arpille.

Parmi les roches qui contribuent à la construction des Aiguilles Rouges, ou plus particulièrement de l'Arpille, les unes sont distribuées sans aucune règle fixe. Ce sont des micaschistes, des micaschistes injectés devenus gneiss, des cornéennes, de nombreuses apophyses granitiques, pegmatitiques ou apliques. Il est évident que les cornéennes, les gneiss par imbibition sont les plus abondants là, où l'injection magmatique est la plus forte. Puisque l'Arpille, comme je l'ai déjà dit, est imprégnée comme une éponge par la venue magmatique, la délimitation du phénomène du métamorphisme régional d'avec celui de contact est presque irréalisable ou, si l'on veut, extrêmement difficile. Tout autrement se comporte la seconde série des roches qu'on rencontre dans le massif de l'Arpille.

Cette série comprend des calcaires anciens, des cornéennes calcaires, des amphibolites. Toutes ces roches forment, dans les affleurements de l'Arpille, une sorte d'association naturelle.

§ 10. « Calcaire ancien ».

J'ai employé l'expression « calcaire ancien ». Cette expression demande une explication. Nulle part, dans ces calcaires intercalés dans les gneiss du massif des Aiguilles Rouges, on ne trouve de fossiles. Aussi, la détermination de leur âge n'est-elle possible que par comparaison et par la constatation de discordances.

Les couches de calcaire marmorisé et métamorphisé de Littroz, connues déjà depuis *de Saussure*, ont leur prolongation naturelle dans les parois de la Tête Noire. En montant le sentier (maintenant route carrossable) de l'hôtel de Tête Noire aux Jeurs, nous sommes tout d'abord dans le cristallin, que surmontent les couches du calcaire métamorphisé. Le cristallin et le calcaire ont une direction sensiblement NE-SW, avec une inclinaison de 40° vers le SE. Bientôt nous arrivons à une cheminée remplie d'éboulis. Le bord gauche est formé d'une tout autre roche. Ce sont : le fameux conglomérat de Vallorcine, des grès, des schistes argileux, en un mot la série habituelle à notre région des facies du Carbonifère ou, plus précisément, du Carbonifère supérieur (Stéphanien).

Les couches du Carbonifère ont la direction NNE-SSW et tombent de 45° à 60° vers le NWW; cette différence d'inclinaison nous démontre clairement la discordance du Carbonifère sur le cristallin.

Ici, je dois consacrer quelques lignes à une conception tout à fait étrange, exprimée par *Ketterer* (80). Elle mérite à peine d'être mentionnée, mais il faut néanmoins le faire.

Par cette cheminée, devant laquelle nous nous sommes arrêtés, *Ketterer* fait passer une faille avec un rejet formidable d'au moins 500 à 600 m et cela dans le but d'amener les couches du Secondaire, qui forment le flanc nord-ouest du synclinal de Chamonix dans le massif de la Croix de Fer, au niveau du calcaire ancien, intercalé dans les schistes cristallins.

Je ne discuterai pas cette hypothèse de rapprochement des sédiments du synclinal de Chamonix avec le calcaire ancien du massif des Aiguilles Rouges : elle est par trop bizarre. Mais l'existence de la faille ne pouvait rester ainsi hypothétique. Elle devait être prouvée sur le terrain même. Or, l'observation sur le terrain nous la montre tout à fait imaginaire.

Il faut se donner la peine de monter quelque peu dans cette cheminée de Tête Noire pour, en laissant les éboulis en bas, toucher le contact du cristallin et du Carbonifère. Ce contact est tranquille, sans aucune trace de faille. Plus encore, en moulant le soubassement cristallin, le Carbonifère enveloppe Tête Noire. On peut suivre la ligne de contact qui s'incurve vers le SE pour, plus haut, se redresser de nouveau.

La région de Tête Noire nous fait voir nettement que le calcaire intercalé dans les gneiss du massif des Aiguilles Rouges est couvert en discordance par le Carbonifère.

L'autre endroit où cette démonstration est aussi très évidente, se trouve en dessous des Marécottes, près de la carrière où l'on exploite le grès carbonifère. A deux pas de cette carrière, tout en croyant être

encore en plein Carbonifère, nous tombons subitement sur un affleurement de calcaire marmorisé et métamorphisé, pincé dans les schistes cristallins, qui sont en partie transformés en cornéenne.

La direction des couches est NNE avec une inclinaison de 70° à 80° vers le SEE. Tout ce complexe est couvert en discordance par le Carbonifère.

Ces deux exemples suffisent pour déterminer comme antécarbonifère (ou— plus précisément — antéstéphanien) l'âge des calcaires que l'on trouve dans le massif des Aiguilles Rouges. D'après nos connaissances actuelles, une définition plus précise n'est pas possible.

Ainsi, le terme «calcaire ancien» que nous aurons à employer dans la suite n'évoque que la limite supérieure de sa position stratigraphique.

§ 11. L'importance réciproque des deux groupes des roches de l'Arpille.

Passons maintenant en revue les facies de toutes les roches qui entrent dans la construction du massif de l'Arpille.

Comme je l'ai déjà indiqué, on peut les partager en deux groupes bien distincts.

Le premier comprend: les micaschistes, les gneiss, les cornéennes, les granites, les aplites, les pegmatites.

Le second comprend: les calcaires, les cornéennes calcaires, les amphibolites.

Comme éléments de construction du massif, le premier, quantitativement, joue le rôle prépondérant; le second lui est entièrement subordonné.

La description des roches qui composent le premier groupe a été faite déjà à plusieurs reprises.

Sans citer les auteurs, tels que *Michel-Lévy* (34), *Joukowsky* (54) et d'autres qui ont étudié la partie française des Aiguilles Rouges, je rappellerai *Golliez* (39, 42), *Bonard* (51), *Hartmann* (89), *Meyer* (97) qui se sont donné la peine de décrire, au point de vue pétrographique, le cristallin des Aiguilles Rouges dans les affleurements que nous présente la coupe incomparable de la vallée du Rhône, entre Martigny et St-Maurice.

Tous ces auteurs, à quelques exceptions près, décrivent seulement les roches que je place dans le premier groupe.

Ainsi, sans entrer dans les détails en ce qui concerne la description pétrographique de ce groupe, je me bornerai à quelques remarques qui ont, d'après moi, une importance certaine.

§ 12. Les roches du premier groupe.

Les roches les plus répandues sont des micaschistes qui en partie, par la voie d'imprégnation, se sont transformées en gneiss. Leur facies présente toute une gamme de variétés. Dans les parois de l'Arpille, vis-à-vis de Salvan, nous trouvons du gneiss très largement cristallisé. C'est toujours la roche gris-foncé, compacte; la schistosité y est marquée par la disposition des lamelles de biotite. Elle se débite en plaques de 1 à 3 cm d'épaisseur.

Sous le microscope, on voit que la roche est composée de feldspaths, de quartz et de biotite. Les feldspaths (orthose et plagioclases acides) sont les plus développés de tous les éléments principaux. Les mâcles polysynthétiques de l'albite sont fréquentes. La kaolinisation des feldspaths est assez forte, aussi sont-ils atteints par la séricitisation. Le quartz est moins développé que les feldspaths. La biotite en lamelles assez petites, fortement polycroïques, est uniformément orientée. Elle s'éteint à la fois (sauf quelques exceptions) sur toute la préparation. Elle est en partie chloritisée. Éléments accessoires: oxydes de fer.

Dans les mêmes parois se voient des pentes rocheuses, taillées entièrement dans un micaschiste très friable. Dans les endroits où les micaschistes résistent le moins à la force destructive des intempéries, des cavités, grandes et petites, se sont formées.

Les micaschistes typiques légèrement injectés se trouvent en dessous des Granges, dans la partie du cristallin qui forme le soubassement au NW du synclinal carbonifère. Dans ces micaschistes, comme on le voit sous le microscope, le quartz représente l'élément principal. Les deux micas, blanc et noir, l'accompagnent en lamelles moyennes, nettement orientées. La biotite est en grande partie décolorée.

On remarque aussi la chloritisation du mica. Le feldspath joue un rôle tout à fait subordonné. L'oxyde de fer est assez abondant. Quelques alignements de petits cristaux de grenat complètent le tableau.

A propos des roches des parois entre Vernayaz et le Pissevache, je dois souligner un point de divergence entre *Meyer* et moi.

Dans son excellente description pétrographique, il donne, entre autres, la caractéristique des «Hornfelse am Fusse des Tête de Dalley» (alias Tête des Crêtes) (97, 115).

Il trouve que cette roche «sieht einem Quarzite ähnlich». Je ne réfuterai pas cette affirmation, en tant qu'elle est la caractéristique de l'échantillon décrit par *Meyer*, pourvu qu'il ne l'applique pas à toutes les parois de la Tête des Crêtes. Nous y constatons, au contraire, une injection très intense du magma granitique.

Sous le microscope, on voit que l'élément essentiel est le feldspath mâclé (lois de Carlsbad et de l'albite). On y remarque souvent le péricline. Les feldspaths sont kaolinisés, séricitisés et en partie calcifiés. Le quartz est moins représenté que le feldspath. Ces deux minéraux possèdent souvent des inclusions nombreuses de gaz et de liquides. Le troisième élément est le mica blanc. Dans la préparation, on voit des filons d'injection aplitique secondaire très fraîche. On observe sous le microscope, mais mieux encore à l'œil nu, la structure légèrement schisteuse de la roche. En outre, les cristaux de feldspath sont souvent diaclasés et ressoudés. C'est un granite mylonitisé.

Nous trouvons exactement le même facies granitique près du contact sud-est du synclinal carbonifère, derrière le village de Vernayaz. Le microscope nous montre seulement que la mylonitisation ne s'y fait presque pas sentir; la résorption magmatique présente dans cette roche un phénomène qui saute aux yeux.

§ 13. Les gneiss et les cornéennes.

Je veux indiquer encore un point de divergence qui existe entre *Meyer* et moi, cette fois-ci d'ordre plutôt formel, mais qui est néanmoins d'une certaine importance quant à la clarté de la description générale de cette région. *Meyer* emploie largement le terme de «Hornfelse». Ces «Hornfelse» (cornéennes) occupent selon lui une place prédominante dans la construction de la coupe de Trient à Pissevache. Quant à moi, pour la roche principale qui forme le soubassement du Carbonifère, j'aimerais mieux employer le terme de gneiss; ce gneiss provient des schistes primitifs, métamorphisés par une injection très intense. Il est évident que l'injection est aussi favorable à la formation abondante de cornéennes compactes.

Pendant, c'est toujours le facies gneissique qui prédomine. Dans les parois qui surplombent Vernayaz, ce gneiss est gris, massif, d'une structure légèrement schisteuse. Sous le microscope, la schistosité est plus visible, grâce à l'orientation de la biotite. Le feldspath occupe la place principale; mais ses plages généralement ne possèdent pas de contours cristallographiques; on remarque toutefois des cristaux plus ou moins bien formés.

Nous rencontrons le même facies de gneiss en contact avec le Carbonifère en dessous de Salvan, près de la station du câble Salvan-Taillaz. Sous le microscope, le feldspath acide de ce gneiss est souvent polysynthétiquement mâclé et séricitisé. Le quartz entre pour $\frac{1}{3}$ dans la formation de la roche. Les formes du feldspath et du quartz sont allotriomorphes. La pénétration du quartz dans les feldspaths tend fréquemment à la structure pegmatitique.

§ 14. Les gneiss de Littroz et du sommet de l'Arpille.

L'étude du gneiss de Littroz, là où il sert de soubassement aux couches du calcaire ancien, et celle du gneiss du sommet de l'Arpille nous permettent d'établir le type moyen du gneiss du massif de l'Arpille.

Le gneiss du sommet de l'Arpille est une roche gris clair, compacte; la schistosité est soulignée par le mica. On remarque une certaine tendance à la structure œillée.

Sous le microscope, on voit que le quartz, le feldspath et la biotite en sont les éléments essentiels. Les feldspaths ont des contours corrodés, souvent pénétrés poecilitiquement par le quartz. On remarque de même des mâcles polysynthétiques suivant la loi de l'albite. Selon la mesure d'angles d'ex-

tion, il faut les placer dans les plagioclases acides. Le quartz est entièrement recristallisé. La biotite est en lamelles assez petites et courtes, uniformément orientées. La plus grande partie de la biotite est chloritisée. Comme éléments accessoires, il faut indiquer le grenat et la magnétite.

L'étude sous le microscope du gneiss de Littroz nous montre la même composition minéralogique. La biotite est presque entièrement transformée en chlorite.

§ 15. Les roches du second groupe.

Passons maintenant aux roches du second groupe.

En les étudiant, nous sommes dans le royaume du métamorphisme de contact, du métamorphisme pneumatolytique principalement. Dans les cas de contact de matières aussi différentes au point de vue chimique que le granite avec sa suite pegmatitique et le calcaire, le phénomène du métamorphisme (endo- ainsi que exomorphisme) se traduit par une grande variété de produits définitifs et par la formation d'une quantité considérable de minéraux nouveaux.

§ 16. Le métamorphisme de contact.

Le phénomène du métamorphisme de contact des calcaires avec des roches de profondeur a attiré depuis longtemps déjà l'attention des observateurs. Des travaux fondamentaux, ainsi que les résultats d'études spéciales de cette question commencent à paraître à partir de la dernière dizaine du XIX^e siècle.

M. *Lacroix* doit être cité en tête des explorateurs qui consacrèrent leur temps à l'étude de cette question. Dans une série de brillantes monographies qui se rapportent aux contacts dans les Pyrénées, M. *Lacroix* a su décrire les phénomènes du métamorphisme avec une clarté incomparable. Il a de même indiqué dans les grandes lignes la suite naturelle de la transformation endo- et exomorphique que subissent les calcaires et les roches ignées une fois entrés en contact.

Parmi les autres travaux importants, traitant du métamorphisme des roches calcaires en contact avec les roches ignées, je citerai ici V. M. *Goldschmidt* (73), B. *Lindemann* (57), *Frank Adams* et *Alfred Barlow* (70), P. *Sustschinsky* (83).

Chez V. M. *Goldschmidt* nous trouvons une classification très intéressante des «Hornfelse der Gesteinsreihe Tonschiefer-Mergelschiefer». En partant des schistes argileux purs et passant par tous les termes intermédiaires, avec une proportion de chaux toujours plus élevée, nous arrivons aux calcaires purs. Voici comment se traduit cette différence de matière première dans la composition minéralogique des produits finaux:

- | | |
|-----|--|
| 1° | Cornéennes à andalusite et cordiérite; |
| 2° | » à plagioclase, andalusite et cordiérite; |
| 3° | » à plagioclase et cordiérite; |
| 4° | » à plagioclase, hyperstène et cordiérite; |
| 5° | » à plagioclase et hyperstène; |
| 6° | » à plagioclase, hyperstène et diopside; |
| 7° | » à plagioclase et diopside; |
| 8° | » à grossulaire, plagioclase et diopside; |
| 9° | » à grossulaire et plagioclase; |
| 10° | » à grossulaire, wollastonite et diopside;
ou à idocrase, grossulaire et diopside;
ou à idocrase, grossulaire, wollastonite et diopside. |

«Nimmt die Menge an Kalkspat weiter zu, so kommen wir mit kontinuierlichem Übergang zu den Kontaktprodukten reinerer und reinerer Kalksteine, zu silikatführendem Marmor und schliesslich zu reinem Marmor als Endglied der Reihe.» (73, 196).

§ 17. Les calcaires métamorphisés de l'Arpille.

Les affleurements de l'Arpille qui nous intéressent en ce moment sont très riches en représentants des quatre dernières classes de *Goldschmidt*, mais il ne faut pourtant pas oublier que dans la nature nous avons plus encore de termes transitifs que ceux qui peuvent être définis dans une classification.

Passons en revue les facies macro- et microscopiques des calcaires, calcaires à minéraux, cornéennes calcaires, qui se rencontrent dans les affleurements de l'Arpille.

Sauf de rares exceptions, le calcaire ancien est entièrement transformé en cornéennes ou bien enrichi de nouveaux minéraux par voie de pneumatolyse.

Sur le sentier de Gueuroz à Charravex, on peut voir exceptionnellement affleurer le calcaire blanc, marmorisé, accompagné de minces lits de graphite. De même dans l'affleurement avec une grotte, en dessus du Revix.

§ 18. Les calcaires à minéraux.

Dans les parois qui dominent Trient-village, on peut récolter du calcaire appartenant au stade d'enrichissement par les minéraux secondaires.

A l'œil nu, on voit que le calcaire est recristallisé. On remarque des grains roux de grenat et des paillettes minuscules de graphite.

Le microscope confirme ce diagnostic. Parmi les minéraux secondaires, il faut citer en premier lieu la wollastonite qui y est assez librement et largement développée. Puis viennent les plagioclases, assez abondants, enfin la hornblende et quelques grains de diopside et de grenat. Le quartz manque. Les fuseaux habituels de sphène et les minerais de fer complètent cette association.

La roche dolomitique qui a subi au même degré le métamorphisme présente un autre aspect. Dans l'affleurement des Ottans, nous pouvons trouver du calcaire très dolomitique, lardé de minces lits de chlorite. On y remarque aussi d'assez nombreuses paillettes de graphite.

Une coupe permet de voir trois zones parallèles :

1° Dans la première zone, à part les carbonates, on remarque une quantité considérable d'enstatite, polarisant très bas, avec son relief qui la distingue nettement des carbonates. Il y a aussi passablement de grains de spinelle.

2° La seconde zone comprend l'association des carbonates et des chlorites. Parmi ces derniers, on peut voir distinctement la pennine avec 2 V voisin de 0°, polarisant excessivement bas. La delessite y est aussi présent, ainsi que le clinocllore. Les chlorites forment des traînées plus ou moins compactes qui s'étirent et disparaissent dans la masse des carbonates ou, encore, forment des lentilles assez épaisses.

3° La troisième zone se distingue de la seconde par la présence de nombreux grains de sphène en forme de fuseau ; on remarque aussi quelques cristaux de zircon.

§ 19. Les calcaires à lits de silicates.

Le degré suivant du métamorphisme nous présente le calcaire qu'on trouve en dessus du pâturage de Charravex.

La roche est de couleur grise avec des plages jaune-rose (qui indiquent l'emplacement des groupes de silicates). A la surface altérée de la roche, les agglomérations des silicates forment des saillies. Les parties calcaires contiennent beaucoup de paillettes de graphite. La couleur grise de la roche indique que le dégagement des matières organiques ne s'est pas produit entièrement.

Sous le microscope, nous voyons que la roche est composée essentiellement de carbonates finement cristallisés. Dans cette pâte nagent quelques grands cristaux de grenats sans contours nets. Ils sont diaclasés et ressoudés par la calcite.

Au milieu et autour des agglomérations de grenats, on remarque des champs de pâte microcristalline de plagioclases, ainsi que de scapolites, à structure en écailles et montrant l'extinction ondulante.

Le diopside (et le diallage) sont très répandus et surtout dans les endroits occupés par les grenats qu'ils pénètrent poecilitiquement.

Le quartz se rencontre en quantité minime. On remarque en outre quelques microcristaux de sphène.

J'ai déjà indiqué que les silicates, quand ils sont abondants, forment des groupements dans la masse des carbonates. La forte pression qu'ils ont subie a déterminé la forme lenticulaire de ces groupe-

ments. Lorsque ces lentilles sont nombreuses, elles se réunissent en minces lits, toujours séparés par les carbonates. Si l'effet du métamorphisme était encore plus marqué, les couches de silicates augmenteraient en épaisseur jusqu'à la disparition complète des carbonates. On pourrait alors s'attendre à voir la roche présenter un aspect uniformément corné et compact. Ce n'est pas le cas.

§ 20. L'aspect rubanné des calcaires métamorphisés.

Les affleurements de calcaire ancien dans les parois des Ottans, de même qu'au sommet de l'Arpille, ou près de la Gouille Verte, ou au SW du Revix, etc., sont nettement rubannés. Deux causes déterminent cet aspect rubanné.

La première consiste dans les différents degrés de dureté de la roche. L'alternance constante des parties plus ou moins dures ou tendres la font ressembler à une pâte feuilletée. Sur la surface de l'altération, les couches tendres déterminent des canelures, les couches dures des saillies.

La seconde cause de l'aspect rubanné de la roche est la différence de couleurs qui est visible même sur les surfaces altérées. Quant aux cassures fraîches, elles réjouissent l'œil par la splendide alternance des lits gris clair, gris-verdâtre, vert clair, brun-rouge foncé, brun clair et gris-violet.

D'où provient cette différence de composition des cornéennes calcaires ?

A ce sujet, *F. Adams* (70, 167) dit :

« Il semble difficile d'admettre que les calcaires plus ou moins massifs aient pu être transformés en roches à bandes si parfaitement parallèles par la simple arrivée de vapeurs échappées du granite. Il faut admettre que les sédiments primitifs présentaient une alternance dans la composition, et que, lors de la recristallisation de la roche sous l'action calorifique du granite sous-jacent, des tranches de composition différentes virent se développer isolément dans chacune d'elles les divers minéraux dont elles sont actuellement constituées. Ce développement peut être appelé diagenétique. »

Mais à mon avis, cette construction rubannée ne peut être attribuée seulement à la différence primitive des lits de calcaire due aux changements de sédimentation. Les affleurements de l'Arpille, surtout celui de la Gouille Verte, nous révèlent une autre origine de rubannement.

A cet endroit, nous pouvons voir comme le magma envahit les couches de calcaire, les fond et les digère, quand il le peut (voir fig. 1, pl. I). Mais lorsque la quantité de magma n'est pas suffisante pour engloutir entièrement les couches de calcaire, il pénètre entre les lits des couches et cherche à les imprégner au plus haut degré, en les métamorphisant sans que la structure en lits soit dérangée. Des milliers de minces filons-lits s'infiltrèrent dans le calcaire. Sous le microscope, on peut voir l'alternance de ces filons d'infiltration et du calcaire métamorphisé répétée jusqu'à dix fois et même plus sur une épaisseur de 4 à 5 cm. Les conditions de la température, de la pression et de la charge du magma en éléments volatils peuvent différer d'un lit à l'autre.

C'est précisément ces conditions qui déterminent les différences de dureté et de couleurs des lits, d'où cet aspect rubanné si démonstratif. Bien entendu, la différence dans la composition des sédiments est également d'une grande importance.

§ 21. Etude pétrographique des cornéennes calcaires.

Fournet (7), en parlant des cornéennes calcaires qu'il a trouvées dans les éboulis des Ottans, mentionne la richesse en idocrase de cette roche.

M. Lugeon et *M^{me} Jérémine* (84), les premiers, ont sommairement caractérisé ces cornéennes au point de vue de leur constitution minéralogique.

Les cornéennes calcaires de l'Arpille mériteraient une monographie pétrographique spéciale. Mais dans une description géologique, il suffira d'indiquer le caractère pétrographique des types principaux de ces cornéennes. A l'œil nu déjà, et mieux encore au microscope, on voit que les différentes couleurs correspondent aux constitutions minéralogiques plus ou moins constantes.

Les lits brun-rouge sont des grenatites riches en idocrase. Ce minéral, en forme de prismes allongés, est visible à l'œil nu.

Les parties brun-rose clair se distinguent par l'abondance des grenats qui, ne pouvant se développer librement, forment des amas de cristaux sans contours cristallographiques précis. L'idocrase est absent.

La couleur vert clair appartient au royaume du pyroxène (notamment du diopside).

Lorsque le vert devient terne, grisâtre ou plutôt bleuâtre, c'est que la biotite commence à envahir le terrain.

Si la biotite se développe encore davantage, la roche perd son ton vert.

Puis, quand la biotite est le seul minéral coloré, la roche se teinte en gris-violet.

Il est bien entendu que je parle ici uniquement des éléments colorés. Les éléments blancs (les feldspaths, les carbonates, le quartz, la wollastonite, etc.), qui sont parfois les composants principaux de la roche, contribuent seulement à adoucir la coloration.

Des coupes minces d'une grandeur exceptionnelle (jusqu'à 16 cm²) nous ont permis d'observer les passages entre les différentes zones.

Voici comment se présentent ces facies sous le microscope :

Dans une des coupes étudiées, on remarque trois zones : deux, latérales, sont injectées par le magma jusqu'à leur transformation en gneiss à biotite. Celle du centre est occupée par la cornéenne calcaire proprement dite.

Une des zones latérales est composée essentiellement de feldspath, de quartz et de biotite. Ce dernier élément est transformé, dans sa plus grande partie, en chlorite.

Les éléments accessoires sont le sphène et le fer oligiste.

La première zone latérale est séparée de la centrale par un mince lit riche en quartz. Dans cette partie, nous voyons une formation abondante de pyroxène monoclinique (diopside) et des cristaux de sphène.

Dans la zone centrale, le fond de la roche est formé de talc, de plagioclase et de zoïsite, mais les carbonates sont aussi très abondants. Les plages de carbonates sont corrodées et envahies par d'autres minéraux. Au contraire, les pyroxènes possèdent des contours plus ou moins nets et sont presque toujours entourés d'auréoles de wollastonite en forme de minces et longs cristaux, rappelant une chevelure. Le sphène se rencontre souvent. On remarque aussi quelques grenats.

Ayant traversé la seconde zone perpendiculairement à la direction de schistosité, nous rencontrons dans la troisième zone la répétition de la première. Le passage entre la seconde et la troisième zone se caractérise par la disparition de la calcite, par la diminution en quantité du sphène et par la disparition de la wollastonite. Aussi le talc et la zoïsite diminuent en laissant la première place aux plagioclases et aux éléments noirs. Ceux-ci sont représentés par l'augite et surtout par la hornblende.

En quittant cette zone de passage, nous nous trouvons dans une zone exactement analogue à la première, décrite plus haut ; c'est le gneiss à biotite, avec cette différence seulement que la biotite y est mieux représentée et moins chloritisée.

D'autres coupes montrent que la partie gneissique est presque entièrement dépourvue de quartz, ce qui est le plus caractéristique pour ces gneiss microcristallins, intercalés dans les masses de cornéennes calcaires. Les grenats sont poëcilitiquement pénétrés par les cristaux de diopside. On remarque souvent le zircon comme élément accessoire.

Pour compléter la description macro- et microscopique des calcaires métamorphisés, il faut encore mentionner leur structure en forme de serpents, souvent si caractéristique. Nous pensons qu'à l'époque de l'injection du magma, accompagné de sa suite de pegmatites à l'état de gaz, les calcaires ont dû devenir très plastiques et se seraient pour ainsi dire tordus sur eux-mêmes, tout comme par analogie, l'anhydrite, s'hydratant, se transforme en gypse replié indéfiniment sur lui-même. Sur les pentes sud-est de Soultz, ainsi que dans les parois en dessus de Trient, ce plissement de calcaire métamorphisé est d'une netteté et d'une finesse incomparables, comme le montrent les photographies (voir fig. 2, 3 et 4, planche I).

§ 22. Les amphibolites.

En abordant les autres termes du groupe des roches qui nous intéressent, les amphibolites, nous approchons du régime de l'endomorphisme. La venue magmatique devenant trop forte, les couches calcaires furent inondées et, souvent, digérées entièrement. Dans ce bain devenu très basique par l'assimilation de la chaux, de nouvelles formations minéralogiques se produisirent : en premier lieu les plagioclases et les amphiboles, les composants essentiels de la roche dioritique.

L'épaisseur réciproque des couches de calcaire et des filons-couches de magma, la température de ce dernier et la force avec laquelle il se fraie un passage, déterminent la structure de ces amphibolites. Tantôt elles conservent la structure rubannée primitive des couches de calcaire, tantôt elles sont plus massives, en maintenant d'ailleurs toujours l'orientation plus ou moins parallèle des éléments constitutifs.

§ 23. Les amphibolites de La Ravoère.

Les amphibolites provenant d'une localité de notre région, notamment de La Ravoère, près de Salvan, ont été décrites, au point de vue pétrographique, par *Meyer* (97).

Cette description correspond entièrement aux observations que j'ai pu faire en étudiant les coupes minces de ces roches. Les plagioclases, voisins d'andésine, et la hornblende commune en sont les éléments essentiels. Les autres, comme la biotite, le sphène, la chlorite, l'apatite et le quartz, sont accessoires. C'est la constitution minéralogique commune aux amphibolites.

Il y a pourtant un détail sur lequel je dois insister et qui n'a pas été assez accentué par *Meyer*. J'entends par là la pauvreté en quartz de la roche. Le quartz n'est qu'un élément tout à fait accessoire, souvent même il fait défaut. De plus, une partie du quartz, quand il est présent, est d'origine secondaire, la roche étant injectée de filons aplitiques.

§ 24. La formation de la prochlorite.

Un phénomène très caractéristique se rattache à cette injection, celui de la formation de la prochlorite vermiculée, en partie, aux dépens de la hornblende. Il est intéressant de noter que cette transformation révèle aussi le dynamisme d'infiltration. Une grande plaque mince, de 12 cm² permet d'observer le phénomène suivant. La masse fondamentale, composée de plages de hornblende et de feldspath, est traversée par de longs et minces filons d'aplite. Essayons de suivre un de ces filons en déplaçant toujours dans le même sens la préparation dans le champ du microscope. Nous verrons tout de suite (au grossissement de 100 à 150 diamètres) que dans la masse de l'aplite se forment, par places, des agglomérations étirées de prochlorite vermiculée.

Nous remarquerons aussi une constance caractéristique dans la position de ces amas de prochlorite par rapport aux minéraux qui forment les bords du filon aplitique. Dans les cas où un filon d'aplite traverse une plage de hornblende, il se charge de prochlorite. Par contre, s'il coupe une plage de feldspath, la prochlorite en est absente. Les agglomérations de la prochlorite restent toujours partiellement en dehors des contours des cristaux de hornblende. Sur l'un des côtés du cristal, l'amas de prochlorite forme une saillie, une proéminence verte; de l'autre, dans la plage verte de la hornblende, nous voyons une cavité que remplit l'aplite du filon.

Si nous suivons un filon qui coupe l'un après l'autre quelques cristaux de hornblende séparés par des plages de feldspath, nous verrons que le phénomène décrit ci-dessus se répète à chaque plage de hornblende et que la direction du déplacement des amas de la prochlorite reste toujours la même pour le filon en question. Il est évident que la prochlorite nous révèle ainsi le dynamisme de l'infiltration.

Lorsqu'un filon aplitique traverse un cristal de hornblende, il se forme sur toute l'épaisseur du cristal des vermicules de prochlorite. A cet endroit, le magma liquide perd de sa fluidité, devient plus visqueux, mais, néanmoins, poursuit, quoique lentement, son chemin. Le caillot que représente l'amas de la prochlorite, nouvellement formée, est ainsi poussé quelque peu en avant, jusqu'à ce qu'il se soit consolidé définitivement. Des piliers microscopiques de prochlorite ainsi formés devaient ralentir sensiblement le mouvement du filon-couche de magma.

§ 25. Les amphibolites de l'Arpille.

Revenons aux amphibolites. En plus des affleurements d'amphibolites près du Trient, à La Ravoère, nous en trouvons aussi dans le massif de l'Arpille, en dessus de Gueuroz, en dessus du Revix, au col de la Croix de Chiœu, près de La Preisa, puis dans les pentes en dessous des Granges. Le facies est toujours plus ou moins identique à celui de La Ravoère, sauf quelques petites différences. Dans les

amphibolites de la Croix de Chicœu, on rencontre une très grande quantité de cristaux de sphène. C'est le cas aussi pour l'amphibolite de La Preisa. L'autre échantillon d'amphibolite de La Preisa contient du diopside et de la calcite; elle est complètement dépourvue de quartz.

§ 26. Les amphibolites de Salvenay.

L'amphibolite de Salvenay (en dessous des Granges) contient aussi du diopside à côté de la hornblende. Tel est le facies microscopique de cette roche. Il ne présente pas un intérêt particulier.

Mais cette roche devient infiniment plus intéressante quand nous nous efforçons de découvrir son origine, ses relations avec les roches voisines, notamment avec les couches de calcaire ancien. Les observations sur le terrain nous montrent que les amphibolites sont intimement liées au calcaire ancien. Elles se trouvent en contact direct avec le calcaire métamorphisé ou dans les prolongations naturelles des couches de ce calcaire.

On peut observer ce phénomène, par exemple, à Salvenay, en dessous des Granges. En contact avec la pâte microcristalline qui est si caractéristique pour les cornéennes calcaires, nous voyons la formation des grandes plages de feldspath mâclé, que la mesure des angles d'extinction fait classer dans l'andesine-labrador, de pyroxène et de hornblende commune. La calcite moule souvent ces nouveaux minéraux. Plus loin elle disparaît et la roche devient une amphibolite typique.

On peut citer également, outre la région de la Preisa, l'affleurement de La Ravoère, sur la prolongation de la bande calcaire de la carrière en dessous des Marécottes. L'affleurement des amphibolites en dessus de Melley, rive droite du Rhône, est aussi exactement, en tenant compte de la descente axiale, dans la zone de la couche calcaire de Salvenay.

§ 27. Quelques opinions sur les relations des amphibolites et des roches calcaires.

Depuis longtemps déjà, les observateurs ont remarqué la présence constante des amphibolites dans les régions où les roches ignées métamorphisent les sédiments calcaires.

Voici quelques intéressantes constatations de ce phénomène.

J. Jokely (14, 565), dans son étude sur la géologie du district de Saaz (Bohème), remarque que «in der Nähe des kalkigen Stockes ist der Gneiss wesentlich verschieden von seiner gewöhnlichen Beschaffenheit... Er ist sehr amphibolreich, so dass er seinem äussern Ansehen nach viel an manche Amphibolite erinnert.»

Primics (32, 285), en donnant la description géologique des Alpes de Fogaras, dit: «Die kristallinen Kalkschiefer treten in Begleitung der Amphibolgneisse und Amphibolschiefer auf.»

M. Reinhard (65, 242) corrige l'affirmation de *Primics* en remarquant: «Die Regelmässigkeit, wie sie *Primics* auf seiner Karte dargestellt hat, ist nicht vorhanden.»

Il ajoute pourtant: «Ein Gebundensein der Dolomite an Amphibolschiefer und Amphibolite ist nicht zu verkennen.»

D'une importance exceptionnelle sont les observations de *F. Adams* et *A. Barlow* (70, 87) faites sur un champ d'étude très étendu (au Canada). Ils formulent en termes suivants la marche générale du métamorphisme de contact des calcaires et du granit:

«Lorsque les gneiss granitoïdes envahissent des assises calcaires, ils y provoquent des transformations de deux natures différentes:

1° le calcaire passe à une masse pyroxénique granuleuse, contenant en général de la scapolite, ou à des amas constitués surtout de feuillets de mica très foncé;

2° le calcaire passe immédiatement, tout contre le granite, à un gneiss pyroxénique ou à une amphibolite.

Les transformations de la première catégorie doivent s'être produites sous l'action des vapeurs échappées du magma ou en voie de refroidissement, ce serait donc la transformation pneumatolytique; les transformations de la seconde catégorie proviendraient de l'action immédiate du magma fondu. Les deux variétés de produits ainsi obtenues ont bien des caractères communs et passent naturellement de l'une à l'autre.»

Et plus loin: «dans la zone d'action intense, les granites intrusifs transforment les calcaires en amphibolites» (p. 97).

En décrivant un affleurement d'amphibolite, ils disent, entre autres: «Cette amphibolite est souvent accompagnée d'étroites bandes interstratifiées de calcaire, qui disparaissent d'une façon insensible dans l'amphibolite. Ici encore, l'altération n'est pas uniquement due au voisinage de la masse principale du batholite, mais encore et surtout aux nombreuses et puissantes intrusions granitiques.»

Les relations entre les roches pyroxéniques et amphiboliques et leur position réciproque dans le tableau général du métamorphisme de contact sont exprimées par *L. Mrazec* (55a, 644) comme suit: «L'amphibole est un produit endomorphe de contact au détriment du calcaire assimilé, tandis que le calcaire même, par le métamorphisme exomorphe, se transforme en calcaire cristallin à pyroxène.»

Mais le plus catégorique dans ses conclusions est *A. Lacroix*, qui s'est occupé particulièrement de cette question, décrivant dans ses magnifiques travaux le phénomène qu'il a observé dans les Pyrénées, dans des conditions très favorables. Voici quelques-unes de ces conclusions:

«L'existence des roches basiques est liée d'une façon nécessaire à la présence des calcaires» (50, X, 252).

«L'intensité de l'endomorphisme est en rapport évident avec la quantité de calcaire disparu» (50, X, 252).

«En résumé, mes observations montrent avec évidence qu'un magma granitique peut, avant sa consolidation définitive, absorber des quantités considérables d'assises sédimentaires qui, par leur influence chimique, transforment sa composition d'une façon assez radicale pour donner naissance à une série de types pétrographiques tels que granite amphibolique, diorite quartzifère, diorite micacée, norite avec ou sans olivine, hornblendite et même péridotite» (46).

«L'évidence de la transformation du granite par dissolution du calcaire est complète. Toutes les fois que l'on trouve un lambeau calcaire pincé dans le granite, on le voit entouré de sa zone périphérique de roche amphibolique et celle-ci n'existe que là ou encore sur le prolongement des affleurements de calcaire» (50, X, 300).

Les opinions des différents auteurs, exprimées ci-dessus, soutiennent, par analogie, ma manière de voir, inspirée par les faits que j'ai observés dans le champ de mon étude.

Les amphibolites feldspathiques des Aiguilles Rouges (dans leur partie suisse) sont les produits de la réaction du magma et de ses émanations sur le calcaire. Ces amphibolites sont en contact immédiat avec les calcaires anciens ou bien elles se trouvent dans les prolongations naturelles des bandes de calcaire.

Ainsi les amphibolites, provenant des calcaires anciens, permettent de mieux percevoir l'extention originaire des couches de ces calcaires.

Chapitre II.

La tectonique du massif hercynien.

La disposition en alignements réguliers des affleurements du calcaire ancien dans les Aiguilles Rouges (partie suisse) fut mise en évidence, à plusieurs reprises, par *M. Lugeon*. Les nouveaux affleurements que j'ai trouvés aux cours de mes recherches, ainsi que la parenté entre le calcaire ancien et les amphibolites m'ont permis de préciser la manière de voir de cet auteur.

§ 1. Premier alignement du calcaire (La Forclaz-Combasse).

Nous commencerons par celui des alignements du calcaire ancien qui est situé le plus au SE. Un sentier (non indiqué sur la carte), très agréable, boisé, nous conduit du col de la Forclaz (1530 m) au Mont de l'Arpille. Ce nouveau sentier longe, plus ou moins, l'arête, formée par l'intersection des deux vallées, celle du Trient et celle de Martigny-Combe.

A l'altitude de 1755 m, à un tournant du sentier, on rencontre un affleurement (épais de 0,5 m) de calcaire gris-bleu pincé dans le cristallin. Plus haut (cote 1800), à un autre tournant du sentier, on trouve une seconde bande de calcaire. Elle est plus large (3 m) que la première et comprend du calcaire gris marmorisé ainsi que de la cornéenne rubannée (verte et brun-rouge).

On peut suivre cette bande jusqu'à l'altitude de 1825 m. Puis elle se perd dans le bois et sous la végétation. La direction de la bande est presque NEN. Le plongement est presque vertical (80° vers le SE).

Les éboulis nous empêchent de suivre ce calcaire dans la direction SW. Mais si nous descendons les parois qui surplombent Trient nous retrouvons cette bande, épaisse de 0,50 à 0,70, m, qui descend jusqu'à l'altitude de 1470 m, où elle disparaît dans le cristallin. C'est toujours le même calcaire gris ou corné qui forme cette bande.

Dans la direction nord-est de l'affleurement du sentier, la bande reste invisible sur une assez grande distance, étant couverte d'une couche épaisse de vieux éboulis.

Nous la retrouvons près de la bordure supérieure d'un vaste cirque qui domine La Fontaine et Le Cergneux. Elle se développe ici largement. Dans la partie sud-ouest du cirque, la bande se trouve à l'altitude de 1800 m. Subordonnée à la topographie de l'endroit, elle descend légèrement. Dans la partie nord-est du cirque, qui porte le nom de Combasse, la bande est à 1660 m. A cet endroit, elle est double. La bande supérieure (épaisse de 15 m) est à l'altitude de 1660 m. La bande inférieure (épaisse de 10 m) est à l'altitude de 1630 m. La position des couches est presque verticale, souvent, cependant, inclinée vers le NW par le fait du balancement superficiel des têtes d'affleurements. Le bord supérieur du cirque, à Combasse, prend subitement la direction de l'E; le revêtement glaciaire descend jusqu'à l'altitude de 1300 m et la bande calcaire y disparaît.

Nous nous trouvons maintenant sur la large terrasse inclinée de Ravoir, couverte de superbes forêts et de cultures.

§ 2. Le calcaire de Cottreux.

A l'autre extrémité de Ravoir, en dessus du Rhône, près des chalets qui sont indiqués sur la carte sous le nom de Cottreux, nous retrouvons la roche en place. L'endroit n'est pas facile à explorer. Les affleurements, quoique nombreux, sont séparés les uns des autres par des restes abondants de glaciaire. En plus, la pente est couverte de forêts, qui dérobent la vue d'ensemble. Il faut parcourir cet endroit en long et en large pour se faire une idée générale. La pente en dessous de Cottreux, fortement inclinée vers le NE, est une sorte de péninsule, entourée de trois côtés par des abîmes qui dominent la vallée du Rhône. Les affleurements de cette pente sont presque tous de calcaire ancien et de cristallin injecté. Les couches sont presque horizontales, surtout dans la partie nord-ouest de notre pente, tandis que dans sa partie sud-est et près du sentier Gilloud-Cottreux elles se redressent.

L'examen des terribles parois qui dominent la vallée du Rhône en limitant la «péninsule» de Cottreux est fort précieux. Les accès en sont très difficiles. Si nous descendons dans les parois septentrionales, nous pouvons voir, par un bon éclairage matinal, que les couches de calcaire se terminent assez brusquement en coin dans le cristallin (voir fig. 2 et coupe XXII de la planche II). Les relations réciproques des roches font admettre que nous sommes ici en présence d'une charnière. En tout cas, il ne se trouve plus de calcaire dans la partie sud-est de cette paroi. Cette observation nous fait comprendre un fait inexplicable sans elle.

Dans la vallée du Rhône, au pied de ces parois existent de vastes cônes d'éboulis où les débris calcaires sont très abondants, mais localisés. Ce sont ces blocs calcaires qui ont attiré l'attention de *Fournet*. Or, il n'existe dans ces cônes plus aucun débris calcaire au-dessous du point où nous avons constaté la fermeture du coin. Nous sommes donc bien certains de l'existence de ce dernier.

A partir de la pente de Cottreux, on peut suivre le calcaire avec sa suite de roches métamorphisées dans trois directions:

- 1° vers le col de la Forclaz par Combasse, chemin que nous venons de parcourir dans le sens inverse;
- 2° vers l'extrémité sud-ouest de l'Arpille, en suivant les pentes de la crête formée par les sommets de 1695 m, de Soulze et de l'Arpille proprement dit;
- 3° en longeant les parois des Ottans en dessous de Cottreux et du sommet de 1695 m (direction nord-ouest).

§ 3. Second alignement du calcaire (Cottreux-sommet de l'Arpille).

Prenons maintenant la seconde direction. Les châteaux de Cottreux sont situés sur des restes de glaciaire, recouverts plus haut par des éboulis. Tout cela est dominé par un mur de gneiss. En dessous de ce mur, cote 1380, affleure le calcaire qui sert de base au gneiss. L'inclinaison (apparente) des couches de calcaire est de 15° à 20° vers le NE.

Dans la direction sud-ouest, cet affleurement ainsi que le gneiss qui le surmonte sont cachés sous un dépôt glaciaire très épais. Un sentier traverse ce champ de glaciaire parsemé de blocs erratiques de protogine. Sur ce sentier, à environ 300 m plus au SW de l'affleurement que nous venons de quitter, le calcaire réapparaît de nouveau à l'altitude de 1430 m. C'est toujours la même série avec du calcaire marmorisé et des cornéennes calcaires. L'inclinaison apparente des couches (ligne de leur intersection avec la pente) est vers le NE.

En nous dirigeant toujours vers le SW, nous nous trouvons sur un revêtement de glaciaire de plus en plus épais et avec de nombreux blocs erratiques atteignant souvent des volumes considérables.

La crête qui relie les sommets de 1695 m, de Soulze, et de 1897 m, ne contient pas de calcaire. Pourtant, il y a quelque chose à noter à propos du gneiss qui forme le versant sud-est de cette crête, dans la partie comprise entre le sommet de 1695 m et celui de Soulze. On trouve dans ce gneiss, et cela surtout près du col, des lentilles d'amphibolites qui appartiennent, comme le montre l'examen microscopique, au même type que celui que nous avons étudié précédemment.

En quittant le sentier pour la Croix de Chiceu, nous montons toujours, ayant à notre droite la crête dont les pentes sont garnies d'éboulis.

À l'altitude de 1650 m, au contact du glaciaire et des éboulis, il y a dans le bois un ancien four à chaux et 50 mètres plus au SW, un second. À une vingtaine de mètres au-dessus des fours, on trouve le calcaire en place. La base de la couche est sous les éboulis. À son sommet, mais du côté nord-est, on peut déjà voir le cristallin surmontant le calcaire. L'épaisseur visible de cet affleurement est de 20 m environ. Les différents degrés de métamorphisme sont manifestes dans ce calcaire. À cette place se développe admirablement la structure en forme de serpents que j'ai déjà mentionnée plus haut. D'abondants éboulis empêchent de suivre sans interruption vers le SW l'affleurement du calcaire.

Pour retrouver sa continuation, il nous faut encore monter, et à environ 200 m plus au SW des fours nous voyons apparaître, au-dessus des éboulis, à l'altitude de 1760 m, un autre affleurement de calcaire ancien. Il est situé en dessous de la selle qui relie le sommet de 1897 m et celui de Soulze. La longueur de cet affleurement est d'environ 50 mètres, son épaisseur varie de 25 m à 40 m. La bande est inclinée de 20° vers le NE. C'est toujours le même calcaire marmorisé, à paillettes de graphite et à grenats, alternant avec des lits de cornéennes calcaires. L'épaisseur des lits est très différente; le calcaire saccharoïde atteint par places une épaisseur de 5 à 6 m.

En quittant cet affleurement, nous rencontrons, 40 à 50 m plus au SW, la continuation de la bande. Cette fois-ci, le calcaire est visible sur une longueur d'au moins 300 m. La base de ce calcaire est toujours sous les éboulis.

Tous ces affleurements en dessous de Soulze et du sommet de 1897 m ont une inclinaison constante de 20° en moyenne vers le NE. Il ne peut y avoir de doute qu'ils font partie d'une même couche de calcaire métamorphisé. Cette constatation détruit complètement l'hypothèse de *Ketterer* (80). Cet auteur veut placer une faille avec un rejet de 300 m juste entre Soulze et le sommet de 1897 m, dans la direction NW-SE. Si nous admettions l'hypothèse de *Ketterer*, nous ne pourrions pas voir cette continuité de la couche de calcaire ancien entre le sommet de 1897 m et celui de Soulze.

L'affleurement en dessous du sommet de 1897 m est couvert dans sa partie sud-ouest par des éboulis, puis par le glaciaire qui forme un dépôt très épais sur le pâturage de l'Arpille.

Continuons nos recherches dans la pente orientale de la crête formée par le sommet de l'Arpille proprement dit et celui de 2060 m. Cette pente est en partie couverte par le glaciaire, en plus grande partie encore par des éboulis. Mais ce que la pente nous offre en fait de roche en place suffit pour retrouver la bande de calcaire ancien intercalée dans le gneiss. C'est toujours la même série de roches calcaires qui ont subi à différents degrés le métamorphisme pneumatolytique. Cette couche de calcaire est inclinée en moyenne de 40° vers le NNW. Mais si nous suivons l'affleurement dans sa longueur, nous re-

marquons qu'il coupe les courbes de niveau de telle manière que dans la direction nord-est, la ligne d'intersection de la couche avec la pente est inclinée de 10° à 15° vers la vallée du Rhône.

Prenant ce fait en considération, nous pouvons construire hypothétiquement la prolongation de cet affleurement dans la direction nord-est. Nous verrons alors que ce calcaire sera relié à celui qui affleure en dessous du sommet de 1897 m.

L'extrémité sud-ouest de l'affleurement qui nous occupe passe sur la crête reliant les sommets de l'Arpille et de 2060 m. Plus loin, sur le plateau de l'Arpille, le glacière dérobe à la vue de l'observateur la continuation de la bande calcaire. En outre, ce plateau est couvert par une couche d'humus, par des herbes, des broussailles, enfin des forêts de sapins et de pins d'Arolle, si bien qu'il existe très peu d'affleurements. Il faut alors traverser cette région aplanie et chercher la continuation du calcaire ancien dans les parois abruptes qui dominent la vallée du Trient.

§ 4. Le calcaire du versant sud-ouest de l'Arpille.

Si du col de la Forclaz on longe les parois du massif de l'Arpille jusqu'à un sillon vertical qui descend du point 1910 m, les recherches restent sans résultats.

Puis se présentent alors deux bandes de calcaire ancien, séparées par du gneiss. Leur position, ainsi que celle du gneiss encaissant est verticale. Le calcaire des deux bandes est fortement métamorphisé.

La bande orientale, soit la première que nous rencontrons, est épaisse de 15 m, la seconde de 35 à 40 m. Elles disparaissent toutes deux dans les éboulis qui couvrent la base des rochers.

Reprenons d'en haut l'étude de ces calcaires et suivons le sentier qui va du col de la Forclaz à l'Arpille. A l'altitude de 2000 m, le sentier bifurque; de là, celui de droite, non indiqué sur la carte, mène au sommet de l'Arpille, celui de gauche au pâturage de La Preisa. En suivant ce dernier, nous descendons et, à une distance de 150 m de la bifurcation, nous voyons le sentier traverser une sorte de verrou. La roche qui le forme appartient à la série du calcaire ancien métamorphisé. La direction moyenne des couches est SW-NE, mais elles sont fortement reployées.

En général l'inclinaison des couches est de 70° à 80° vers le NW, mais du côté de la Gouille Verte elles deviennent presque verticales. Le contact du calcaire métamorphisé et des roches encaissantes n'est pas franc. Pour l'indiquer sur la carte, on est obligé de recourir à des limites conventionnelles. La cause de cette indécision de contour est due à un plissement intense et plus encore à l'intrusion magmatique.

En descendant les parois que domine le point coté 1910 m, on peut contempler l'effet splendide produit sur les couches calcaires par le magma abondant qui les englobe, les digère et étend dans leur sein ses longs et puissants tentacules, les filons-couches.

Cette pente laisse voir également des cas merveilleux de plissements de lits de calcaire marmorisé en alternance avec des lits de cornéennes (voir planche I).

§ 5. Le graphite de la Gouille Verte.

Le bord nord-ouest de la bande présente une particularité qui, du reste, caractérise toutes les couches de calcaire ancien du massif de l'Arpille.

En descendant de quelques mètres le couloir, actuellement à sec, qui sert de lit d'écoulement à l'eau de la Gouille Verte, on voit que le bord droit du couloir est formé par de la roche broyée, bréchoïde, voire même gréseuse. L'étude microscopique confirme ce qu'on observe à l'œil nu, soit une pâte charbonneuse qui souvent s'accumule en grands paquets de graphite, contenant une quantité considérable d'éléments roulés ou anguleux. Pour la plupart, ces éléments sont des pegmatites et des aplites, riches en quartz. Ce niveau graphitique persiste tout le long du bord nord-ouest de la couche de calcaire ancien qui suit, dans le sens vertical, la pente de l'Arpille, en dessous de la Gouille Verte.

Tout au bas de l'affleurement, la matière charbonneuse, ainsi que les impuretés argileuses colorent en gris foncé une épaisseur considérable de calcaire.

§ 6. Prolongation du calcaire de la Gouille Verte dans le massif de Treutse à l'Aille.

Avant de retourner sur le plateau de l'Arpille, je veux attirer l'attention sur l'autre versant de la vallée du Trient. Le massif de Treutse à l'Aille est formé d'un soubassement cristallin, surmonté par une forte couche de Carbonifère. Des masses écroulées recouvrent le versant est et voilent le cristallin. Pourtant, dans les éboulis, nous trouvons quelques indications sur la prolongation de la bande calcaire que nous avons étudiée plus haut. Ayant traversé le torrent du Trient par le petit pont de Gilloz, montons le sentier qui mène à la Jeur. Parmi d'abondants blocs et cailloux de Carbonifère, on trouve ici des débris de calcaire ancien chargé de particules de graphite. Les débris de calcaire métamorphisé se rencontrent aussi à 150 m au NW, près de la route Trient-Tête Noire, au-dessus d'une source captée. Tous ces débris ne peuvent provenir que des rochers qui, à cet endroit, dominent la pente. Le cristallin et avec lui le calcaire ont déjà disparu sous les agglomérations toujours croissantes de nouveaux éboulements. L'emplacement du calcaire invisible peut être déterminé avec une assez grande précision, si, en partant de la Jeur et de la source, on trace des lignes de plus grande pente. A leur croisement devait se trouver l'affleurement aujourd'hui invisible. Et comme preuve, si nous projetons la bande calcaire de la Gouille Verte sur le versant de Treutse à l'Aille, cette projection coïncidera avec le croisement de ces lignes de plus grande pente.

Une autre preuve de l'hypothèse de la prolongation du calcaire ancien dans le massif de Treutse à l'Aille nous est fournie par l'analyse hydrotimétrique comparative des eaux de la source et du torrent du Trient. La dureté de l'eau de la source est $4\frac{1}{4}$ fois plus grande que celle du torrent. La pente en dessus de la source étant couverte d'éboulis, nous ne pouvons pas établir exactement l'origine de la source, mais selon toutes probabilités, elle est déterminée par la présence de couches verticales du calcaire ancien, pincées dans le gneiss.

§ 7. Les relations du calcaire de la Gouille Verte et du sommet de l'Arpille.

Revenons à la bande de la Gouille Verte. La partie du plateau de l'Arpille entre cette dernière et celle de la crête 2089—2060 m présente les particularités suivantes. Dans les endroits où l'on devine la présence de la roche en place, la surface est souvent parsemée de cailloux appartenant à la série du calcaire métamorphisé. Deux ou trois affleurements, assez insignifiants, permettent de voir ce calcaire en place. Il y est toujours surmonté par le gneiss. La topographie du plateau suggère quelques rapprochements. On voit souvent à sa surface de petites « dolines ». Un pareil paysage peut être attribué à l'action du glacier, mais la présence du calcaire fait penser que le phénomène du surcreusement a pu être accentué après coup par la dissolution facile des couches de calcaire sous-jacent.

Tous ces arguments nous amènent à la conclusion que le calcaire de la Gouille Verte et celui de la crête 2089—2060 m sont reliés entre eux sous le plateau, à une faible profondeur. Ainsi, le sommet de l'Arpille n'aurait pas de relations directes avec les gneiss de la base de l'Arpille. Le sommet serait séparé de sa base par un coussinet de calcaire en partie marmorisé, en partie complètement métamorphisé par l'influence du magma. Nous verrons plus loin quelle est l'importance tectonique de ce coussinet.

Il est bien naturel de chercher dans la direction nord-est le prolongement des couches verticales du calcaire ancien de la Gouille Verte. Mais la végétation ainsi que les tourbières se développent à cet endroit si richement qu'elles entravent complètement les recherches si délicates du calcaire métamorphisé.

Notons encore qu'au NW du sommet principal (2089 m) de l'Arpille, l'intrusion magmatique est particulièrement forte, ce qui se traduit, dans la topographie des parois nord-ouest de l'Arpille, par une formidable saillie qui a résisté vigoureusement au travail destructif du glacier. Il va de soi que, dans cette venue de magma, la bande calcaire a été dissoute complètement. Nous retrouvons son ancien tracé uniquement par la présence de traînées de roches basiques qui se sont substituées à elle.

§ 8. Les affleurements des Ottans.

Quittons pour l'instant la partie sud-ouest de l'Arpille et retournons à son extrémité nord-est, aux chalets de Cottreux que nous connaissons déjà.

Rappelons ici qu'il nous reste à prendre encore une direction, la troisième, pour étudier la position des couches du calcaire ancien. En dessous des chalets de Cottreux, sur la pente couverte de forêts et de prairies, sont disséminés des affleurements de calcaire. Ils ne représentent que le sommet de la couche. Pour voir cette couche dans toute son épaisseur, il nous faut descendre dans les escarpements des Ottans. Directement en dessous des chalets de Cottreux, sur la « péninsule », mentionnée dans le § 2 du chapitre II, à l'altitude de 1290 m, commence un sentier, qui nous mènera aux escarpements, où ces derniers font un angle creux, bien visible sur le dessin (Voir fig. 2).

La masse calcaire dans la paroi se présente comme une muraille dont les couches ondulées, puissantes de 40 à 50 m, semblent (sur le plan des parois), à peine inclinées de 6° à 8° vers le NW.

Par places, l'ondulation se complique et rappelle beaucoup le plissement en forme de serpent que nous avons observé dans les affleurements en dessous de Souzle et en dessus de Trient (Voir fig. 1).

En plan, les parois des Ottans forment des zigzags qui sont assez bien dessinés par le topographe. Dans un dernier grand contour à l'W de Cottreux, on voit que la bande de calcaire est fortement métamorphisée, ainsi qu'en témoignent les roches basiques abondant dans les éboulis, au pied immédiat de la paroi.

A partir de ce contour, les difficultés des recherches deviennent insurmontables, car la pente est couverte de restes de glaciaire, de nombreux éboulis et surtout d'une végétation extrêmement riche.

La pente de l'Arpille, formant le bord droit de la vallée du Trient, nous permettra de voir la continuation du calcaire.

Mais avant de continuer ces recherches, je veux souligner l'importance capitale de l'affleurement que nous venons de quitter. La couche de calcaire représente nettement un coussinet presque horizontal, sur lequel repose le sommet cristallin de 1695 m; ce coussinet s'étend de l'épaule glacière de Ravoir à celui de Charravex (Voir fig. 2).

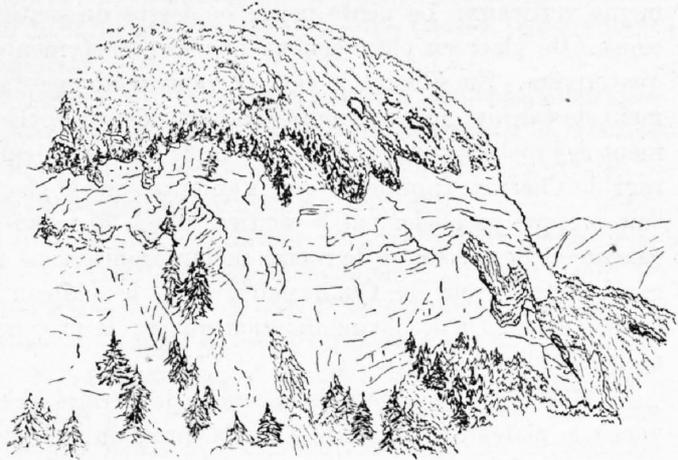


Fig. 1.

Muraille de calcaire ancien dans les parois des Ottans.

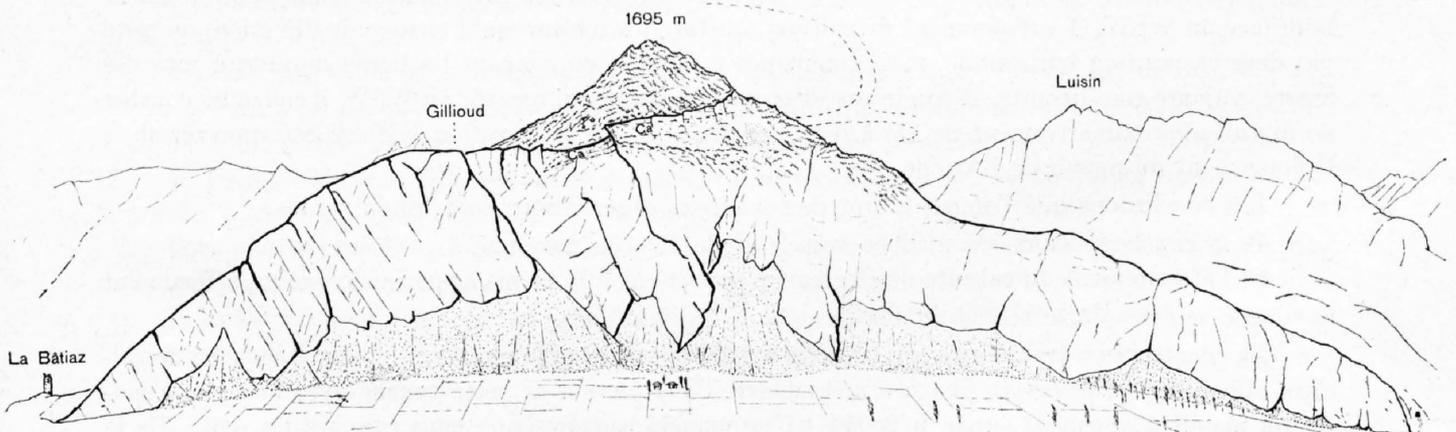


Fig. 2. **Le massif de l'Arpille, vu de Follaterre.**

(Ca = Calcaire ancien).

§ 9. Troisième alignement du calcaire (Charravex).

On monte au pâturage de Charravex par le sentier qui commence à Guerroz, en dessus de Vernayaz. Le sentier suit l'arête formée par l'intersection des deux vallées, celle du Rhône et celle du Trient.

A l'altitude de 1150 à 1160 m, on rencontre quelques petits affleurements de calcaire qu'on ne peut affirmer être en place. Il est cependant intéressant de les mentionner, parce qu'ils se trouvent exactement dans l'alignement, dont je vais parler. 40 mètres plus haut, le sentier débouche sur un autre qui sert pour le transport du bois.

Dans la direction de Charravex, le sentier suit parallèlement le bord du précipice aux escarpements verticaux. La pente boisée en dessus du sentier est couverte presque entièrement par le glaciaire. De place en place seulement, des escarpements abrupts en forme de lentilles percent le dépôt quaternaire. En suivant le sentier, nous trouvons dans un endroit humide, cote 1280, un affleurement de calcaire gris, marmorisé, à particules et poches de graphite. A partir de cet endroit, l'alignement des rochers permet de fixer l'emplacement du calcaire, presque sans interruption, jusqu'au pâturage de Charravex, où le calcaire s'enfonce sous le glaciaire, à l'altitude de 1370 m. La bande calcaire suit presque parallèlement le sentier, 20 à 30 m au-dessus. L'épaisseur (environ de 10 à 15 m) du calcaire et de sa « suite » de roches métamorphisées est souvent fort réduite, la plus grande partie de la couche étant sous le Quaternaire. Sur le plateau de Charravex, le calcaire ancien échappe à l'observation. On le devine uniquement par la présence, sur le plateau, de quelques affleurements de roches basiques.

Mais le prolongement de la couche de calcaire n'est pas très éloigné. Pour le retrouver, il faut traverser le plateau en montant dans la direction sud-ouest-sud. En dessus du pâturage, sur le versant nord-ouest de la crête, couronnée par les sommets de 1695 m et de Soulze, le calcaire atteint une épaisseur de 40 m.

Le versant nord de Soulze permet de voir la couche calcaire continuer sans interruption jusqu'à la selle entre Soulze et le sommet de 1897 m. A cet endroit, les murs rocheux de Soulze cèdent la place à une pente couverte d'éboulis, sous lesquels disparaît la couche de marbre.

Plus au SW encore, nous trouvons, à l'altitude de 1680 m, le calcaire dans l'affleurement du sentier du Revix à l'Arpille. Cet affleurement a été mentionné pour la première fois par *M. Lugeon* et *M^{me} Jérémîne* (84).

L'étude de l'affleurement de Charravex, en dessous de Soulze, nous amène à une observation de très grande importance. En contournant la saillie de Soulze, l'affleurement de calcaire, comme on le voit sur la carte, change de direction, ainsi que de position par rapport aux lignes de niveau. Lorsque l'affleurement avait la direction NE-SW, il s'élevait et coupait les lignes de niveau selon un angle de 5° à 8°. Mais quand la direction de l'affleurement est E-W, sa position devient horizontale.

A l'extrémité nord-ouest de Soulze, les parois tournent assez brusquement pour définitivement faire face au WSW. L'affleurement de calcaire, au fur et à mesure qu'il change de direction, ne reste pas dans sa position horizontale, mais commence à monter, en coupant les lignes de niveau sous des angles toujours grandissants. A son intersection avec la pente qui regarde au WSW, il coupe les courbes de niveau approximativement de 15° à 20°. Remarquons que la direction NW-SE est transversale à l'allongement du massif de l'Arpille.

Les conclusions que l'on peut tirer de toutes ces observations sont les suivantes :

1° la couche calcaire est inclinée vers le N de 18° (en moyenne);

2° l'affleurement du calcaire de Charravex appartient à la même couche calcaire qui affleure sur le versant sud-est du massif de Soulze.

La construction très simple qui consiste à faire passer sous le massif de Soulze la couche de calcaire affleurant en dessus de Charravex, amènera l'intersection de cette couche avec le versant sud-est du massif exactement sur la ligne des affleurements calcaires que nous connaissons déjà. De la sorte, le massif de Soulze n'est pas enraciné directement sur place, il repose sur le coussinet presque horizontal qui sépare le gneiss de Soulze de celui de la base de la montagne.

Plus encore. Ce n'est pas le sommet de Soulze seulement qui repose sur le calcaire, mais toute la crête, avec le sommet de Soulze d'un côté et le sommet de 1695 m de l'autre. La série des affleurements que nous avons passés en revue sur tous les versants de cette crête, et, tout particulièrement, l'affleurement, des Ottans sont, à eux seuls, des arguments irréfutables.

§ 10. La position du gneiss de la crête Soulze-sommet 1695 m.

Mais il y a encore un argument puissant : c'est la position des couches de gneiss en dessus des affleurements calcaires. Les parois des Ottans nous montrent l'allure des couches de gneiss. En partant de La Bâtiâz, nous voyons que les couches sont inclinées de 70° à 75° vers le SE. Or, cette inclinaison ne reste pas constante. Déjà dans la région de Gilloud, au haut des parois, on remarque que le gneiss devient de plus en plus incliné. En dessous de l'affleurement de calcaire des Ottans, l'incurvation des couches leur fait prendre une position horizontale.

La plus manifeste est encore la position du gneiss qui se trouve en dessus des affleurements de calcaire.

On peut fort bien l'observer, et sur de grandes étendues, en suivant la crête du sommet de 1695 m à Soulze. Partout, le gneiss est presque horizontal, seulement avec une légère inclinaison vers le N ou NEN (la région de Soulze), voire même NE (la région du sommet de 1695 m).

Ici, je suis obligé de revenir au travail de *Ketterer* (80). Cet auteur considère que le gneiss de la crête Soulze-sommet de 1695 m est incliné au SE. Ce n'est pas le cas. L'inclinaison est en moyenne de 10° à 15° vers le N ou NEN. Mais comment alors *Ketterer* a-t-il pu voir l'inclinaison se dessiner vers le SE ? Deux possibilités sont présentes : 1° *Ketterer* a dû faire ses observations de loin et prendre les lignes de diaclase pour la stratification du gneiss ; 2° il a vu seulement quelques affleurements de gneiss inclinés par hasard vers le SE. Il est vrai qu'il y en a de pareils. A ce propos, je dois observer que, dans une région où de multiples causes accumulent les complications, l'observateur est obligé de toucher, et cela dans le vrai et direct sens du mot, de très nombreux affleurements, s'il veut en tirer des conclusions générales. Si nous appliquons cette règle obligatoire au gneiss de la crête Soulze-sommet de 1695 m, nous verrons immédiatement que le gneiss, si l'on ne compte les accidents locaux, est incliné en moyenne de 10° à 15° vers le N ou NEN.

§ 11. Le gauchissement de la couche calcaire.

En résumé : toutes ces observations prouvent que le calcaire ancien de la crête Soulze-sommet 1695 m occupe une position presque horizontale. Lorsque je dis « presque horizontale », j'entends par là que toutes les couches, à savoir celles du calcaire, ainsi que celles du gneiss qui le surmontent, ne sont pas vraiment tout à fait horizontales. Leur inclinaison varie. Il existe cependant une règle qui régit ce changement d'inclinaison des couches.

Dans les différentes sections transversales à la direction générale du massif (NE-SW), ce changement d'inclinaison se traduit comme suit (voir planche II) :

1° L'affleurement des Ottans, exception faite des ondulations secondaires, est presque horizontale (5° à 7° vers le NW).

2° En traçant une ligne droite de liaison entre l'affleurement au NE des chalets de Charravex et celui du versant sud-est du sommet de 1695 m, nous constatons qu'elle est inclinée de 10° à 11° vers le NW.

3° Plus au SW, la même construction nous donnera 15° , puis 20° .

4° La ligne qui relie l'affleurement du sentier du Revix (1680 m) avec celui qui lui correspond sur le versant sud-est du sommet de 1897 m est inclinée de 30° vers le NW.

Tous ces faits nous révèlent le phénomène du gauchissement de la couche de calcaire qui présente de la sorte une surface hélicoïdale.

Nous savons déjà que ce gauchissement augmente encore vers le SW, et que les couches de l'affleurement de la Gouille Verte prennent une position verticale.

§ 12. Le plissement du gneiss.

Avant de terminer l'étude des trois alignements du calcaire, qui sont réunis par le nœud de Cottreux, arrêtons-nous encore aux relations du calcaire et du gneiss dans la partie SW de l'Arpille. Le versant qui domine Trient nous donnera d'importants renseignements sur ce sujet.

Au contact avec le synclinal de Chamonix, le gneiss est incliné de 70° au SE (plus exactement au SEE). En avançant vers la saillie de La Preisa, on voit que le gneiss se redresse de plus en plus pour devenir vertical en face de Gilloz. Puis, de nouveau, le gneiss s'incline, mais cette fois-ci vers le NW.

A cet endroit, le gneiss est très injecté. Il renferme le calcaire qui fait partie de l'alignement col de la Forclaz-Combasse.

En suivant les parois, on remarque que le plongement du gneiss vers le NW atteint 50°. Plus on approche de la bande verticale du calcaire (affleurant en dessous de la Gouille Verte), plus la disposition des couches de gneiss perd sa régularité. Les couches sont froissées, localement plissées, mais en moyenne, leur allure est bien près d'être verticale. Après avoir traversé la double bande de calcaire, on remarque que le gneiss s'incline de plus en plus au SE. Au-dessus de la Preisa, il atteint une inclinaison de 60° au SE, et même de 40° au SE, en dessous de Littroz.

On peut de même observer ce changement d'inclinaison en suivant le sentier du col de la Forclaz au pâturage de La Preisa. Au col même les couches sont inclinées de 70° à 75° au SE. A l'altitude de 1800 m, les couches sont presque verticales. Puis elles commencent à plonger au NW, pour atteindre 65°, à l'altitude de 2000 m.

§ 13. Les relations des trois premiers alignements du calcaire.

Les observations d'ordre tectonique que nous avons accumulées nous permettent déjà de tirer certaines conclusions en ce qui concerne les trois alignements du calcaire ancien.

Rappelons ces alignements :

1° Col de la Forclaz-Combasse-Cottreux.

2° Sommet de l'Arpille-versant sud-est du sommet de 1897, de Soulze et de 1695 m-Cottreux.

3° La Gouille Verte-sentier du Revix-versant nord-ouest de Soulze et du sommet de 1695 m-sentier de Gueuroz à Charravex.

Les second et troisième alignements sont reliés entre eux, dans le sens transversal, aux deux extrémités de l'Arpille :

1° au NE par l'affleurement des Ottans ;

2° au SW par les affleurements en dessus de la Gouille Verte.

Tous ces trois alignements appartiennent à un seul synclinal calcaire (voir planche II).

Le premier alignement représente la partie du synclinal qui, dans sa position presque verticale, est pincée entre les couches de gneiss. Mais sous la pression des forces orogéniques, la partie supérieure du synclinal (les alignements 2 et 3) fut rejetée vers le NW. La poussée fut si forte que le synclinal prit une position couchée. Il se peut qu'à l'époque hercynienne déjà, ou pendant la formation de la chaîne alpine, le synclinal ait subi un gauchissement dans sa partie sud-ouest. Ce gauchissement eut pour résultat que la tête de l'anticlinal s'enfonça dans le gneiss sous-jacent, ce que nous pouvons observer dans les environs de la Gouille Verte.

Ce synclinal couché est de plus compliqué par une digitation. Celle-ci existe seulement comme second coussinet du sommet 1695 m, coussinet supérieur à la masse principale du calcaire ancien. Voici quels sont les éléments de ce coussinet, visibles sur le terrain :

1° au SE des chalets de Charravex se trouve une couche de calcaire dont la longueur est de 100 m et l'épaisseur d'environ 0,5 m ;

2° sur la pente nord-est du sommet 1695 m, le sentier Cottreux-Charravex traverse la bande d'amphibolite et de calcaire ancien, qui, dans la direction sud-est, disparaît sous les éboulis ;

3° directement au-dessous et au SE du sommet 1695 m, nous retrouvons encore une fois la même bande qui doit avoir sa prolongation naturelle dans les amphibolites du col de la Croix de Chicœu (voir planche II, coupe XX).

A partir de ce dernier col, la digitation, par suite du plongement axial du massif, se trouve dans la partie supérieure du massif, déjà emportée par l'érosion. Nous ne pouvons donc juger de l'ampleur réelle de cette digitation ni de son importance pour la tectonique générale du massif.

§ 14. Quatrième alignement du calcaire (Le Revix-La Preisa).

Le quatrième alignement des affleurements calcaires ne se présente pas dans des conditions aussi favorables pour l'observation que les trois premiers.

Prenons pour point de départ un des affleurements qui se trouve sur le sentier du Revix à la Preisa. A $\frac{1}{2}$ km du Revix et à une trentaine de mètres en dessus du sentier, dans des escarpements abrupts, se trouve une grotte taillée dans la couche (de 20 à 25 m de puissance) de calcaire marmorisé. La profondeur de la niche est de 3 à 4 m. L'ouverture est de 6 à 7 m de large et de 7 à 8 m de haut. Il est intéressant de noter que la base de cette grotte est en calcaire à silicates, voire même en cornéennes calcaires.

On peut suivre cette couche dans les deux directions à partir de la grotte. Vers le NE, le calcaire ne se maintient pas sur une grande distance. Le magma digérant métamorphose sensiblement le calcaire. Puis, la couche disparaît sous les éboulis qui couvrent le versant nord-ouest du sommet de 1897 m. La continuation de cette couche doit se trouver dans les murs inaccessibles qui supportent l'épaule de Charravex.

Vers le SW de la grotte, le calcaire s'étend sur une distance de 300 m. Il devient virtuel dans les escarpements de la saillie, qui se trouve en dessous du sommet de l'Arpille. Cette saillie, comme nous le savons déjà, est fortement imprégnée par la venue magmatique. Pourtant, la disparition de notre couche de calcaire n'est pas complète. La présence des roches basiques, en particulier des amphibolites, surtout dans la partie sud-ouest de la saillie, nous sert de guide dans nos recherches. Le calcaire se retrouve plus au SW, à l'altitude de 1690 m, en dessus du sentier de la Preisa et sur le sentier même. Les conditions de la surface des rochers ne permettent pas d'évaluer la longueur de cet affleurement. Il est inutile de chercher sa prolongation sur le plateau de La Preisa. Nous sommes ici de nouveau dans un régime d'injection trop intense pour qu'on puisse voir les restes des couches calcaires. Certes, l'étude des roches endomorphisées pourrait donner des indications. Mais la surface du plateau, couverte de végétation et de marais, n'est pas favorable à une pareille étude.

§ 15. Cinquième alignement du calcaire (Littroz-La Ravoère).

Passons maintenant au cinquième alignement et commençons par l'affleurement de Tête Noire, qui a déjà été mentionné plus haut. La vallée de Trient nous permet de voir la coupe transversale de la couche calcaire.

En quittant l'hôtel de Tête Noire, nous prenons la direction de Trient. Ayant dépassé de 40 m le grand contour de la route, nous pouvons toucher le calcaire ancien dans l'affleurement que présente la tranchée de la route. L'épaisseur de cet affleurement est approximativement de 40 à 50 m. La couche entière plonge de 40° au SE.

L'étude de la couche est incomparablement plus facile sur le bord droit du torrent dans les escarpements de la saillie qui domine le petit village de Littroz.

En montant de Littroz à La Preisa, nous rencontrons à l'altitude de 1310 m les cornéennes calcaires, mais les marbres francs n'affleurent qu'à l'altitude de 1360 m. L'épaisseur globale de la couche doit être évaluée à 60 à 65 m.

Il est à noter la présence du graphite dans la région du contact du calcaire avec le gneiss de toit.

En suivant vers le NE la bande de calcaire qui se dessine dans les escarpements de Littroz, nous remarquons qu'elle est légèrement inclinée du côté de Plana Jeur.

Avant Plana Jeur, on voit une saillie rocheuse qui indique la place d'une très forte injection qui atteint aussi la bande calcaire et l'engloutit. La question se pose de savoir si la bande calcaire de Littroz ne doit pas être considérée comme étant la prolongation de celle du Revix (§ 14). Les faits le contredisent. Ainsi, dans la coupe que présentent les parois de l'Arpille, les lignes d'intersection des couches de gneiss, quoique par places plissées, culbutées et broyées, s'inclinent en moyenne toujours vers le NE, c'est-à-dire vers le Rhône, d'où un aspect tout particulier des parois de l'Arpille, vues du côté de Salvan-Finhaut. Les escarpements qui forment les parois sont toujours alignés de telle manière qu'ils sont inclinés de 5° à 12° vers la vallée du Rhône. Ainsi, la bande de calcaire de Littroz ne peut certainement pas monter dans l'intersection que présentent les parois de l'Arpille vis-à-vis de Finhaut-Salvan. Et de fait, nous la voyons se dessiner avec une légère inclinaison vers le NE dans des parois inaccessibles entre Littroz et Plana Jeur.

Vers le SW, nous ne pouvons pas suivre la bande calcaire de Littroz, le calcaire fuyant sous le Carbonifère. Dans la direction nord-est, aux environs de Plana Jeur, la continuation de la bande se

perd brusquement. La physionomie générale de l'Arpille fait supposer pourtant que la bande de Littroz, conservant toujours la même direction et sous forme de calcaire fortement métamorphisé, continue, dans les rochers inaccessibles, au NE de Plana Jeur. Si nous la poursuivons, en pensée, nous serons obligés de traverser avec elle le torrent du Trient et nous arriverons à un endroit qui nous est déjà connu, notamment sur le plateau moutonné en dessous des Marécottes, où se trouve une carrière d'exploitation de grès carbonifère.

Nous savons déjà (§ 10 du chapitre I, deuxième partie) qu'à deux pas de cette carrière, l'observateur, tout en pensant être en plein Carbonifère, se trouve tout à coup en présence d'un affleurement de calcaire métamorphisé. Ce calcaire est pincé en synclinal dans le gneiss, et tout cet ensemble est recouvert en discordance par le Carbonifère, qui forme un anticlinal.

Les parois de la vallée du Trient étant presque verticales, il n'est pas possible d'y suivre le synclinal calcaire. Mais du pont de La Taillat, en gravissant les éboulis, nous parvenons jusqu'au pied de cet escarpement. Nous constatons alors que le calcaire descend les parois, en dessinant une courbe; il y est coupé obliquement à sa direction. Des éboulis couvrent la continuation du calcaire dans la direction sud-ouest. Mais formant un pont entre le calcaire de la carrière et celui de Littroz, au fond de la vallée du Trient, se trouve encore un affleurement du même calcaire. Pour le toucher, nous sommes obligés de suivre le bord gauche du torrent en partant du pont qui mène à Crêta.

A environ 350 m en aval de ce pont, un petit escarpement nous offre un affleurement de calcaire ancien. La base de l'escarpement est couverte par l'alluvion du torrent, le sommet par d'abondants éboulis.

Essayons maintenant de suivre ce synclinal calcaire, avec ses flancs de gneiss, dans la direction nord-est. Nous savons déjà que cet ensemble s'enfonce sous un tunnel de Carbonifère, à l'E duquel ce Carbonifère se replie en synclinal (fig. 3 et coupe XIX de la planche II).

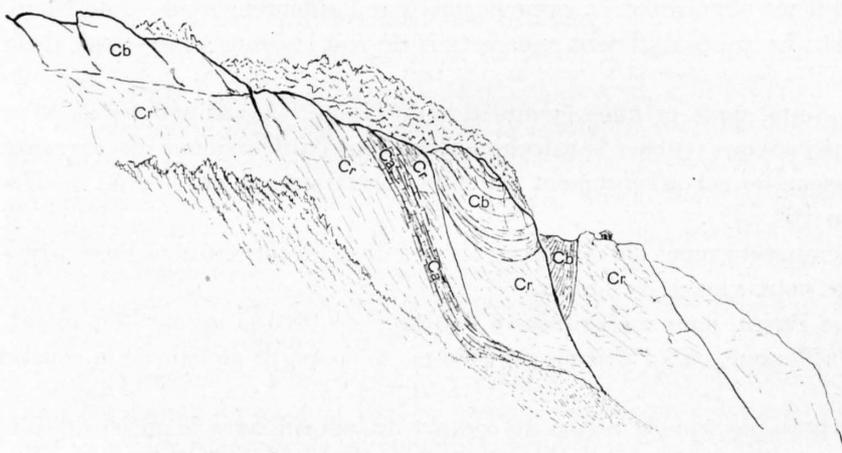


Fig. 3. Anticlinale carbonifère, en dessous de Marécottes.

Cb = Carbonifère; Cr = Cristallin; Ca = Calcaire ancien.

se profile nettement sur les parois d'une saillie qui supporte la station d'un câble qui joint la rive gauche du torrent à La Taillat. Ce flanc presque vertical est en discordance sur le gneiss qui est incliné vers le SE de 30° à 40°. On remarque que ce gneiss est déjà moins redressé que celui d'en dessous de la carrière. Ce gauchissement s'accroît encore au fur et à mesure que nous avançons vers le Rhône. A la Ravoère, à l'E de Salvan, le gneiss est horizontal; se rapprochant de la vallée du Rhône, il a même une légère inclinaison vers le NW. On peut se demander alors où se trouve le synclinal secondaire carbonifère. Il est rejeté plus haut par le gneiss et se dessine virtuellement en l'air. Dans l'intersection de la surface du plateau de Salvan et de la Ravoère, l'incurvation du contact du Carbonifère avec le gneiss se précise admirablement. A la Ravoère, le gneiss est horizontal. Il butte contre le Carbonifère qui lui est vertical. Il s'agit maintenant de retrouver la continuation du calcaire. Dans cette région de forte injection magmatique, notre calcaire réapparaît sous un autre aspect, notamment sous forme d'amphibolites. Ces amphibolites reposent horizontalement sur le plateau de la Ravoère (Voir fig. 4).

Notons aussi que dans les éboulis en dessous des parois de la Ravoère, qui dominent le Rhône, on trouve des débris de calcaire ancien.

De l'autre côté du Rhône, le flanc sud-est du synclinal carbonifère près du pont de Dorénaz se dessine un peu autrement que dans les escarpements près du Trient.

Dans la partie sud-est de cette coupe réapparaît le pli secondaire très prononcé et séparé du synclinal-mère par un coin de gneiss. Son importance dans la tectonique du synclinal fut relevée pour la première fois par *M. Lugeon (95)*. Ce gneiss est remarquable par la présence en lui du calcaire ancien celui-là même qui fut découvert par *de Saussure*.

Tout cet ensemble nous rappelle exactement le flanc sud-est du Carbonifère en dessous des Marécottes, près de la carrière. La disposition réciproque du Carbonifère, du gneiss et du calcaire ancien est tout à fait identique. La seule différence est que le sommet du coin gneissique en dessous des Marécottes est à l'altitude de 1000 m, tandis que dans la coupe près du pont de Dorénaz, le coin gneissique est à celle de 500 m. Il faut chercher la cause de cette différence dans la descente axiale, approximativement 15° à 20° vers le NEN.

Entre les 2 points indiqués ci-dessus : la carrière des Marécottes et le pont de Dorénaz, le gneiss à calcaire change d'inclinaison en accusant un gauchissement du plan axial. Il est incliné vers le SE près de la carrière des Marécottes ; à la Ravoère, il est horizontal et près du pont de Dorénaz presque vertical.

La série des coupes dessinées en coulisses démontre clairement ce phénomène (Voir fig. 4).

D'où vient cette relation intime de la tectonique du Carbonifère avec certains éléments stratigraphiques de l'ancien massif ? Je m'abstiendrai de faire une réponse générale ; je ne suis pas à même de faire la reconstruction complète de l'orographie du massif hercynien avec sa tectonique avant le dépôt carbonifère. Cependant, dans le cas présent, le rapprochement et la reconstruction locale s'imposent.

Rappelons que, dans le profil de Tête Noire, le Carbonifère enveloppe le gneiss, formant ainsi un anticlinal secondaire. Le cœur du gneiss est en calcaire ancien, comme celui de la bande Tête Noire-Littroz.

Autrement dit, l'alignement du calcaire Tête Noire-Littroz-Les Marécottes-La Ravoère-Dorénaz est caractérisé par son emplacement au cœur de l'anticlinal carbonifère.

La question se pose de savoir pourquoi le plan axial de l'anticlinal carbonifère coïncide avec la couche calcaire. Au point de vue de la dynamique, ce phénomène est assez clair. A l'époque anté-stéphanienne, le gneiss était plissé et ensuite pénépliné. Cette pénéplaine était recouverte par des sédiments carbonifères (stéphanien) et permien. Les couches du Permo-Carbonifère reposaient en discordance sur les couches redressées du gneiss et du calcaire. Dans la nouvelle période orogénique, tout le complexe a subi encore une fois le phénomène de plissement. Les couches calcaires présentaient dans ce complexe les plans de la plus grande plasticité. Selon toute probabilité, la décharge de la tension orogénique devait se produire justement dans de tels plans ; cette décharge se manifesta par la formation des anticlinaux. C'est ainsi qu'après un nouveau plissement, les synclinaux anciens à calcaire se sont trouvés au cœur des nouveaux anticlinaux.

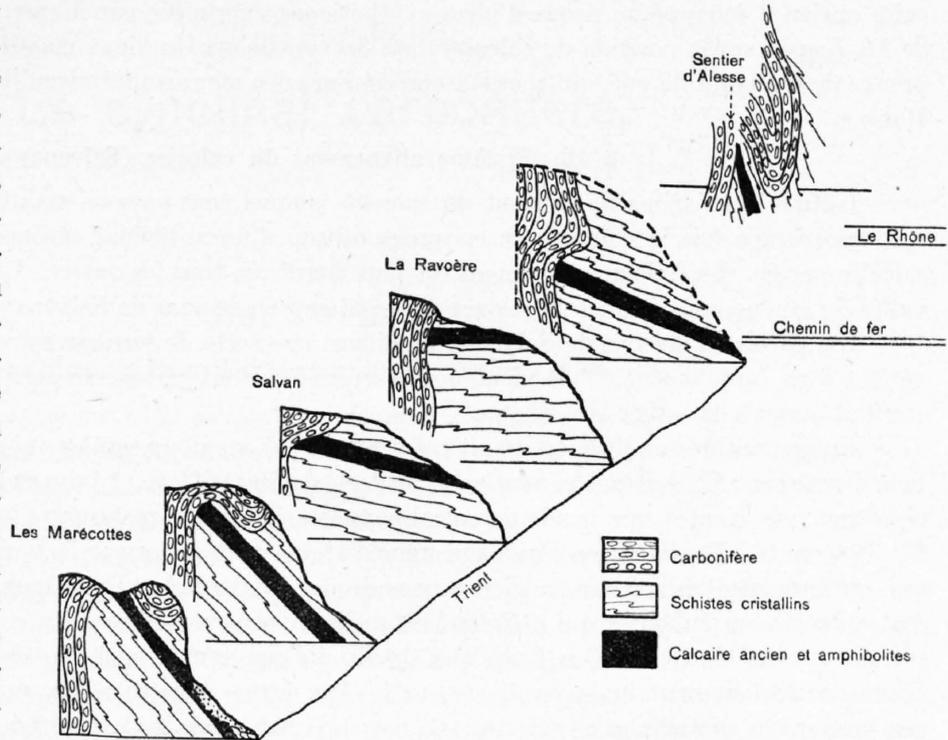


Fig. 4. Série de coupes montrant le changement d'allure de l'anticlinal cristallin, avec le calcaire ancien en noyau, sur le flanc SE du Carbonifère, dans les environs de Salvan-Vernayaz-Dorénaz.

Ce rôle des « Gleithorizonte » était attribué au calcaire ancien des Aiguilles Rouges aussi par *Meyer* (97). Malheureusement, cet auteur s'est basé sur un champ d'observations trop restreint pour pouvoir en tirer d'aussi nombreuses conclusions d'ordre tectonique. Ainsi la réelle valeur tectonique du calcaire ancien a échappé au cercle d'idées synthétiques exprimées par *Meyer*. En rejetant l'hypothèse de *M. Lugeon* sur la position du calcaire dans les synclinaux du vieux massif, *Meyer* ne donne aucune preuve de son point de vue, qui consiste à préconiser « den schuppenförmigen Bau » du massif des Aiguilles Rouges.

§ 16. Sixième alignement du calcaire (Salvenay).

L'étude du sixième alignement du calcaire, auquel nous passons maintenant, nous permettra de voir encore une fois la coïncidence en superposition d'un anticlinal carbonifère sur un synclinal du calcaire ancien. Le sixième alignement est plus court que tous les autres. La tranchée profonde de la vallée du Rhône nous permet de relever son existence en dessous de Salvenay, donc au N des Granges.

Les parois en dessous de Salvenay dominant une sorte de terrasse couverte de grands blocs provenant d'un écroulement. Puis vient un escarpement, dont la base se perd dans les éboulis qui descendent jusqu'à la vallée du Rhône.

En partant de la vallée, on gravit ces versants par un vieux sentier qui servait autrefois au transport d'ardoises. En quittant ce sentier à l'altitude de 780 à 800 m et suivant la pente au même niveau, nous trouvons bientôt une bande de calcaire ancien, fortement métamorphisé. La couche est inclinée de 80° vers le SE. Dans son voisinage immédiat, on voit se former la « suite » habituelle des roches qui accompagnent le calcaire ancien aux endroits d'intrusion magmatique. Parmi ces roches sont d'abondantes amphibolites qui attirent l'attention. On peut suivre cette couche calcaire vers le SW sur une distance de 180 à 200 m, jusqu'aux éboulis qui couvrent le pied d'un escarpement de Carbonifère. Chose particulièrement intéressante, le Carbonifère forme à cette place un anticlinal secondaire, en contournant le cristallin et le calcaire. Ce dernier, caché sous le Carbonifère, disparaît complètement. Mais l'anticlinal se laisse voir encore sur une distance de 3 à 4 km (au delà des Marécottes), indiquant ainsi, indirectement, l'existence probable du calcaire en profondeur. Au NE, la bande du calcaire traverse (en l'air) la vallée du Rhône. Le calcul théorique (en tenant compte de la direction et de la descente axiale des Aiguilles Rouges) nous amène à Melley (en dessus des vignes) entre Dorénaz et Collonge, où nous trouvons un affleurement d'amphibolites d'un même facies que la « suite » du calcaire métamorphisé sous Salvenay. Cet affleurement a été signalé par *P. Hartmann* (89). Ces amphibolites-là représentent le prolongement du synclinal calcaire de Salvenay.

§ 17. Résumé de la tectonique du massif hercynien.

Avec ce sixième et dernier alignement du calcaire, nous sommes arrivés au flanc nord-ouest du synclinal complexe carbonifère qui représente en même temps la limite nord-ouest de ma carte.

Jetons un regard rétrospectif sur l'ensemble des affleurements que nous avons passés en revue et rappelons leurs relations réciproques, afin de faire ressortir le caractère de la tectonique du vieux massif hercynien.

Le style de la structure en briques, « Schuppenstruktur », qui a été adopté depuis longtemps pour le massif des Aiguilles Rouges, doit être rejeté en ce qui se rapporte à sa partie suisse.

Le plissement antéstéphanien révèle la plasticité de l'ensemble du massif. Des plis d'une très grande envergure se produisirent dans le complexe des schistes. Leur naissance a été facilitée par la présence des couches de calcaire. Sur mon champ d'étude, on peut distinguer l'existence de quatre grands synclinaux de calcaire. Un de ces synclinaux est couché et même plongeant.

Il est à prévoir que dans un massif qui a subi au moins trois plissements (sans compter ceux de l'Archéen) devaient également se produire des failles. L'étude sur le terrain ne révèle pas l'existence de cassures de quelque importance. Les failles figurées par *Ketterer* (80) appartiennent au monde de la fantaisie. Quant à la faille de *Meyer* (97), passant par Miéville, elle se laisse voir sur le terrain, mais l'interprétation de ce phénomène par *Meyer* demande une certaine correction. Je reviendrai là-dessus en traitant la tectonique du synclinal carbonifère.

Troisième Partie.

Le synclinal carbonifère.

Chapitre I.

Les roches.

§ 1. Les difficultés de la délimitation du Carbonifère et du cristallin.

Dans la première moitié du XIX^e siècle, les recherches géologiques dans les Alpes provoquèrent des discussions passionnées sur les caractères et même sur l'existence du Carbonifère alpin.

Gaudry (12) fut le premier historien de ces débats, puis, plus tard, *A. Favre* (18) consacra de nombreux paragraphes à «l'histoire du terrain carbonifère dans les Alpes».

A ce moment (1867), la question de l'existence du Carbonifère dans la première zone de *Lory*, son origine, ses faciès principaux et ses relations avec les roches environnantes était déjà tranchée dans les grandes lignes. Il y avait cependant d'assez nombreux détails qui attendaient leur solution; entre autres la délimitation du Carbonifère et des schistes cristallins sous-jacents.

Cette question préoccupait vivement *A. Favre* et lui semblait manquer de clarté. «On voit donc, dit-il (18, § 522), qu'il est difficile, si ce n'est impossible de distinguer la formation des grès et des poudingues de Vallorcine des schistes cristallins, lorsque les premiers ne renferment pas de cailloux roulés.»

La même objection est faite dans la description de la coupe du Carbonifère près de Vernayaz (18, § 483).

Cette confusion n'était pas encore écartée au temps de *Reuevier* (35). On sait que les limites du Carbonifère et des schistes cristallins, sur sa carte des Hautes Alpes Vaudoises, étaient mises en doute par l'auteur lui-même dans le texte explicatif de sa carte. *Reuevier* élargit le terme en y faisant rentrer une partie considérable des schistes cristallins.

L'incertitude se maintient encore au début du XX^e siècle. *Golliez* (39), en faisant des recherches dans la coupe du Carbonifère près de Dorénaz devient aussi la proie de cette incertitude. Cet observateur, au lieu d'élargir le terme de Carbonifère, comme le fait *Reuevier*, le réduit, au contraire, en plaçant, dans l'échelle stratigraphique, en dessous du Carbonifère, un poudingue à gros éléments. *Golliez* l'appelle «poudingue ancien». Il le considère comme antécarbonifère. Son hypothèse ne s'est pas confirmée. Le «poudingue ancien» de *Golliez* n'est autre chose que le conglomérat du Carbonifère, comme cela est démontré par *P. Hartmann* (89) et par *M. Lugeon* (95).

Déjà *Reuevier*, dans son post-scriptum (35), insistait sur la nécessité d'une étude microscopique pour arriver à bien distinguer le Carbonifère du cristallin sous-jacent. C'est tout à fait juste. L'aide précieuse du microscope devient absolument indispensable pour établir le vrai contact du carbonifère et du cristallin sur notre terrain. Et si l'étude sur le terrain, ainsi que l'examen microscopique laissent parfois cette question irrésolue, il ne s'agit là que d'une zone de quelques mètres, zone où l'effet du dynamométamorphisme et de l'interpénétration réciproque des roches se font sentir trop violemment.

§ 2. Les fossiles du Carbonifère.

La délimitation du Carbonifère et des terrains qui le surmontent est souvent facilitée par le fait de la discordance. Celle-ci est visible, dans les limites de ma carte, notamment dans les lits des ruisseaux des Preises et de Catogne, qui traversent le pâturage au-dessus des Jeurs, près de la frontière française.

Dans le paléozoïque qui forme une grosse masse, aucune discordance ne se révèle. La stratigraphie de cette masse ancienne peut se faire, ou par analogie avec d'autres régions, ou par les fossiles, bien que la richesse des gisements et la variabilité des espèces trouvées laissent beaucoup à désirer.

Renévier (35, 68 et 69) donne une liste complète des fossiles carbonifères qui proviennent d'Arbignon, localité qui se trouve dans la projection du synclinal carbonifère Le Châtelard-Salvan dans le versant droit de la vallée du Rhône. Cette liste contient 67 espèces de plantes et 2 espèces d'insectes. A cette liste de *Renévier* qui, bien entendu, conserve sa valeur pour le synclinal tout entier, j'ajouterai encore quelques noms de fossiles, déterminés par *O. Heer* (17, 21, 26) et trouvés dans le Carbonifère en dessous du col de Balme, à la Posette et à Vallorcine, également hors des limites de ma carte.

Voici la liste de *O. Heer*, dont je ne cite que les fossiles qui manquent dans la liste de *Renévier*:

	Col de Balme.	Posette.	Vallorcine.
<i>Sphenopteris tridactylites</i> , BR.	+		
<i>Odontopteris minor.</i> , BR.	+		
<i>Pecopteris Beaumontii</i> , BR.			+
<i>Pecopteris cyathea</i> , SCHL., sp.	+		
<i>Pecopteris arborescens</i> , SCHL., sp.	+	+	+
<i>Pecopteris variant platirachis</i> , BR.	+		
<i>Pecopteris polymorpha</i> , BR.	+		
<i>Lycopodites facifolius</i> , HR.		+	
<i>Antholithes Favrei</i> , HR.		+	

O. Heer, qui a décrit la flore des sédiments carbonifères du synclinal Châtelard-Vernayaz, la considère caractéristique pour le Stéphanien (Ouralien), terme supérieur du Carbonifère.

§ 3. La séparation du Permien et du Carbonifère.

Mais avec cela, tout le complexe des roches qui se trouvent entre les deux discordances: sur le cristallin et sous le Trias, n'est pas encore déterminé. Il suffit d'un examen même superficiel pour remarquer que le complexe doit être subdivisé en deux parties.

L'une de ces parties se distingue par une coloration en noir, gris foncé, gris et rarement en gris-vert; l'autre par une coloration en rouge-violet, lie de vin, vert-gris et vert-bleuâtre. Sur le terrain, on remarque facilement que la seconde division est toujours superposée à la première. Le synclinal carbonifère, quoique déjeté légèrement vers le NW, n'est pas compliqué par des phénomènes de renversement. Il faut en conclure que la superposition de la division rouge-vert sur la division noir-gris est purement stratigraphique. Notons qu'il n'existe aucune discordance entre les couches rouge-vert et les gris-noir sous-jacentes.

Les roches lie de vin sont presque entièrement dépourvues de fossiles. Cependant, une plante trouvée à la Posette, en dessous du col de Balme, et déterminée par *O. Heer* (21, 26) nous vient en aide. Il s'agit de «*Walchia piniformis*, STBG. var (?)» que l'on sait appartenir au Permien. A ce propos, *O. Heer* dit (26):

«*Walchia* wird wegen ihrer allgemeinen Verbreitung im Rotliegenden als eine Leitpflanze der Permschen Formation betrachtet, gehört indessen derselben keineswegs ausschliesslich an, denn sie wurde von *Geinitz* auch in Steinkohlenformationen gefunden, doch ist sie überall in diesen eigentlichen Steinkohlenebirgen selten, während im Perm sehr häufig.»

M. Lugeon (96), au cours de ses recherches dans le massif de la Dent de Morcles a séparé du Carbonifère les schistes couleur lie de vin, en les plaçant dans le Permien. Cette distinction lui a permis de déterminer cinq plis dans la masse du Permo-Carbonifère.

D'autre part, dans l'étude de *Ritter* (48) sur «la bordure sud-ouest du Mont-Blanc», nous lisons: «Le Permien est très peu développé dans la région que j'ai parcourue; il semble cependant naturel de lui attribuer des schistes rouges avec des grès micacés de même couleur qu'on trouve au col de la Louze sous les quartzites de Trias, entre ces roches et les schistes cristallins.» Vu que la région étudiée par *Ritter* appartient à la même zone que notre terrain, il est possible d'admettre l'analogie des facies.

En ce qui concerne la stratigraphie proprement dite, cette solution n'a que peu de valeur, mais pour l'étude tectonique, elle devient très utile, surtout dans la région où les coupes naturelles ne laissent pas voir les charnières des plis.

§ 4. Les principaux faciès du Carbonifère et du Permien.

Le complexe permo-carbonifère du synclinal Châtelard-Vernayaz nous présente les faciès suivants :

- 1° conglomérat à gros éléments;
- 2° conglomérat à petits éléments;
- 3° grès et schistes gréseux;
- 4° schistes argileux ardoisiers;
- 5° charbon;
- 6°, 7° et 8° conglomérats, grès et schistes à coloration lie de vin et verte.

On peut dire avec assez de raison que le conglomérat est, à la base de cette série, en contact avec le cristallin; mais souvent aussi, cette place est prise par le grès ou même par les schistes ardoisiers.

Renevier (35) mentionne que la sédimentation ne s'est pas produite dans un seul bassin; il est, en effet, possible qu'il y ait existé un alignement ou des alignements de lacs, séparés entre eux par des collines de différentes hauteurs. Les unes, hautes et abruptes, auraient donné comme matériel de destruction de grands blocs, les autres seulement de la boue limoneuse.

Ainsi, pour la tectonique générale de la contrée, la délimitation de ces faciès dans le groupe du Carbonifère autant que dans celui du Permien ne donnera pas de résultats d'une valeur vraiment appréciable.

Passant maintenant à la description rapide des faciès du Carbonifère, nous ne devons pas perdre de vue que ces faciès caractérisent toute l'épaisseur du Carbonifère de notre région, sans se rapporter à telle ou telle zone stratigraphique en particulier. Cette remarque conserve aussi toute sa valeur quant aux faciès pétrographiques du Permien.

Les faciès du Carbonifère macroscopiquement (depuis le XVIII^e siècle) et sous le microscope (depuis la fin du XIX^e siècle) furent décrits à plusieurs reprises.

Nous sommes redevables à *Duparc* et *Ritter (41)* de l'étude la plus complète qui existe sur tous les faciès du Carbonifère de cette zone. Je renvoie à ce mémoire tous ceux qui voudraient se renseigner sur les détails de ces faciès. Il suffira ici d'indiquer les traits principaux qui les caractérisent.

1° et 2° Le conglomérat, désigné par *de Saussure* sous le nom de poudingue de Vallorcine, est une roche à ciment siliceux, extrêmement dur. Les cailloux roulés sont principalement des roches cristallines acides. Les matières organiques colorent la pâte en gris. Par places, toutefois, la chloritisation de cette pâte est très manifeste, c'est alors qu'apparaît la coloration en vert-gris. La pâte est microcristalline, composée principalement de quartz et de mica.

Quant aux cailloux constitutifs, il est particulièrement intéressant de noter que le granite du Mont-Blanc ne s'y rencontre pas, contrairement à l'avis de *Michel-Lévy (34)*.

Les recherches minutieuses entreprises par *M. Lugeon (75, 76)* ont démontré que la protogine du Mont-Blanc ne prend aucune part dans la formation du Carbonifère.

Cela est une preuve, à nos yeux, que la protogine du Mont-Blanc n'était pas encore affleurante à l'époque permo-carbonifère.

Exception faite pour la protogine, les autres roches cristallines du soubassement entrent pour leur part dans la formation des cailloux roulés. On rencontre du granite, des aplites, des pegmatites, des gneiss, des micaschistes. Les cailloux de schistes argileux sont plus rares.

La grosseur des éléments roulés varie: tantôt ce sont des blocs d'un mètre cube et plus, tantôt ils ne sont pas plus gros que des pois.

3° Quand les éléments deviennent plus petits encore, nous assistons au passage des conglomérats aux grès et aux schistes gréseux.

Le grès carbonifère se prête parfaitement à l'exploitation dans des buts techniques. Les carrières de Finhaut et des Marécottes sont bien connues quoique l'exploitation, par suite des difficultés de transport, s'effectue exclusivement pour les besoins des localités voisines.

Voici ce que nous trouvons sur ces grès dans le travail collectif, concernant «Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz» (88). Selon la détermination de *H. Preiswerk*, le grès de Finhaut est un «Glimmersandstein, mittel- bis grobkörnig (2—3,5 mm). Quarz, Plagioklas, Muskovit, Turmaline sind durch Serizit und Quarz gebunden.» Le grès des Marécottes, étudié par *J. Erb*, présente les mêmes éléments, avec la seule différence que les grains sont plus grossiers.

4° Les schistes ardoisiers sont composés d'argile, colorée en noir par de la matière charbonneuse. Les éléments qui conservent encore leur cristallinité sont noyés dans une pâte amorphe. Ce sont des grains de quartz, de mica, de rutile. Quelquefois, disséminés dans la pâte fine, se trouvent des cailloux roulés de grosseur variable. Dans les différentes localités du territoire (à Vernayaz, Salvan, Les Marécottes, Le Châtelard), les schistes argileux sont souvent exploités pour ardoises.

5° L'antracite se rencontre principalement dans les schistes argileux ou gréseux. Elle forme des lentilles étirées, d'une épaisseur de 0,20 à 0,50 m. Par sa qualité, ce charbon présente peu d'intérêt pour l'industrie, d'autant plus que l'épaisseur des couches est insignifiante.

Les travaux de recherches en vue de l'exploitation de cette anthracite ont été entrepris dans différents endroits sans qu'on ait obtenu des résultats appréciables. Ces endroits sont: *a)* les pentes entre Salvan et Vernayaz; *b)* en dessous des Marécottes; *c)* près de Finhaut, sur la route Trétien-Finhaut; *d)* en dessus et en dessous de la ligne du chemin de fer Martigny-Le Châtelard, au kilométrage 17,23 (compté de Martigny), soit ½ km avant Le Châtelard-village; *e)* en dessus de Trient-village, dans les pentes de Treutse à l'Aille.

6° 7° et 8° Les éléments qui composent les conglomérats, les grès et les schistes du Permien ne diffèrent presque pas des formations analogues du Carbonifère. La coloration en gris et noir par les matières charbonneuses est remplacée par la coloration plus vive lie de vin, due au fer. Les schistes du Permien sont toujours gréseux et ne se débitent pas en grandes plaques régulières, comme c'est le cas pour les schistes du Carbonifère. Le quartz rose est un élément qui se rencontre fréquemment dans les grès du Permien.

Chapitre II.

La tectonique de la bande carbonifère.

§ 1. Synclinal III.

La coupe de la bande carbonifère Châtelard-Vernayaz la moins compliquée est celle que présente la gorge de Trétien (Triquent), dite aussi gorge du Triège.

Le contact du Carbonifère et du cristallin en dessous de Trétien est visible dans la gorge, dans les parois du versant gauche, où il se dessine nettement. Le cristallin, imprégné par des veines de pegmatites jusqu'à perdre son aspect schisteux, est moulé par les couches schisteuses et plastiques du Carbonifère. Leur inclinaison à cet endroit est de 80° au NW.

En suivant vers l'amont le bord du précipice, nous entrons dans le synclinal carbonifère où se succèdent les grès carbonifères et les schistes gréseux et ardoisiers.

Nous voici sur la grande route. Au contour où elle change sa direction NE-SW en celle du SE-NW, on remarque l'apparition du Permien. La roche est gréseuse, tantôt compacte, tantôt laminée. Des lits de différente puissance, alternent sans cesse. L'épaisseur approximative de ce Permien est de 90 m. Le passage au Carbonifère n'est pas très net, mais les contours dessinés sur la carte se confirment, lorsqu'on vérifie le contact vers le NE et le SW.

Dans ces deux directions, on trouve le Permien lie de vin largement développé.

En quittant le Permien de la route et, toujours en montant, nous sommes de nouveau dans le Carbonifère. Cette route en tranchée nous montre un phénomène intéressant dû à une forte pression. On voit les parties de grès compact étirées en de grandes lentilles (0,5 m à 1 m) régulières et moulées par la roche plus schisteuse. Cet étirement particulièrement intense s'explique dès le premier regard sur la carte. Nous sommes, en effet, ici dans le voisinage de la partie la plus étroite de la bande carbonifère, et il est évident que la pression orogénique a dû être à cet endroit particulièrement violente, ce que confirme encore l'incurvation de la marge sud-est de la zone paléozoïque. Faisons remarquer que le torrent du Trient décrit un arc parallèle à cette courbure en plan, arc déterminé par la direction des couches cristallines qu'il suit fidèlement.

Si nous voulons continuer l'étude de la série du Carbonifère dans la direction nord-ouest, il nous faut quitter la route. Par le sentier qui va à La Fontaine, nous arrivons sur un plateau. Bien que les champs soient laborieusement cultivés, on remarque des surfaces moutonnées et polies par le glacier. Nous sommes sur l'épaulement glaciaire qui s'étend de Dziétro à Salvan.

De La Fontaine, par un sentier légèrement montant, on accède au bord de la pente rocheuse qui tombe parfois presque à pic dans le torrent de Trétien. Un bois en couronne le bord. Dans cette paroi, on trouve des affleurements de Carbonifère.

En avançant vers le NW, nous rencontrons des couches schisteuses ou gréseuses, voire même du conglomérat. Les couches plongent toujours vers le SE de 75° à 85°. Au contact du carbonifère (schistes ardoisiers) avec le cristallin, on constate une zone de broyage, épaisse de 0,5 m. Notons que cette zone de broyage se manifeste par une dépression du terrain au-dessus des rochers. Cette topographie caractéristique se maintient au NE, surtout sur le plateau de Plana Jeur, en dessus des Marécottes, où la dépression est très accentuée. On peut la suivre également au SW, en dessous de La Crête. Cette particularité topographique permet d'établir la ligne de contact, même dans les endroits couverts de végétation.

Ainsi, nous avons traversé entièrement la bande du Carbonifère contenant un noyau de Permien.

Appelons ce synclinal carbonifère du nom de «synclinal III». Nous verrons dans la suite que ce synclinal n'est pas simple.

Continuons notre coupe toujours dans la direction nord-ouest. Nous sommes en plein gneiss, imprégné d'une multitude de filons aplitiques; les cornéennes y sont fréquentes.

§ 2. Synclinal I.

Ayant parcouru une épaisseur de 170 mètres de gneiss, nous remarquons dans les éboulis des débris de schistes noirs ardoisiers et de conglomérat. Montant droit devant nous, nous trouvons (cote 1300) ces schistes en place. C'est une couche verticale de schistes noirs à cailloux roulés ou aplatis en forme de lentilles, mesurant 7 à 8 m d'épaisseur. Les schistes sont plus fins près du bord sud-est; près du bord nord-ouest, au contraire, on voit apparaître d'abondants cailloux empâtés dans la masse noire. Sous le microscope, on distingue que les éléments roulés sont des grains de quartz ou de feldspaths. Cependant, la plupart de ces éléments sont des cailloux de gneiss, d'aplite, de pegmatite, etc. Le faciès de ce Carbonifère est tout à fait analogue à celui des schistes qui se trouvent sur le flanc nord-ouest du synclinal III que nous venons de quitter.

Les roches qui encaissent cette couche de Carbonifère sont: des schistes cristallins micacés dans son bord sud-est, tandis que dans l'autre flanc c'est une mylonite, dont l'étude microscopique démontre clairement qu'elle n'est que du granite écrasé.

L'épaisseur de cette mylonite est approximativement de 14 à 15 m; mais elle passe insensiblement au granite franc. Le degré le plus fort de la mylonitisation est à 2 à 3 m de distance de la couche de Carbonifère. Dans cette zone, la pâte mylonitique est si fine, qu'il n'est plus possible de distinguer la structure cristalline de la roche. Elle est compacte, se débite en plaques de 2 à 5 cm d'épaisseur, à cassure conchoïdale, perpendiculairement à la schistosité. Sa couleur est gris-vert, sa sonorité est remarquable, lorsqu'on la casse ou qu'on en laisse tomber des plaques par terre. C'est le «pétrosilex» par excellence.

La présence de la mylonite fait supposer que nous sommes dans une zone de forte pression, compliquée par une dislocation. Lorsque cette dislocation s'est produite, le Carbonifère a pu servir de coussinet

aux roches encaissantes, facilitant ainsi le glissement réciproque de ces roches. Cela est d'autant plus compréhensible que le Carbonifère se trouve aux limites de deux roches pétrographiquement différentes. Dans la suite, je reviendrai encore sur cette question.

Au nord-est du torrent de Trétien, on ne peut poursuivre ce synclinal carbonifère que sur une distance assez limitée. Mais la topographie, soit une dépression entre deux remparts de roches plus dures, laisse deviner sa prolongation sur environ $\frac{1}{2}$ km, puis il disparaît sous les éboulis qui couvrent les pentes de la Jeur des Luex, de la Jeur de la Combe et de la Jeur du Ban.

Nous verrons encore ce synclinal réapparaître beaucoup plus au nord-est, dans les escarpements qui dominent le Rhône.

Nous désignerons dans la suite ce pli sous le nom de «synclinal I».

§ 3. Synclinal II.

Dirigeons-nous maintenant vers le NE pour étudier la coupe du Carbonifère dans la région des Marécottes.

Le village de ce nom est dominé par le hameau de Plana Jeur. Il est situé sur un plateau limité au SW et au NE par des dépressions et que supporte un escarpement de roches rabotées par le glacier, faisant face au village des Marécottes.

Sur le plateau, en dessous d'une rangée de chalets construits sur le cristallin, on remarque une forte dépression, prolongation de celle que nous avons déjà observée au bord de la gorge de Triquent, où elle est déterminée par la présence d'une couche de schistes carbonifères.

En parcourant le bord du plateau de Plana Jeur, on remarque qu'il est formé de Carbonifère. C'est du grès et du conglomérat à gros éléments.

Mais si l'on descend quelque peu le sentier vers Le Cernieux, on trouve une roche qui se distingue nettement, par sa structure cristalline, des roches carbonifères. C'est le noyau cristallin d'un petit repli de Carbonifère. La couverture glaciaire ne permet pas de suivre ce noyau vers le SW.

En descendant encore et contournant la saillie, nous passerons au pied de l'escarpement qui supporte le plateau de Plana Jeur. Ici on trouve facilement une couche de Permien épaisse de 10 m et longue de 250 m.

Le Quaternaire empêche de le suivre au SW et au NE.

Ce Permien détermine l'existence d'un synclinal dont l'importance n'est pas exclusivement locale. Dans la direction sud-ouest, ce synclinal échappe à l'observation, mais au NE, nous le verrons se prolonger jusqu'à la vallée du Rhône. Je l'appellerai «synclinal II».

Continuons maintenant à descendre vers Les Marécottes. Ayant traversé une zone d'éboulis qui s'accumulent sous les escarpements de Plana Jeur, nous toucherons de nouveau le Carbonifère, puis le glaciaire recouvrant la roche en place, qui ne réapparaîtra que dans le village des Marécottes seulement. Le village est construit sur une terrasse inclinée vers le NE; elle est déterminée par l'apparition d'une roche différant de celle qui la surmonte. Cette nouvelle roche n'est que du Permien gréseux qui affleure tout le long du village, en partie sous forme d'une petite crête, très caractéristique pour le paysage glaciaire de ces contrées. Ce Permien n'est autre chose que la continuation du Permien du synclinal III.

§ 4. Synclinal IV.

Traversons la ligne du chemin de fer et la grande route pour atteindre un plateau, couvert de rochers moutonnés, admirablement taillés dans le conglomérat et le grès carbonifère. Ayant traversé ce plateau en dessous de la petite localité de La Medetta, nous nous approchons du bord du précipice, au fond duquel bourdonne le torrent du Trient.

L'examen sur place nous fera voir que les roches rabotées par le glacier et qui forment une sorte de parapet sont en grès carbonifère passant au conglomérat, tandis que la base de ce parapet est moulée par le cristallin. Ce sont des gneiss, des micaschistes, des cornéennes intercalés de filons aplitiques et d'amas de pegmatite. En un mot, ce cristallin conserve la même physionomie que celui qui est en contact avec le Carbonifère dans le lit du torrent de Trétien.

En suivant, toujours vers le NE, le bord du précipice, nous arrivons bientôt à l'endroit que j'ai mentionné plus haut. C'est la carrière en dessous des Marécottes. Avant d'y arriver, nous verrons que la ligne de contact s'incurve au N et que le cristallin forme une sorte de baie (voir la carte). Nous savons déjà que dans la découpe la plus profonde de cette baie, le Carbonifère est en contact avec le calcaire ancien, ce dernier formant le noyau du cristallin. A partir de là, le contact du Carbonifère et du cristallin tourne brusquement vers le SE, puis vers le S. La ligne de contact descend très bas dans la partie inaccessible des parois. Il se forme un nouveau synclinal carbonifère, et les couches de grès plongeant vers le SE se redressent et s'inclinent vers le NW. En poursuivant la corniche de la carrière vers le NE, on peut voir cette nouvelle position des couches du Carbonifère, déterminant un aspect tout à fait particulier des parois qui dominent le Trient. D'énormes dalles de grès formant auvent surplombent le précipice.

Ce nouveau synclinal carbonifère que j'appellerai «synclinal IV» ne possède pas de noyau permien.

§ 5. Le profil du Carbonifère de Salvan.

Le plateau moutonné qui s'étend de La Medetta vers le NE est marqué près de Salvan par une dépression, transversale à l'allongement du plateau. Cette dépression est remplie de restes glaciaires. Néanmoins, le contact du flanc sud-est du synclinal et du cristallin est souvent visible dans les affleurements disséminés. Ainsi, on constate qu'en dessous de Salvan, le flanc sud-est du Carbonifère est en conglomérat à gros éléments. A l'E de la dépression, les rochers moutonnés émergent du quaternaire sur le plateau de la Ravoère.

Mais la coupe qui passe par Salvan, transversalement à la bande carbonifère, quoique incomplète, présente un intérêt tout particulier dans sa partie nord-ouest, en dessus du village.

Quittons la route au milieu du village de Salvan, près d'une grande maison contenant un atelier de métallurgie, et montons par le sentier qui, bientôt après, passe sous la voie ferrée. Ayant traversé une épaisseur de 40 à 50 m de Carbonifère, on arrive au Permien, qui se développe ici avec ampleur, atteignant une épaisseur d'au moins 140 à 150 m. Nous sommes exactement dans la prolongation du Permien des Marécottes. Mais si nous essayons de le suivre dans la direction sud-ouest, nous verrons qu'il disparaît bientôt sous le Quaternaire. Au NE près des Granges, nous ne retrouvons plus que du Carbonifère.

Revenons au grand paquet de Permien en dessus de Salvan. En montant la pente couverte de Quaternaire, nous traversons en dessus de ce paquet quelques affleurements de Carbonifère. C'est le flanc nord-ouest du synclinal III. Ayant traversé environ 150 m de l'épaisseur du Carbonifère, nous trouvons, cote 1170, dans le bois, un affleurement de Permien de 10 à 12 m d'épaisseur, que l'on ne peut, du reste, évaluer en chiffre exact, vu que l'affleurement émerge des éboulis. La longueur de cet affleurement est de 30 à 40 m. Quelques mètres en dessus de ce Permien, on trouve des affleurements de Carbonifère. Le Permien que nous venons de toucher représente la continuation du synclinal II, celui de Plana Jeur.

§ 6. La coupe du Carbonifère de Vernayaz (au SE de la route Vernayaz-Salvan).

Descendons du plateau de Salvan dans la plaine du Rhône pour parcourir la coupe du Carbonifère en dessus de Vernayaz. Cette étude nous est incomparablement facilitée par l'excellente tranchée que présente la ligne du chemin de fer Martigny-Le Châtelard. En se développant sur la pente, cette ligne coupe trois fois le contact sud-est du Carbonifère et du cristallin.

Longeons la ligne du chemin de fer, en partant de la gorge du Trient (voir fig. 5).

Jusqu'à l'altitude de 530 m (la plaine est à 455 m), nous sommes dans le cristallin, que nous connaissons déjà. A 530 m, la voie ferrée traverse la ligne de contact.

La succession des facies du Carbonifère est la suivante :

1° Conglomérat à gros éléments. C'est la continuation du «poudingue ancien» de *Golliez*. Il est épais de 12 à 15 m.

2° Bande de grès micacé, épaisse de 2 m. La surface altérée de ce grès présente une patine gris foncé.

3° De nouveau le même conglomérat que nous venons de citer plus haut. Son épaisseur est de 2 m.

4° Grès micacé. On remarque dans ce grès quelques lits argileux, noirs, très minces. Cette bande est de 0,50 m d'épaisseur. Elle passe insensiblement au terme suivant.

5° Grès à éléments plus grossiers. La couleur de ce grès devient gris-verdâtre. Ce grès passe au conglomérat à gros éléments, atteignant parfois jusqu'à un mètre cube. On remarque l'alternance constante des bandes de grès et de conglomérat. L'épaisseur de cet ensemble est très considérable. On le voit jusqu'à la sortie du second tunnel, où le chemin de fer croise pour la première fois la route Vernayaz-Salvan.

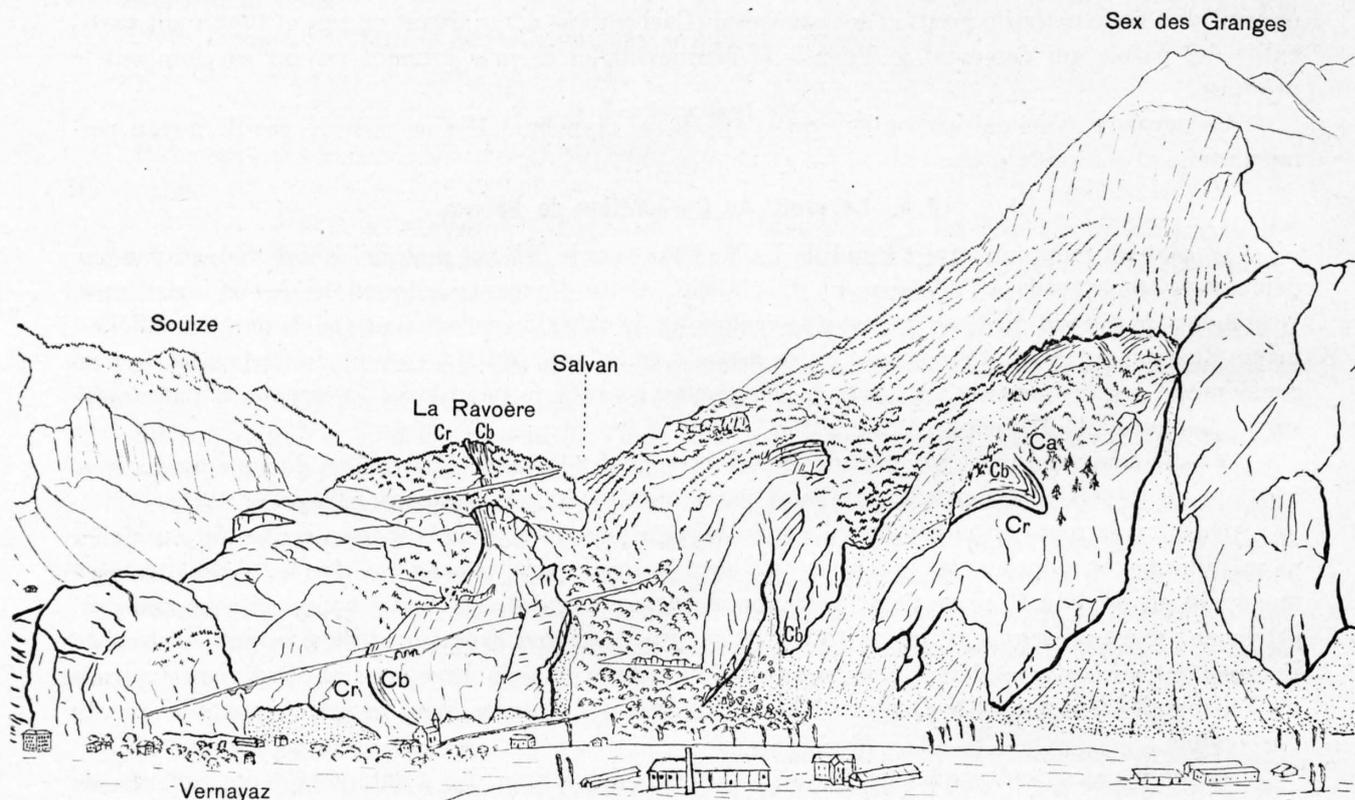


Fig. 5. Coupe du synclinal carbonifère près de Vernayaz, vue du sentier d'Alesse.

Cr = Cristallin; Cb = Carbonifère; Ca = Calcaire ancien.

En faisant ce trajet, nous remarquons que les couches du Carbonifère changent d'inclinaison. En contact avec le cristallin, elles sont inclinées vers le NW à 80°, tandis que près du second tunnel les couches sont inclinées vers le SE de 70° à 80°.

Un troisième tunnel, hémicirculaire, se développe entièrement sur le bord gauche du ruisseau de Salvan. Revêtu dans sa plus grande partie, ce tunnel permet cependant de voir qu'il est taillé dans les schistes ardoisiers et surtout dans le grès.

A la sortie de ce troisième tunnel, la voie du chemin de fer traverse la route Vernayaz-Salvan et nous voici de nouveau dans la zone de grès et de conglomérat verdâtre. On remarque tout de suite que le plongement des couches est ici à 75° vers le NW.

Il est intéressant de noter que la schistosité des couches simule un plongement vers le SE. Ce sera seulement l'alternance des bandes de conglomérat et de grès qui permettra de constater le vrai plongement des couches.

Plus haut, là où la ligne du chemin de fer dessine un grand tournant, la tranchée présente une coupe de conglomérat et de schistes ardoisiers (gréseux et argileux). Ces derniers forment ici une lentille. Nous avons déjà vu en bas que les couches de grès sont en alternance avec de minces couches de schistes noirs. Ici, l'épaisseur des schistes noirs devient de 10 m.

Mais il suffit de descendre seulement 30 m dans les parois vers le Rhône pour remarquer que ces schistes disparaissent presque totalement.

Au SE de la lentille des schistes ardoisiers gréseux (ils sont à cet endroit fossilifères), nous trouverons du conglomérat de Vallorcine épais de 2 à 3 m qui repose sur le gneiss traversé d'innombrables filons aplitiques, souvent obliquement à sa schistosité (voir fig. 6).

En suivant la ligne du chemin de fer, après le grand tournant, nous retrouvons la continuation du contact des schistes cristallins et du conglomérat carbonifère. Dans la tranchée même, le contact

est couvert par des éboulis. Mais quelques mètres plus haut, on verra les couches de schistes cristallins presque horizontales butter directement contre les couches de conglomérat, lesquelles sont ici verticales. Les schistes ardoisiers sont absents. La lentille des schistes que nous avons vus en bas se ferme à cette altitude pour ré-

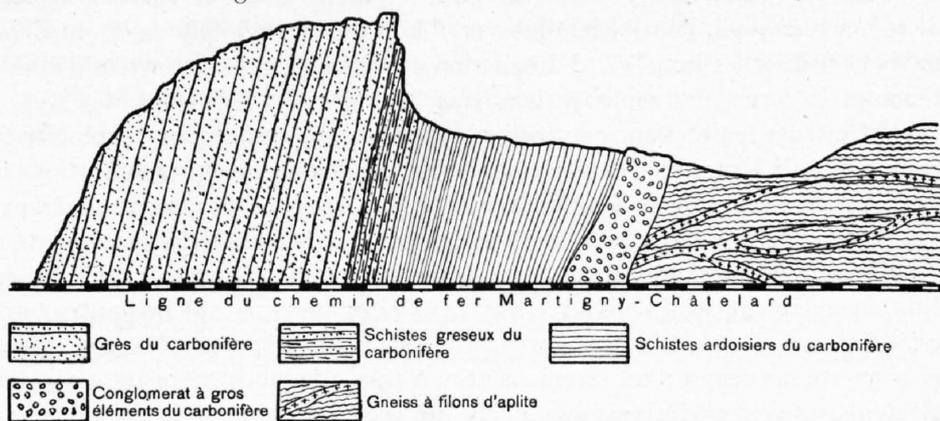


Fig. 6. Contact du Carbonifère et du cristallin en dessous de Salvan, dans la tranchée de la ligne du chemin de fer Martigny-Châtelard.

apparaître sur le plateau de la Ravoère. Ce cas est bien typique pour notre terrain. Il s'explique ou par la transgression des facies, ou encore par l'étirement résultant d'un mouvement orogénique très intense.

Poursuivant toujours la ligne du chemin de fer, nous traversons des alternances de différentes puissances de conglomérat et de grès. Le facies change seulement à l'endroit nommé Pontet, où le chemin de fer coupe obliquement les couches de Carbonifère. Ici, nous trouvons le conglomérat et le grès schisteux du Permien lie de vin, pincé dans le Carbonifère. On peut le suivre sur une assez petite distance dans la direction du NE et du SW. La végétation et l'altération avancée de la surface des roches moutonnées présentent ici de nombreux obstacles à ces recherches.

En montant de Vernayaz le long de la ligne du chemin de fer, nous avons donc traversé trois fois le contact du Carbonifère et du cristallin. Nous avons pu étudier alors les relations réciproques des différents termes du Carbonifère. La ligne de contact peut déjà être dessinée au moyen du repérage des différents points de cette ligne sur la carte. On peut toutefois se rendre compte de la forme de la ligne de ce contact en se plaçant sur la rive droite du Rhône. (voir fig. 5).

A partir du niveau de la plaine, nous remarquons que le contact est concave vers le NW; puis, à l'intérieur de la première boucle du chemin de fer, la ligne de contact change assez brusquement de direction. Maintenant, la concavité fait face au SE. La partie la plus profonde de cette concavité se trouve à l'intérieur de la seconde boucle du chemin de fer. Le contact se redresse d'autant plus qu'il se rapproche de la Ravoère.

Ainsi, nous constatons une sorte d'enfoncement dans le flanc sud-est du synclinal carbonifère. C'est un anticlinal secondaire dont le plan axial est horizontal. (voir fig. 4, page 33).

§ 7. La coupe du Carbonifère de Vernayaz (au NW de la route Vernayaz-Salvan).

Pour continuer l'étude du Carbonifère, descendons la grande route Salvan-Vernayaz, bien connue pour ses innombrables lacets et le grand nombre de ses ponts qui franchissent un ruisseau. On trouve alternativement le conglomérat et les grès gris-verdâtre sur le bord droit du ruisseau et le conglomérat et les grès gris, ainsi que les schistes ardoisiers sur son bord gauche.

Avant d'arriver à Vernayaz, nous prenons un sentier qui nous amène sur la pente au-dessous des Granges. Ce sentier donne accès aux carrières d'ardoise abandonnées, qui se trouvent sur cette pente dans les diverses zones du Carbonifère et à des altitudes différentes.

Le flanc nord-ouest du synclinal carbonifère reste couvert sous les éboulis.

Quittons le sentier à l'altitude de 700 m et longeons la pente en suivant toujours la même ligne de niveau. Nous traversons une certaine épaisseur de Carbonifère, puis des éboulis, après quoi nous sommes de nouveau dans le Carbonifère dont l'inclinaison des couches attire notre attention.

Au lieu d'être penchées vers le SE, ce à quoi on devrait s'attendre, les couches le sont vers le NW, avec une certaine tendance à se courber (voir fig. 5 et coupe XXIV de la planche II).

La topographie de l'endroit ne permet pas de longer le contact du Carbonifère et du cristallin de ce nouveau repli. Pour bien l'observer, il faut se placer dans la vallée du Rhône, à une distance convenable et utiliser les jumelles. L'inspection des escarpements permettra d'établir immédiatement l'existence et la forme des replis carbonifères.

Quittons maintenant ce synclinal secondaire et continuons l'étude des parois. Pour mieux faire comprendre la tectonique de cet endroit, je dois donner quelques indications d'ordre topographique.

En dessous et au N des Granges se trouve une localité nommée Salvenay. Le groupe de chalets qui porte ce nom est situé sur une terrasse rabotée par le glacier et couverte de Quaternaire. Du côté du Rhône, cette terrasse se termine par un escarpement vertical, d'une centaine de mètres de haut. En descendant au pied de ces rochers, nous nous trouvons sur une autre terrasse. Mais la surface de cette dernière n'est ni plate, ni horizontale, comme l'était la précédente. Elle est inclinée vers le Rhône et couverte des restes d'un écoulement. A tous ces débris viennent s'ajouter des cailloux roulés de glaciaire, provenant du lavage du dépôt qui couvre le plateau de Salvenay. Cette seconde terrasse est large de 150 m environ. Vers le Rhône, elle s'incline assez brusquement et finit par former des parois abruptes.

Ces deux terrasses, celle de Salvenay et celle qui lui est inférieure, sont limitées au N par la saillie de la Tête des Crêtes. Cette limite, surtout pour la terrasse inférieure, est très marquée. L'escarpement de la Tête des Crêtes, regardant le SE, est abrupt comme un mur. Ce dernier est à angle presque droit par rapport au mur qui supporte le plateau de Salvenay.

Au S, la limite est déterminée par le lit du torrent des Granges qui débouche dans la vallée du Rhône.

Lors de notre étude du synclinal secondaire (partie droite de la fig. 5), nous nous trouvons sur la pente en dessous de la terrasse inférieure. Maintenant, il nous faut monter. Le Carbonifère dépassé, nous toucherons le cristallin: ce sera du gneiss, du micaschiste et du calcaire ancien avec sa « suite » inséparable de roches métamorphiques. Si nous suivons la bande calcaire, elle nous amènera dans le coin sud de la terrasse inférieure, où elle se perd sous le chaos des blocs de l'écroulement. En grande partie, ces débris appartiennent au Carbonifère. Les roches en place qui émergent de ce chaos sont du cristallin.

L'examen des parois qui supportent le plateau de Salvenay nous renseignera sur le contact du Carbonifère et du cristallin sous-jacent.

Nous verrons se dessiner sur ces parois le contact du Carbonifère. Il s'incurve en contournant le cristallin, celui-là même qui a le calcaire pour noyau. Le Carbonifère est rejeté par le cristallin jusqu'au bord supérieur des parois; puis la ligne de contact s'incline, s'abaisse de nouveau et l'on voit le Carbonifère descendre à la base des escarpements. Ainsi se ferme l'anticlinal de gneiss à couches de calcaire, revêtu par le Carbonifère. Mais le phénomène de l'ondulation du flanc nord-ouest du synclinal ne se borne pas aux deux cas que nous venons d'observer.

Avant d'arriver aux escarpements sud de la Tête des Crêtes, nous verrons encore un autre coin de gneiss qui pénètre dans le Carbonifère.

Le sommet de la Tête des Crêtes est séparé du massif du Sex des Granges par un col qui n'est que la continuation de la terrasse de Salvenay. La partie sud-ouest de la Tête des Crêtes est moulée par le Carbonifère. A son tour, ce dernier est recouvert par le glaciaire. Les deux s'adaptent comme un vêtement au corps gneissique de la saillie. Le glaciaire — c'est le col de l'habit, le Carbonifère — la partie visible du col de la chemise.

Nous sommes ici au bord nord-ouest du synclinal carbonifère principal. La pente en dessous des Granges nous a permis de constater trois ondulations du Carbonifère avec des coins de gneiss entre elles, pénétrant dans le Carbonifère.

Certes, ces replis sont insignifiants comparés à toute la masse du Carbonifère que nous sommes en train d'étudier. Néanmoins, j'attire tout particulièrement l'attention sur ces replis et pour deux causes :

1^o La première ondulation du Carbonifère (lettres Cb de la fig. 5) que nous avons constatée n'est pas strictement locale. *Schieder* (sur sa coupe reproduite dans le travail de *Fehlmann* [99]) indique une ondulation pareille sur le flanc nord-ouest de la coupe du synclinal que nous présente le bord droit de la vallée du Rhône, vis-à-vis de Dorénaz. L'ondulation dessinée par *Schieder* n'est probablement que la continuation de celle que nous venons de voir.

2^o Le flanc nord-ouest de la bande carbonifère n'est pas aussi tranquille que le flanc sud-est. La force orogénique qui a déjeté le synclinal tout entier vers le NW, a provoqué sans doute en même temps ce mouvement ondulatoire, qui se manifeste maintenant par une série de plis pincés.

Ainsi, la constatation de replis sur le flanc nord-ouest du synclinal carbonifère modifie la forme et le style que l'on voyait dans les coupes classiques de ce flanc.

§ 8. Le synclinal I et la faille de Meyer.

Dans les environs de Salvenay, il y a encore un point particulièrement intéressant pour notre étude. Pour y arriver, il nous faut prendre le sentier qui va des Granges à Salanfe. Ce sentier se bifurque avant d'entrer dans le bois, qui couvre la pente du Sex des Granges. Le sentier inférieur nous mènera dans la direction des gorges de Daillay.

Après la bifurcation, le sentier longe les rochers de grès carbonifère. La surface de l'affleurement est polie par le glacier. Puis des éboulis et des blocs provenant d'éroulements couvrent la pente sur une grande distance, jusqu'à ce qu'on rencontre le sentier qui monte de Salvenay et croise le nôtre.

Ici seulement, les éboulis cessent sur quelque 20 à 30 m et cèdent la place à un affleurement de Carbonifère. Enfin, après de nouveaux éboulis qui s'étalent sur une longueur de 40 à 50 m, on touche le cristallin formant des rochers en saillie qui obligent le sentier à faire un contour. Directement après ce dernier se trouve la chambre de mise en charge de l'usine électrique de Salanfe.

Quelques mètres en dessous de ce réservoir, nous remarquons une bande de Carbonifère, épaisse de 1 à 2 m. Ce sont des grès schisteux noirs.

Sous le microscope, la roche présente l'aspect suivant. La pâte est formée de petits débris de quartz et de paillettes de mica blanc et, en partie, de chlorite. En outre, la matière charbonneuse prend une grande part dans la formation de la pâte, qui englobe les grains de quartz. Ce dernier est roulé ou à angles émoussés. Le feldspath se rencontre rarement. On remarque aussi des grains de tourmaline.

La bande carbonifère est pincée entre du granite mylonitisé. Ce dernier disparaît du côté sud-est sous des éboulis. Du côté nord-ouest, la mylonite passe graduellement au granite franc.

La topographie de l'endroit ne permet pas de suivre cette lame carbonifère vers le NE sur toute sa longueur, les parois en dessous du bâtiment du réservoir étant inaccessibles. De l'autre côté, vers le SW, les éboulis empêchent aussi de poursuivre cette bande isolée.

La position de cette bande dans la mylonite, le voisinage du granite d'un côté et de la masse principale du synclinal carbonifère de l'autre, suggèrent le rapprochement de cet affleurement de Carbonifère avec celui de la gorge de Triège, que nous connaissons déjà.

Il ne peut y avoir de doute que cet affleurement n'appartienne au synclinal I.

Nous verrons bientôt que, vers le SW, ce synclinal I se développe de plus en plus et atteint une ampleur considérable, dans laquelle le noyau de Permien entre pour sa part. Par contre, vers le NE, il diminue de plus en plus, pincé dans le cristallin.

L'affleurement carbonifère du réservoir se trouve exactement dans la zone de «*Verwerfung*» de *Meyer* (97). Il est tout naturel de chercher des failles dans un massif aussi ancien que celui des Aiguilles Rouges et qui a eu à supporter de si nombreux bouleversements orogéniques.

Mais l'existence des failles supposées doit être établie, par un nombre de faits suffisant, observés dans la nature, surtout lorsqu'il s'agit d'une faille avec un rejet aussi formidable que celui que *Meyer* évalue à «plus de mille mètres». Les résultats de mes observations faites sur le terrain ne s'accordent pas tout à fait avec les assertions de *Meyer*.

Meyer (97) dit: «Über das Alter der Verwerfung lassen sich keine bestimmten Angaben machen, da sie nirgends mit Sedimenten in Verbindung tritt». Or, nous avons déjà vu que ce n'est pas le cas. Le synclinal carbonifère que j'ai appelé synclinal I est pincé entre les deux lèvres de la faille de *Meyer*. Ainsi, s'il y avait une faille, son âge hercynien se préciserait.

Pour *Meyer*, la présence de la mylonite joue un rôle décisif. La mylonite ne lui sert pas seulement de preuve pour l'existence d'une faille, mais aussi pour déterminer la grandeur du rejet de cette faille. La seule présence de la mylonite ne permet pas de formuler de pareilles conclusions.

Dans les régions à régimes de plis déjetés, il y a toujours des chances possibles de trouver des formations bréchoïdes ainsi que des mylonites.

Le plan axial du synclinal carbonifère Salvan-Châtelard est déjeté au NW. Ainsi, des conditions suffisantes étaient données pour permettre aux phénomènes de glissement, d'étirement et de pincement de se réaliser. Et, de fait, en étudiant la pente en dessous des Granges, nous avons déjà vu que sur le flanc nord-ouest du synclinal se sont formés des synclinaux secondaires, des plis pincés. Le synclinal I représente l'un de ces synclinaux secondaires du flanc nord-ouest, mais plus accentué et plus pincé que tous les autres. Il s'est formé au contact des schistes cristallins et du granite mylonitisé.

Notons un fait important. L'épaisseur de cette mylonite, mesurée dans le lit de la Salanfe est évaluée par *Meyer* de 50 à 100 m. Dans cet endroit, le synclinal pincé du Carbonifère est réduit à 1 à 2 m. d'épaisseur. Dans la coupe de Triège, nous avons constaté que la puissance de la mylonite est de 15 m environ et le Carbonifère s'y développe plus largement en atteignant 7 à 8 m.

Résumons toutes ces observations. La faille de *Meyer* contient du Carbonifère. Ce n'est donc qu'un synclinal pincé. Selon toutes probabilités (et surtout si l'on tient compte de la zone de mylonite), nous pouvons considérer ce synclinal comme un pli-faille. Il est fort probable aussi qu'à l'époque du plissement alpin, l'élément «faille» de ce pli-faille fut encore plus accentué, et cela de telle sorte que le massif cristallin avec son noyau granitique a subi une certaine surélévation par rapport à la zone du Carbonifère (voir à ce sujet les aïnées 4, 5 et 6 de la page 64).

Les roches encaissantes ont dû subir un déplacement parallèle dans le sens mutuellement inverse. Jusqu'à présent, aucune observation n'a été faite qui permet d'évaluer en chiffres ce déplacement. Dans la coupe en dessous du Sex des Granges, l'écrasement du granite est plus intense que dans celle de Triège. Il faut en chercher la cause dans les différentes épaisseurs du synclinal carbonifère (synclinal I) qui a servi de coussinet aux roches encaissantes, rendant ainsi moindre le frottement qui aurait pu être plus désastreux encore pour la structure du granite. De ce frottement a dérivé la formation de la mylonite granitique.

§ 9. La coupe de Vernayaz dans son ensemble.

Rappelons les résultats acquis au cours de notre étude de la coupe du Carbonifère en dessus de Vernayaz.

En partant de la gorge de Trient, nous avons vu le synclinal IV fortement réduit, même presque confondu avec le synclinal III dont il est séparé par un anticlinal couché de gneiss. Le synclinal III, ce corps-mère de tous les autres synclinaux secondaires, occupe la plus grande partie de la coupe.

En dessous de Salvenay, nous avons traversé l'anticlinal gneissique à calcaire qui sépare les synclinaux II et III. Cette partie de la coupe est caractérisée par des ondulations, propres au flanc rejeté du synclinal. Enfin, nous avons vu le synclinal I, ici entièrement séparé du synclinal-mère.

§ 10. Le Carbonifère entre Trétien et le plateau de La Châ.

Revenons à Trétien et de là poursuivons notre étude du Carbonifère dans la direction sud-ouest de la gorge de Triège.

Si l'on sort du village de Trétien par la grande route pour aller à Finhaut, on remarque tout de suite l'étrange topographie que présente la pente. A une distance de 1 km de Trétien, de grands rochers, pareils aux bastions d'une forteresse, barrent le passage, obligeant la ligne du chemin de fer à les contourner et à continuer dans un tunnel percé dans ces rochers. La route carrossable dessine des zigzags qui aboutissent au haut des bastions. La dénivellation atteint 300 m.

La pente entre le Trétien et les rochers indiqués ci-dessus est couverte presque entièrement de glaciaire ou d'éboulis, de sorte que les affleurements y sont rares.

Dans la partie inférieure du village de Trétien, on peut observer sur une distance de 250 m le contact du Carbonifère et du cristallin. L'alignement des maisons au bas du village repose sur le cristallin qui est représenté ici par des schistes micacés très injectés

A 400 m au SW du village, on retrouvera ce contact sur le sentier de Trétien aux Cuisons. A partir de là, la ligne de contact s'incurve de plus en plus vers le S. Puis, à une vingtaine de mètres en dessous du portail nord du grand tunnel du chemin de fer, elle commence à s'incurver vers l'ouest. Le Carbonifère aux abords du tunnel est représenté par du conglomérat à très gros éléments. A cet endroit, les couches de Carbonifère plongent vers le WNW de 60°.

Dans la partie supérieure du village de Trétien, près de la grande route, on peut voir d'excellentes dalles de Permien lie de vin. C'est la prolongation du noyau permien que nous avons déjà vu dans la coupe du torrent de Trétien. En dessus du village, à Léamont, un petit affleurement de Carbonifère émerge du glaciaire.

Montons encore et nous atteindrons bientôt les rochers du cristallin. Ainsi nous aurons traversé la masse du Carbonifère qui comprend les synclinaux II et III. Il est à noter que le synclinal II ne se laisse plus voir dans la direction sud-ouest de la gorge de Triège. Ce synclinal reste inséparable du synclinal III. Dès lors, je désignerai cet ensemble sous le nom de synclinal II-III.

Bien que le nombre des affleurements sur la pente de Trétien, couverte d'éboulis et en partie boisée, soit insignifiant, nous réussissons à y trouver le prolongement du synclinal I. Dans le bois, à 60 à 70 m en dessous du sentier de la Crête à Fénétral, on peut, en effet, toucher le Carbonifère en place, qui est ici représenté par le facies de schistes noirs gréseux et de grès noir. Les éboulis ne permettent de suivre cet affleurement que sur une distance de 20 m.

§ 11. Le Carbonifère du plateau de La Châ et de ses abords.

Prenons ensuite le sentier de la Crête-Fénétral. En le suivant dans la direction de Fénétral, c'est-à-dire vers le SW, nous arrivons bientôt à une bifurcation. Le sentier gauche, inférieur, mène à Finhaut, celui de droite (supérieur), à Fénétral. Les deux, après la bifurcation, traversent une dépression assez large, par où descendent les avalanches.

Un peu plus loin, les deux sentiers atteignent les roches en place.

Sur le sentier de Finhaut, il nous est possible de toucher le gneiss. C'est une masse puissante de 150 à 170 m. Dans la direction sud-ouest, elle se réduit bien vite à 50 m et moins.

Sur le sentier de Fénétral, nous verrons réapparaître le Carbonifère. C'est la continuation de l'affleurement que nous avons déjà touché en dessous du sentier de Fénétral, ou, précisant encore plus, c'est le synclinal I que nous retrouvons ici.

Il a cependant changé d'aspect; nous pouvons constater un accroissement de son épaisseur qui atteint 40 à 50 m et l'apparition de tous les facies habituels du Carbonifère: le grès, les schistes, le conglomérat à gros éléments.

Le sentier monte toujours, traverse le Carbonifère, et, sur une distance de 400 à 500 m, il longe ce terrain presque parallèlement et de très près. Dans cette région, le Carbonifère forme le bord supérieur des parois rocheuses dominant le plateau qui se trouve entre Finhaut et Trétien. La base de ces parois, hautes de 50 à 60 m, est en cristallin. L'épaisseur de ce cristallin, qui sépare le synclinal I du synclinal II-III ne dépasse pas 50 m.

Le sentier que nous suivons rejoint bientôt un autre, celui du Tey pour Fénétral. Pour ne pas perdre de vue le Carbonifère du synclinal I, il nous faut ici descendre, en prenant ce nouveau sentier. Le synclinal I que nous avons pour commencer à notre gauche, passe, sous les éboulis, du côté droit du sentier. C'est précisément le Carbonifère de ce synclinal qui forme les rochers dominant Le Tey, tandis que le cristallin, qui diminue d'épaisseur, forme la base des rochers, où il est souvent couvert d'éboulis. Derrière les chalets du Tey, le cristallin est encore visible sur une distance de 40 à 50 m. Puis, il disparaît définitivement sous le dépôt glaciaire qui couvre la vaste dépression occupée par Finhaut. Il en est

de même pour le Carbonifère qui, cependant, laisse apparaître quelques affleurements émergeant du Quaternaire.

Laissons pour le moment le synclinal I et revenons sur le plateau entre Finhaut et Trétien, pour étudier le synclinal II-III.

Le plateau surélevé, nommé La Châ et situé entre Finhaut et Trétien, est marqué de longs et profonds sillons, que le glacier a creusés dans sa marche en avant. Le Carbonifère se prêtait tout particulièrement à un pareil modelé. Les parties les plus tendres, surtout les schistes ardoisiers, déterminent l'emplacement des sillons les plus profonds. La partie médiane du Carbonifère est occupée par le Permien. Des plaques gigantesques de Permien, couleur lie de vin, forment des murailles, au pied desquelles la grande route de Trétien à Finhaut déroule ses lacets. En bas des contreforts qui terminent le plateau du côté de Trétien, l'épaisseur du Permien est d'environ 70 m, tandis que sur le plateau même sa puissance dépasse 200 m.

Du côté de Finhaut, le plateau est incliné. En descendant cette pente, nous remarquons que le Permien diminue en épaisseur. Là où la grande route le traverse, il n'a que 50 m. En dessous de la route, à Léamon, il disparaît assez vite, pincé entre les couches de Carbonifère. La tranchée du chemin de fer près de Finhaut ne révèle aucune trace de ce Permien. Cette même tranchée du chemin de fer sera très utile, lorsque l'on voudra observer le contact du Carbonifère du synclinal II-III et du cristallin sous-jacent. A une distance d'environ 700 m de la gare, en descendant vers Trétien, on verra apparaître le gneiss que la tranchée très fraîche du chemin de fer permet de voir admirablement. C'est du gneiss très riche en feldspath, gris clair et finement gauffré dans toute sa masse.

En dessinant une courbe qui se rapproche de plus en plus du méridien, le contact, quittant la voie ferrée, gravit le plateau de La Châ et atteint la grande route. Celle-ci, se développant en arc, coupe un segment de 250 m de cristallin. A part ce tronçon, la route tout entière s'allonge sur le Carbonifère.

§ 12. Le Carbonifère au-dessous de Finhaut.

Si nous reprenons maintenant le contact du Carbonifère et du cristallin sur la ligne du chemin de fer en dessous de Finhaut, nous pourrions le suivre dans la direction sud-ouest pendant quelque 200 m, après quoi nous arrivons à la corniche des rochers abrupts qui descendent jusque dans la vallée du torrent du Trient. Par le sentier qui croise celui de Finhaut-Tête Noire, on descendra au pied de ces rochers qui supportent La Cotse, partie inférieure de la dépression de Finhaut. Là, nous verrons la ligne de contact dépasser le torrent et gravir, en s'inclinant de plus en plus, le versant nord-est de la saillie de Littroz. Sur les rochers de Littroz, cette incurvation des couches se dessine très nettement. Mais en dessous du hameau de Littroz, le Carbonifère se redresse brusquement.

La gorge profonde sciée par le torrent du Trient entre Littroz et Tête-Noire révèle cette allure des couches carbonifères. Par un beau matin d'été, lorsque le soleil parvient à éclairer les parois que surmonte le replat sur lequel est bâti l'hôtel de Tête Noire, on peut fort bien observer cette ligne de contact. Elle révèle la plasticité relative des couches du Carbonifère qui ont cédé devant la force brutale de la saillie cristalline qu'est le massif de Tête Noire. J'ai déjà décrit les détails de la tectonique de cet endroit, en traitant du massif hercynien (§ 10, chapitre I, 2^e partie).

Retournons à Finhaut. Les affleurements qui se trouvent dans le village même et en dessous, sur la pente de La Cotse, nous permettent d'établir que le coin de gneiss qui sépare le synclinal I du synclinal II-III reste en profondeur. Ainsi, dans cette région, il devient impossible de séparer les synclinaux I et II-III.

Pourtant, si nous descendons le sentier Finhaut-Tête Noire, nous remarquons l'apparition du Permien lie de vin, accompagné du Permien vert. Il est très rapproché du bord nord-ouest du synclinal I. Cet affleurement qui s'élargit vers le SW reste visible sur une distance de 250 m, puis disparaît sous les éboulis.

Continuant à descendre le sentier Finhaut-Tête Noire, nous retrouvons, à l'altitude de 990 m, la lame de gneiss qui sépare les deux synclinaux I et II-III.

La jonction des deux Carbonifères est sous les éboulis.

Par sa composition pétrographique et son aspect général, ce gneiss est presque semblable à celui que nous rencontrons tout le long du synclinal carbonifère.

Pourtant, il a des particularités qui lui appartiennent en propre. La présence du mica blanc fait pressentir la proximité du granite métamorphisant. On y remarque aussi la tourmaline qui, par places, est très fréquente, et le rutile en aiguilles minuscules très abondantes.

Ainsi, nous avons réussi à séparer de nouveau le synclinal I du synclinal II-III. Ce gneiss mitoyen est dès à présent visible tout le long de la vallée de l'Eau Noire, jusqu'à l'Isle.

§ 13. Le synclinal I entre Finhaut et Le Châtelard.

Pour l'instant, laissons de côté le noyau de Carbonifère à l'exception de celui du synclinal I et étudions la position de ce dernier et ses relations avec les roches encaissantes de Finhaut au Châtelard.

C'est sur le sentier Finhaut-Tête Noire, dans sa partie supérieure, avant qu'il ne croise la voie ferrée, que nous verrons affleurer le contact nord-ouest du Carbonifère avec le cristallin.

La tranchée de la ligne du chemin de fer présente aussi quelques excellents affleurements.

Dès que nous abordons l'étude de ces affleurements, nous voyons immédiatement se dresser des difficultés dans la délimitation du Carbonifère d'avec les roches sous-jacentes. La pression, compliquée encore par le mouvement tangentiel aux couches, a créé des conditions favorables aux interpénétrations réciproques des roches. L'épaisseur de cette zone de confusion varie d'une place à l'autre. On peut l'évaluer à 2 à 5 m.

L'effet de l'écrasement du gneiss est visible à l'œil nu, mieux encore sous le microscope. Les échantillons récoltés à Finhaut et au Châtelard font preuve d'un même degré de dynamométamorphisme. Les travaux de construction actuels près du Châtelard ont permis de ramasser des échantillons extrêmement frais.

L'élément prédominant de ce gneiss est le feldspath. Le plus souvent, il est polysynthétiquement mâclé suivant la loi de l'albite. La mesure d'extinction le fait placer vers l'oligoclase. On remarque aussi l'orthose avec des pénétrations micropertitiques. Les plages de feldspaths sont écrasées, ce qui se manifeste le plus clairement sur les feldspaths mâclés. Les traces des plans des mâcles sont dans ces cas-là en escaliers.

Le quartz est toujours à extinction roulante. Le troisième élément est le mica blanc. Tous ces éléments sont noyés dans une pâte comprenant la séricite, la chlorite, la zoïsite, l'amphibole bacillaire, le feldspath et le quartz. L'effet de la chloritisation dans cette pâte est très manifeste.

Les éléments accessoires sont: le sphène, le rutile, le grenat, la calcite, l'oxyde de fer et la tourmaline.

Tel est le gneiss qui se trouve en contact avec le Carbonifère au flanc nord-ouest du synclinal I.

Le meilleur affleurement du contact est celui du point 1303. Le contact se trouve à quelques mètres de la corniche rocheuse qui domine la ligne du chemin de fer. Le Carbonifère près du contact est sous la forme de conglomérat, souvent à gros éléments, ou sous la forme de grès à grains grossiers.

De Finhaut à l'Isle, la ligne du contact est presque droite. On ne remarque qu'une légère incurvation près de Finhaut. La route de Finhaut à Dziétro passe toujours sur le cristallin, tandis que la voie ferrée est sur le Carbonifère. Juste avant la gare de l'Isle, le contact traverse la voie ferrée, ainsi que le torrent de l'Eau Noire, pour passer sur son bord droit. En descendant du Dziétro au Châtelard, la grande route fait des lacets. Les supérieurs sont taillés dans le cristallin qui simule à cet endroit l'aspect propre au Carbonifère de notre région. Ce sont des dalles gigantesques redressées, de couleur gris-verdâtre. La mylonitisation de la roche, ainsi que la proximité du granite lui ont fait perdre son aspect de cristallinité primitive.

§ 14. Le coin de gneiss entre les synclinaux I et II-III.

Descendons par la grande route au village du Châtelard. Nous abordons une région extrêmement intéressante pour la tectonique, ainsi que pour la morphologie. Le village donne sur deux vallées: l'une est celle de l'Eau Noire, l'autre commence directement à partir du village. La seconde est presque

parallèle à la première, séparée d'elle seulement par une colline rocheuse, allongée, en forme de fuseau. Cette seconde vallée n'est que l'ancien lit du torrent de l'Eau Noire, épigénétiqnement remplacé par le lit actuel du torrent.

M. Lugeon (95) a déjà attiré l'attention sur la morphologie si intéressante de cet endroit.

A *M. Lugeon* aussi nous sommes redevables d'avoir relevé la présence du cristallin dans les affleurements de cette colline cotée 1194 m.

Ce gneiss n'est autre chose que l'anticlinal qui sépare les synclinaux I et II-III. Près du Châtelard, ainsi que dans sa prolongation vers le SW, il présente toujours le facies du gneiss recristallisé, sous l'influence du magma granitique, sillonné, en outre, de filons de pegmatite et d'aplite.

On voit, sous le microscope, la structure schisteuse du gneiss soulignée par la disposition des lamelles du mica blanc et de la biotite. L'élément prédominant est le feldspath (orthose et plagioclase acide) souvent séricitisé. Les cristaux de feldspath atteignent parfois une grosseur considérable. La pénétration du feldspath par le quartz est très fréquente. Il est intéressant de noter la présence de la tourmaline à titre d'élément accessoire. Rappelons qu'en dessous de Finhaut, dans le même anticlinal, nous avons déjà vu ce même facies de gneiss à tourmaline.

Les relations tectoniques rapportées à la topographie de l'endroit présentent un intérêt tout particulier.

Le village du Châtelard est appuyé, du côté sud-ouest, à des rochers de Carbonifère. En le voyant de loin, on est tenté de le considérer comme vertical. Si, par contre, on l'examine de près, on remarquera immédiatement que ce n'est là qu'une fausse stratification. En réalité, les couches sont inclinées en variant de 40° à 20° vers le NW. En les suivant vers le SE, on voit qu'elles sont inclinées de plus en plus. Cette inclinaison et l'incurvation même des couches peuvent être aussi constatées sur la grande route du Châtelard-village à l'Isle. Cette route passe plus ou moins par le noyau du synclinal I.

Directement en dessous du village de Châtelard affleure le cristallin de l'anticlinal mitoyen. Suivons la ligne du contact cristallin-Carbonifère du flanc sud-est du synclinal en partant du Châtelard et en nous dirigeant vers Finhaut. Sa forme révèle l'existence d'une voûte de Carbonifère recouvrant le cristallin.

Premièrement, la ligne de contact est concave vers le SE. Après Le Châtelard, elle devient presque droite, avec une légère concavité vers le NW. Puis, vis-à-vis de la localité de Le Fayat, où l'Eau Noire fait un grand tournant, la ligne de contact s'incurve de nouveau vers le SE. Puis elle disparaît sous les éboulis en dessous de Finhaut.

Passons maintenant sur la rive droite de l'Eau Noire pour y étudier le contact du cristallin et du flanc nord-ouest du synclinal II-III. Vis-à-vis du village du Châtelard, le torrent fait un tournant assez brusque. La grande route pour Trient, en longeant le bord du torrent, répète cette ligne courbe pour contourner une saillie rocheuse. L'extrémité de cette saillie est en cristallin, tandis que le reste est en Carbonifère (grès et schistes noirs ardoisiers). C'est le contact de l'anticlinal cristallin et du flanc nord-ouest du synclinal II-III.

Il est croisé par le torrent de l'Eau Noire. Pour le suivre, il nous faut monter la colline cotée 1194 m. La ligne de contact est presque droite, avec une légère concavité vers le NW. La bande de Carbonifère limitée par le contact avec le cristallin d'un côté et par le torrent de l'autre, présente l'aspect d'une lentille.

Les deux flancs, celui du NW du synclinal II-III et celui du SE du synclinal I, sont séparés près du Châtelard par une épaisseur de 250 m de gneiss. Cette épaisseur va en diminuant rapidement vers le NE.

Le plongement des couches de gneiss, qui forme la colline cotée 1194 m, est de 70° à 80° vers le NW, mesuré dans l'ancien lit du torrent. Cette inclinaison n'est que de 10° à 20° vers le NW, si nous la mesurons au haut de la colline, près du flanc nord-ouest du synclinal II-III. Ainsi, ce gneiss est probablement replié en anticlinal.

L'anticlinal gneissique s'étire de plus en plus, pincé entre deux Carbonifères, pour devenir une lame tout à fait mince, telle que nous l'avons déjà vue entre Finhaut et Trétien.

Au SW du village du Châtelard, le cristallin est caché par les éboulis. A mi-chemin du village à la gare du Châtelard, la ligne de contact du synclinal I et du cristallin traverse le lit de l'Eau Noire, passe du bord gauche à celui de droite et continue dans les rochers, dans la direction de la frontière française.

Ainsi, nous avons suivi le synclinal I et l'anticlinal gneissique jusqu'à leur passage au delà de la frontière. Revenons maintenant dans la région de Tête Noire pour reprendre le synclinal II-III.

§ 15. Les synclinaux II-III et IV sur le versant nord-ouest de la vallée de l'Eau Noire.

Nous connaissons déjà la tectonique de Tête Noire proprement dite. Rappelons que le synclinal II-III possède à cet endroit une fluctuation, due à la saillie gneissique qui s'enfonce obliquement dans le flanc sud-est du synclinal. Cette saillie, moulée par le Carbonifère, forme le petit plateau de Littroz, ainsi que celui sur lequel est bâti l'hôtel de Tête Noire et qui n'est que le prolongement du premier, séparé seulement par le lit profond du Trient.

Le sentier qui mène de Finhaut à l'hôtel de Tête Noire longe le mur de Carbonifère, coupé par le torrent du Trient. Ce mur fait partie de la coupe transversale de la saillie indiquée ci-dessus. Le Carbonifère y est représenté par tous ses facies, y compris le conglomérat à très gros éléments. L'alternance des facies permet d'établir l'inclinaison et l'incurvation des couches. La fausse stratification dont nous avons déjà vu un exemple au Châtelard, est très développée en dessous de Tête Noire.

Le gneiss et le calcaire de Tête Noire séparent le synclinal II-III du synclinal IV. A partir de Tête Noire, ce dernier s'élargit sensiblement. Le Permien réapparaît en noyau. Il n'affleure que très haut, aux abords du sommet de Treutse à l'Aille. Vers le SW, le Permien devient de plus en plus épais et, près de la frontière française, il atteint 350 m.

§ 16. Le Carbonifère de l'Arpille et le synclinal V.

Séparés de toute cette masse de Carbonifère, que nous avons étudié jusqu'à présent, se trouvent, sur l'Arpille, quelques témoins du Carbonifère. Ce ne sont que de rares et bien maigres restes, mais ils révèlent néanmoins sa présence dans le massif de l'Arpille proprement dit.

Les affleurements sont localisés aux environs de La Preisa, pâturage qui occupe l'extrémité ouest du massif de l'Arpille. A l'Est des chalets de La Preisa se trouve dans les rochers une bande de schistes noirs argileux, épaisse de 1 à 3 mètres. Dans la masse uniforme des schistes sont empâtés des cailloux roulés, de différentes grosseurs, atteignant celle d'un œuf de poule. Ils sont souvent très aplatis, étirés ou écrasés. On peut suivre cette bande pincée dans le cristallin sur une distance de 300 m dans la direction du NNE. La bande est inclinée de 75° à 80° vers le ESE et dans sa partie nord-est, elle est double.

Dans les rochers qui dominent les chalets du pâturage de La Preisa, on trouve du conglomérat à gros éléments. Une abondante végétation ne permet pas de fixer les contours et d'établir l'étendue de cet affleurement. Mais il ne doit pas être très grand.

A 700 m au NE des chalets de La Preisa, on retrouve aussi du Carbonifère dans des escarpements extrêmement abrupts, boisés et couverts de buissons.

On y arrive par le sentier qui mène du pâturage de La Preisa à celui de l'Arpille. Ayant dépassé la Gouille Verte, le sentier commence à monter. Quittant le sentier, on tourne à gauche et par une dépression, marquée sur la carte, on descend les parois. A l'altitude de 1865 m affleure le Carbonifère, représenté par des schistes noirs, des grès micacés et le conglomérat à petits éléments. On remarquera deux couches de Carbonifère, séparées l'une de l'autre par le gneiss, épais de 5 à 10 m. Tout cet ensemble est puissant de 35 à 40 m. Vers le SW, il est brusquement interrompu par une faille en escarpement dont l'existence si manifeste a été dessinée par le topographe. Dans la direction nord-est, le Carbonifère diminue en épaisseur et bientôt après disparaît définitivement. Toute la longueur de l'affleurement ne dépasse pas 150 m.

Tout restreints que soient ces affleurements de Carbonifère aux environs de La Preisa, ils permettent de mieux comprendre la tectonique du massif de Treutse à l'Aille.

La vallée Trient-Tête Noire coupe le massif de l'Arpille en deux parties fort différentes. Au NE de cette vallée, le massif cristallin de l'Arpille est presque entièrement dépourvu de sa couverture de Secondaire et même de Paléozoïque, sauf quelques affleurements minuscules de La Preisa.

Par contre, au SW de cette vallée, le cristallin de l'Arpille diminue sensiblement en hauteur; le Carbonifère le recouvre entièrement. On pouvait espérer que la profonde coupure transversale de la vallée Trient-Tête Noire nous donnerait des indications sur les relations du Carbonifère et du cristallin dans la prolongation du massif de l'Arpille vers le SW. Mais cette coupe naturelle ne nous vient guère en aide, car la pente, connue sous le nom des Revenettes, est entièrement recouverte de masses écroulées. La crête en Carbonifère émerge seule de cette masse de débris et le contact du Carbonifère et du cristallin est invisible. Dans sa partie sud, la coupe se complique encore par la présence des terrains secondaires, qui reposent en discordance sur le Carbonifère.

Telles sont les conditions défavorables de l'étude du Carbonifère au SW de la vallée Trient-Tête Noire.

Le Carbonifère de l'Arpille (à La Preisa) appartient très probablement à la base d'un synclinal pincé dans le gneiss.

Sur la crête qui relie le sommet de Treutse à l'Aille à celui de Carraye, on remarque que l'inclinaison des couches n'est pas toujours la même. Elles sont redressées à mi-distance entre les deux sommets indiqués ci-dessus. Cet endroit se trouve approximativement dans la prolongation du Carbonifère de La Preisa. Ainsi se détermine la position d'un nouveau synclinal probable du Carbonifère. Ce sera le «synclinal V» de l'ensemble.

Il n'est pas possible de le suivre vers le SW, car le Carbonifère dans cette direction disparaît sous le Secondaire, toutefois, on peut observer le contact du Carbonifère avec ce Secondaire sur le versant nord-ouest du massif de la Croix de Fer dans les endroits suivants:

1° En dessous de Carraye, à l'altitude de 1940 m.

2° Dans le lit du ruisseau de la Ména, à la même altitude.

3° Dans le lit du ruisseau des Preises, à l'altitude de 1850 m. Ce dernier affleurement est le meilleur de tout le versant. On a exploité le grès carbonifère à l'emplacement du contact. Ainsi les roches fraîchement découpées permettent de voir la discordance du calcaire gris foncé, spathique et grumeleux sur le grès gris clair du Carbonifère.

4° Dans le lit du ruisseau de Catogne, à l'altitude de 1840 m. Près de la frontière française, le manteau du Quaternaire qui couvre le contact devient comparativement mince et au delà les rochers émergent de plus en plus à la surface de la pente.

§ 17. Synclinal VI.

Le Carbonifère recouvert par le Secondaire affleure aussi sur le pâturage des Tseppes (en dessous de Carraye) et dans le lit du ruisseau du Lavanchi.

En remontant ce dernier, on rencontre le gneiss sur son bord droit, au niveau de 1515 m. Puis, sur le bord gauche, au niveau de 1535 m, affleure le Permien couleur lie de vin et vert brillant. La surface de la pente coupe le Permien très obliquement. Ainsi, on le voit sous forme de grandes dalles, inclinées de 65° à l'ESE et légèrement bombées. Toujours en montant, on verra, à l'altitude de 1630 m, le Permien passer au grès carbonifère. L'épaisseur du Permien est de 50 à 60 m.

Plus haut, le grès carbonifère cède la place aux schistes noirs gréseux. L'inclinaison des couches devient plus faible. Vers 1700 m, elle n'est plus que de 45° vers le ESE.

Le Quaternaire couvre le pâturage des Tseppes. Une muraille de Secondaire domine la partie la plus basse du pâturage, sur laquelle sont situés des chalets. Au pied de cette muraille affleure, par places, le Carbonifère qui indique ainsi la ligne de son contact avec le Secondaire.

La présence du Permien en dessous des Tseppes permet de constater encore un synclinal du Carbonifère, le «synclinal VI».

Dans la direction nord-est, il est en l'air, en dessus de l'Arpille. Par contre, vers le SW, il s'enfouit sous l'épaisseur formidable de 800 m des sédiments du synclinal de Chamonix.

§ 18. Résumé de la tectonique de la bande carbonifère.

Ainsi, nous avons parcouru en long et en large toute la bande du Carbonifère qui sépare l'Arpille du massif cristallin qui domine à l'ouest la vallée du Trient. Nous avons pu constater qu'elle est complexe et que malgré sa largeur assez restreinte, il y a de nombreux plis secondaires, suffisamment prononcés pour qu'on puisse les considérer comme des synclinaux indépendants.

Nous avons vu six synclinaux, dont cinq possèdent du Permien en noyau. Ceux de ces synclinaux qui sont disposés le plus près du bord sud-est de la bande du Carbonifère, sont d'habitude plus larges. Par contre, vers le bord nord-ouest, ils sont plus pincés dans le gneiss.

Les vagues orogéniques, en pliant les masses du Carbonifère et du gneiss sous-jacent, buttaient contre le rempart solide que représentait le granite des Aiguilles Rouges. Il est évident que les plis qui se trouvent dans le voisinage de ce rempart devaient le plus souffrir de cette pression répétée. Ainsi, le synclinal carbonifère, qui se trouve directement en contact avec le granite, celui que nous appelons synclinal I, est extrêmement étiré et broyé.

Rappelons la position des six synclinaux carbonifères que nous avons constatés dans les limites de ma carte.

Le synclinal I commence dans la gorge de la Salanfe. Sauf les parties couvertes par le Quaternaire, on peut le suivre jusqu'à l'Isle. Le Permien apparaît en noyau dans ce synclinal entre Finhaut et Le Châtelard.

Le synclinal II débute sous forme d'un repli, qu'on voit dans la coupe du Carbonifère en dessous de Salvenay; puis, par la traînée du Permien, qu'on observe à partir des Granges jusqu'aux Marécottes. Au SW des Marécottes, ce synclinal disparaît en se confondant avec le synclinal III.

Le synclinal III est le plus puissant dans la coupe de Vernayaz. On le suit de la vallée du Rhône à l'Isle. A Finhaut, il perd son noyau de Permien. A partir des Marécottes, ce synclinal comprend dans son épaisseur le synclinal II.

Le synclinal IV n'est qu'une fluctuation observée dans la coupe de Vernayaz. Le plan axial de cette fluctuation est horizontal. Dans la direction sud-ouest, ce plan axial s'incline de plus en plus au SE. A partir de la carrière des Marécottes, le synclinal est en l'air. On le retrouve, avec un noyau de Permien, sur le versant nord-ouest de Treutse à l'Aille, en dessus de la saillie de Tête Noire.

Le synclinal V englobe le Carbonifère de La Preisa, sur l'Arpille. Il forme une partie de la crête qui relie les sommets de Carraye et de Treutse à l'Aille, puis il disparaît sous la couverture du Secondaire, appartenant au synclinal de Chamonix.

Le synclinal VI nous a été révélé dans une seule coupe, en dessous du pâturage des Tseppes. L'existence de ce synclinal est confirmée par la présence du Permien.

Quatrième Partie.

Le synclinal de Chamonix.

Le complexe des roches qui forment le synclinal de Chamonix présente de grandes difficultés d'étude autant pour le stratigraphe que pour le tectonicien. Les fossiles déterminables manquent presque totalement. Le plissement intense, avec étirement des couches, est une cause fréquente de contacts anormaux. Les couches qui peuvent être repérées dans l'échelle stratigraphique par des preuves paléontologiques perdent ainsi une très grande partie de leur valeur comme points de repère pour les couches encaissantes. Enfin, la violence des poussées orogéniques fut si puissante dans cette région des racines des nappes que la plupart des roches sédimentaires se recristallisa ou devint uniformément schisteuse. Ainsi, les résultats obtenus par le stratigraphe ne peuvent être considérés comme sûrs et inébranlables pour le tectonicien, dont le travail consiste à déployer et à analyser ce complexe connu sous le simple nom de «synclinal de Chamonix» et qu'il serait plus juste de nommer «zone de Chamonix», suivant la proposition de *E. Paréjas* (116).

Sur le terrain (entre le col de Balme et Martigny), le tectonicien ne trouve pas ces éléments précieux de la géométrie géologique, que sont les charnières. A part quelques charnières d'ordre secondaire, les coupes principales, accessibles à l'observation directe, présentent un régime de plis isoclinaux compliqués par des chevauchements. De la sorte, le stratigraphe et le tectonicien doivent travailler toujours côte à côte pour que les résultats obtenus puissent être corrigés réciproquement et sur place.

Chapitre I.

Stratigraphie.

§ 1. Trois coupes principales.

Les endroits où l'on peut voir la succession la plus complète des couches sont les suivants :

1° La région à partir du col de Balme (et ravin du Nant Noir) par dessus le massif de la Croix de Fer jusqu'au pâturage des Preises (en dessus des Jeures).

2° Sur le sentier du bisse du col de la Forclaz où l'on peut suivre sur le même niveau (à environ 1540 m) la succession des couches redressées, malheureusement, en grande partie recouvertes par les éboulis.

3° Près de La Bâtiaz, ainsi que sur la pente de l'Arpille dominant la Drance, dans sa partie entre Martigny-Bourg et La Bâtiaz.

Le complexe des couches du synclinal de Chamonix commence par le Trias et monte jusqu'au Nummulitique (selon toute probabilité). Une division stratigraphique détaillée n'est possible que dans des limites très restreintes.

§ 2. Trias.

Par analogie avec les formations semblables des Hautes Alpes calcaires, je rapporte au Trias les couches suivantes : 1° gypse avec des lits d'argile, souvent schisteux ; 2° calcaires dolomitiques ; 3° corni-eule ; 4° marbre blanc.

Je n'entrerai pas dans la description détaillée de ces types du Trias alpin. Ils sont bien connus. Le seul terme qui prête à hésitation est le marbre blanc jaunâtre, qui est, en particulier, bien visible dans

la partie sud de la coupe du bisse, au col de la Forelaz. Nous verrons plus tard que, dans les autres endroits de ce synclinal, des marbres de même apparence doivent être attribués au crétacé supérieur.

Tout en tenant compte des erreurs possibles, je me décide cependant à classer ce marbre du flanc sud-est du synclinal dans le Trias, vu sa position stratigraphique.

Ce Trias est très développé au bord sud-est du synclinal. Au col de Balme même affleure la cornieule. En descendant du col de Balme vers Trient, on trouve, par-ci, par-là, de petits affleurements de cornieule et de gypse dans les nombreux ravins qui sillonnent la couverture glaciaire. En dessous des chalets des Herbagères, tous les ravins convergent pour former le lit principal du torrent du Nant Noir. Les éboulis recouvrent presque entièrement les deux pentes du lit de ce torrent, mais sur trois ou quatre points de la pente sud-est, la cornieule et le gypse affleurent de dessous la couverture quaternaire.

Ces deux formations du Trias sont largement développées dans les affleurements des environs du col de la Forelaz. Dans la forêt qui couvre la pente au-dessous du bisse et en dessus de la route se trouve un rocher qui, dominant les arbres, est visible de très loin. Ce rocher est formé de cornieule et de calcaire dolomitique. Il présente l'unique point qui permette de repérer de loin le synclinal de Chamonix sur cette pente boisée. Dans la coupe du bisse, le Trias, au contact avec le cristallin, est un calcaire dolomitique gris, passant à la cornieule et aux marbres blanc-jaunâtre. Une trentaine de mètres en dessus du bisse, suivant le contact du synclinal avec le cristallin, on trouve une lentille de gypse. L'épaisseur de cette lentille est de 12 à 15 m. Encore plus au NE, le contact est entièrement couvert par des dépôts glaciaires et par des éboulis.

En suivant toujours le contact, on parvient à une petite terrasse qui se trouve juste sur l'arête formée sur les flancs de la Pointe Ronde par la rencontre de deux vallées, celle du Trient et celle de Martigny-Combe. Cette terrasse, couverte de glaciaire, est occupée par le pâturage de Proz du Sex. Dans son coin nord-est se trouve un chalet. Directement derrière lui, dans le bois, on observe un alignement de petites dolines caractéristiques pour le régime des couches dolomitiques. En suivant la rangée de ces dolines dans la direction nord-est, nous quittons bientôt la terrasse glaciaire et retrouvons le Trias en place. C'est toujours le même complexe: calcaire gris clair, cornieule, gypse. Cet affleurement se détache en blanc sur la pente boisée. On le voit fort bien de la route Martigny-col de la Forelaz. L'épaisseur du gypse atteint 20 à 25 m. L'extension en longueur de cet affleurement est insignifiante. A une distance de quelque 50 à 70 m du pâturage de Proz de Sex, la roche en place est de nouveau dissimulée sous des éboulis et des restes de glaciaire. On remarque encore dans la direction nord-est quelques dolines assez grandes qui témoignent de l'existence du Trias sous la couverture quaternaire. Ces dolines sont les derniers indices du flanc sud-est du synclinal de Chamonix. A partir de là, tout le long de la vallée de Martigny-Combe jusqu'à la plaine de la Drance, ce flanc est entièrement recouvert par le Quaternaire.

Quant au flanc nord-ouest du synclinal, le Trias y est représenté très faiblement. On le constate dans le lit du torrent du Lavanchi.

Ce Trias n'appartient pas, selon toutes probabilités, à la couverture autochtone des Aiguilles Rouges. Il représente le cœur d'un anticlinal, écrasé contre le Carbonifère, où l'autochtone est également complètement arraché; de là provient le contact anormal (?) de ce Trias avec le substratum paléozoïque et, probablement, cristallin. Nous aurons encore l'occasion de mentionner ce Trias en étudiant les plis de la zone de Chamonix dans le chapitre consacré à la tectonique.

§ 3. Lias.

Dans les coupes du col de Balme et du col de la Forelaz, le complexe liasique est représenté par les facies suivants, de bas en haut:

- 1° calcaire plaqueté gris sombre, plus ou moins marneux;
- 2° calcaire plaqueté gris clair, spathique;
- 3° calcaire quartzeux zoné, passant au vrai quartzite;
- 4° schistes calcaires sombres très marneux, passant aux argilites finement schisteuses;
- 5° calcaire gris clair à entroques;
- 6° schistes argileux, siliceux, à miches pyriteuses.

De tous les facies du Lias, le plus caractéristique est le grès quartzeux. Ce niveau est très constant. On le trouve à partir du col de Balme jusqu'à La Bâtiâz et encore plus loin, dans la coupe du synclinal de Chamonix, près de Saillon.

La cassure fraîche de ce grès laisse voir une roche gris clair, bleuâtre, avec des grains de quartz et de pyrite. La stratification de la roche est visible par la disposition alternante des parties plus quartzieuses avec celles plus pauvres en quartz. La surface altérée de la roche est jaune-roussâtre, avec des lits quartzieux en saillies.

L'analyse montre que le quartz occupe environ 70 % de la roche.

Le calcaire gris plaqueté et marneux qu'on trouve près de Martigny en contact avec le quartzite contient des restes abondants de bélemnites. Par analogie avec d'autres régions des Hautes Alpes calcaires, je considère ces couches comme du Lias supérieur. Le quartzite lui-même peut se ranger peut-être dans le Lias moyen.

Le Lias n'est représenté que sur le flanc sud-est du synclinal. L'absence du Lias sur le flanc nord-ouest est liée, soit au phénomène d'arrachement de la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges, soit à des transgressions ultérieures.

Il n'y a pas suffisamment de preuves pour délimiter le Lias supérieur et le Lias moyen.

Dans le massif de la Croix de Fer, le calcaire compact gris clair, riche en encrinés et des schistes argileux sombres à pâture roussâtre formant tous les deux un complexe d'une épaisseur considérable, représentent très probablement une série qui débiterait au Lias moyen et qui finit par le Dogger. Dans la région française du massif de la Croix de Fer, le facies calcaire disparaît, cédant la place aux schistes. Dans la direction de Martigny, on retrouvera toujours ces deux facies, mais l'épaisseur de ce complexe diminuera rapidement en profondeur.

En résumé, nous considérons les zones 1 et 2 comme appartenant au Lias inférieur, les zones 3, 4 et 5 (probablement) au Lias moyen, la zone 6 forme le Lias supérieur et le Dogger, sans qu'on puisse toutefois préciser, dans cette zone, les limites entre le Lias supérieur et le Dogger.

§ 4. Dogger.

Il est difficile de séparer le Dogger de l'Oxfordien dans les conditions de métamorphisme des sédiments que nous présente le synclinal de Chamonix. Si, par places, on arrive à une séparation des couches de ce complexe (heureuse trouvaille de *E. Paréjas* du gisement fossilifère sur le flanc nord-ouest du synclinal, en dessus des Preises), dans d'autres cas, l'empilement des plis et l'effet de la pression déterminent l'impossibilité d'une séparation nette.

Les niveaux fossilifères trouvés par *E. Paréjas* ont permis de déterminer l'âge bajocien et bathonien des couches qui reposent en discordance directement sur le Carbonifère.

Ce sont des calcaires à entroques, des marbres et des schistes roses ou bleuâtres et jaunâtres, auxquels s'ajoutent encore des calcaires fortement ferrugineux rappelant singulièrement le Callovien des Hautes Alpes calcaires.

L'épaisseur de ce complexe, caractérisé par la présence des ammonites du Bajocien-Bathonien¹⁾, est environ de 1 à 3 mètres. Ce niveau est visible à partir du pâturage des Tseppes et jusqu'à la frontière franco-suisse.

Ce fait paléontologique indique que la transgression du jurassique sur le massif des Aiguilles Rouges débuta, par places, déjà à l'époque bajocienne, tandis que dans les autres endroits, la transgression commence avec le Callovien, ainsi que le suppose *M. Lugeon* pour le massif de la Dent de Morcles.

Sur le flanc sud-est du synclinal, nous trouvons le Dogger (y compris d'un côté le Lias supérieur et de l'autre l'Oxfordien) formant une masse repliée sur elle-même d'une épaisseur totale de plus d'un kilomètre.

On rencontre deux facies principaux dans ce complexe:

1° du calcaire plaqueté et

2° des schistes argileux, tous les deux mentionnés déjà dans le paragraphe sur le Lias.

¹⁾ *E. Paréjas* (116) cite les espèces suivantes: *Cadomites Humphriesi*, Sow., *Oppelia subradiata*, Sow., *Garantia*, *Lytoceras tripartitum*, RASP., *Parkinsonia acris*, WETZEL, *Parkinsonia Parkinsoni*, *Phylloceras*.

Le calcaire est gris clair, par places très riche en encrines, fétide à la cassure fraîche. Entre les bancs de ce calcaire compact, on remarque des lits argileux, plus ou moins épais. Près de ces lits, le calcaire est plaqueté. La patine blanchâtre du calcaire jaunit de plus en plus, les surfaces des plaques apparaissent luisantes ou argentées. Dans les endroits où ce facies domine, les escarpements abrupts, caractéristiques pour le régime des bancs de calcaire, s'adoucisent et sont recouverts d'herbe.

Le second facies de ce complexe est typiquement argileux. Ce sont des schistes noirs satinés à miches qui contiennent des noyaux pyriteux. La surface des plaquettes est souvent roussâtre, quelquefois avec un enduit à reflet métallique.

Dans d'autres endroits, on trouve des lits de schistes noirs, brillants, rappelant à s'y méprendre les schistes ardoisiers du Carbonifère.

Ces schistes ne sont pas mous, mais brisants, parce qu'ils contiennent beaucoup de silice. Ils sont sillonnés dans toutes les directions de veinules, et, par places, de filons assez larges de quartz secondaire. Il s'y rencontre aussi des bélemnites étirées, tronçonnées et indéterminables.

Nous trouvons le même type de Dogger dans la coupe du synclinal de Chamonix, près de Saillon et un type analogue en dessus de Sion, sur la partie élevée du plateau de Savièse.

§ 5. Jurassique supérieur.

En poursuivant les coupes dans les lits des ruisseaux des Preises ou de Catogne, nous trouvons, en dessus du Dogger-Oxfordien, du calcaire gris clair compact, à patine blanchâtre, puissant de 200 m. Dans ce calcaire, on reconnaît facilement le Malm des Hautes Alpes calcaires. Le passage du Dogger-Oxfordien à ce Malm se fait par des calcaires plus schisteux que le Malm, plaquetés, noduleux et tachetés de roussâtre. Par analogie avec la série du massif de la Dent de Morcles, on reconnaît l'Argovien dans ce calcaire.

Dans la coupe du synclinal près de La Bâtiâz, le Malm du flanc renversé (sud-est) forme une falaise saillante, surmontée par la Tour de La Bâtiâz. Ce Malm est facile à reconnaître par analogie avec celui des Hautes Alpes calcaires. Dans sa prolongation vers le SW, du côté de la Drance, il est flanqué d'une roche calcaire plaquetée, grise, assez claire, riche en encrines. Cette roche, à son tour, est recouverte par des schistes de l'Oxfordien-Dogger. La roche échinodermique ne peut représenter que l'Argovien.

Le Malm du flanc normal (nord-ouest) recristallisé, marmorisé et fortement plaqueté devient moins reconnaissable.

§ 6. Crétacé.

Dans le massif de la Croix de Fer, le Crétacé sépare deux bandes de Malm, celui de l'autochtone et celui du flanc renversé du premier anticlinal, en comptant à partir du bord nord-ouest. Sur les schistes noirs de la base de la série crétacique reposent les calcaires oolithiques.

L'étude des coupes minces de cette roche oolithique extrêmement riche en organismes permet d'y reconnaître un sédiment à miliolidées.

Dans ce complexe de roches d'apparence crétacique se trouve un horizon très constant qu'on peut suivre à partir des pâturages des Tseppes jusqu'à la frontière franco-suisse. C'est un calcaire verdâtre, en partie marmorisé, très riche en silice, avec une patine jaune-vert, ou bien encore c'est un calcaire gris verdâtre, violacé, légèrement marmorisé, pénétré de nombreuses veines et des veinules irrégulières de grès siliceux, ferrugineux. La surface d'une coupe perpendiculaire à la stratification de ce calcaire s'altère en laissant en saillie le réseau de ces veines siliceuses, ce qui donne à la roche un aspect singulier de structure maillée. La comparaison de ce complexe avec les roches des Hautes Alpes calcaires permet de le considérer comme de l'Aptien injecté par du Sidérolitique.

Dans la coupe de La Bâtiâz, nous trouvons la continuation de cet horizon sous forme de marbres rubanés verts ou violacés qui sont analogues aux couches de marbre de Saillon. Or, grâce aux recherches de *M. Lugeon* (86), on sait que les marbres de Saillon appartiennent à l'Aptien.

§ 7. Nummulitique.

En dessous du sommet de Carraye, on constate encore un terme de la série stratigraphique du synclinal de Chamonix. Sur les couches de l'Aptien reposent des schistes roses ou gris-rosâtre se débitant en petites et minces plaques, alternant avec des bancs de calcaire plus compact.

La composition lithologique de ces roches est analogue au Nummulitique des régions voisines. De même leur position stratigraphique fait supposer que ces roches pourraient appartenir au Nummulitique.

Au NE de Carraye, soit dans la coupe de La Bâtiaz, nous trouvons un complexe de roches, formé de calcaire et de lentilles d'anthracite reconnu comme Nummulitique par *M. Lugeon* (98) de par le fait que le charbon n'est jamais que tertiaire dans les Alpes à facies helvétique.

Chapitre II.

Tectonique.

Aux incertitudes d'ordre stratigraphique viennent s'ajouter des complications provenant de contacts anormaux, de charriages, du manque absolu de charnières, si ce n'est quelques charnières d'ordre tout à fait secondaire.

La reconstruction de la tectonique du synclinal dans la région entre le col de Balme et Martigny devient de la sorte très délicate et — disons-le d'avance — elle laisse parfois place à plus d'une hypothèse.

§ 1. L'épaisseur du synclinal de Chamonix.

Les roches mésozoïques des environs du col de Balme occupent, à l'altitude d'environ 2200 m, une largeur de 1350 m.

La coupe transversale du synclinal, formée par la vallée du Trient, nous démontre, pourtant, que cette épaisseur de la zone mésozoïque se rétrécit rapidement en raison de sa profondeur. Sur la rive gauche de la vallée du Trient, à l'altitude de 1700 m, nous constatons que cette épaisseur (entre les lits des torrents du Nant Noir et du Lavanchi) est déjà de 700 m.

La rive droite de la vallée nous présente une autre coupe à l'altitude d'environ 1540 m. C'est le niveau du lit du bisse, qui passe par le col de la Forelaz, en amenant les eaux du glacier de Trient pour l'arrosage des prairies de la combe de Martigny.

L'épaisseur de cette coupe du synclinal est de 230 m.

Entre le col de la Forelaz et Martigny, les affleurements de la série des roches secondaires et tertiaires, bien insuffisants et peu nombreux, ne donnent pas de point de repère pour en mesurer l'épaisseur.

La coupe excellente de La Bâtiaz, formée par la vallée transversale du Rhône, ne nous laisse pas voir, non plus, toute l'épaisseur du synclinal de Chamonix.

Les roches visibles dans la coupe de La Bâtiaz occupent une épaisseur de 260 m. Les irrégularités de la tectonique ne nous permettent pas de nous baser sur ce chiffre, pour en tirer des conclusions quant à l'épaisseur de tout le synclinal dans la région de La Bâtiaz.

La comparaison des épaisseurs nous fait supposer que c'est dans la région du col de la Forelaz que le synclinal est le plus pincé entre deux masses de schistes cristallins.

Quant à l'élargissement brusque de la zone mésozoïque dans le massif de la Croix de Fer, il peut être expliqué par la différence d'altitude et surtout par l'allure particulière, dans cette région, du soubassement paléozoïque du flanc nord-ouest du synclinal de Chamonix. Nous reviendrons encore sur cette dernière question.

§ 2. Plongement général des couches du synclinal de Chamonix.

Comme on le sait, la poussée orogénique du plissement alpin se dirigeait, dans la région des Aiguilles Rouges, du SE au NW. Ainsi, les couches, entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges se trouvent toujours plongeant vers le SE. Le pendage des couches peut varier de 0° jusqu'à 90°.

Les couches du synclinal de Chamonix, obéissant à la règle générale, plongent au SE dans la région de La Bâtiaz et du col de la Forclaz. Elles changent toutefois d'inclinaison visible dans certains affleurements intermédiaires de la combe de Martigny, où, cette fois-ci, elles sont inclinées vers le NW.

Ce phénomène fut déjà remarqué par *Alphonse Favre*. En allant de Martigny au col de la Forclaz, il observe qu'entre ces deux points «les couches sont dirigées du NNE au SSO et plongent de 55° à ONO». A ce propos, il dit : «Mais il n'y aurait rien d'étonnant à ce que l'on découvrit ailleurs une inclinaison opposée, tant il y a d'ondulations dans ces couches» (18, vol. II, p. 423).

Soixante ans plus tard, un autre géologue genevois, *E. Paréjas* (116, 117), ne voulut pas se contenter, devant ce phénomène, d'une simple constatation des faits. Toutefois, l'explication qu'il propose met en mouvement un trop grand appareil mécanique.

Selon lui, le grand massif du Mont-Blanc,

dans son élan orogénique, soumet à sa volonté, presque partout, le vieux massif des Aiguilles Rouges. Cependant, dans certains endroits de ce champ de bataille, les Aiguilles Rouges concentrent désespérément leurs forces séniles, pour tenir tête à la pression formidable du géant, et même, en passant avec succès à la contre-attaque, pénètrent, à leur tour, dans les couches plongeant vers le SE, sans toutefois pouvoir déplacer les formations cristallines du Mont-Blanc. Le point de vue de *E. Paréjas* fut adopté par *L.-W. Collet* (112, voir la coupe à la page 411). Dans le travail de *E. Paréjas*, cette théorie est illustrée par un diagramme hypothétique fort suggestif.

Et telle est l'influence d'un beau dessin, que le lecteur en reste quelque temps hypnotisé, malgré toute l'insuffisance de base logique.

Pour donner une explication au phénomène du changement d'inclinaison des couches du synclinal de Chamonix, il n'est pas besoin de faire mouvoir le massif des Aiguilles Rouges dans une direction inverse à l'habituelle. Cette explication se trouve dans un phénomène bien plus modeste, et aussi bien connu, mais dont les observateurs sur le terrain oublient fort souvent, et à tort, de tenir compte. Nous parlons ici du phénomène du fauchage des têtes de couches (du Hackenwerfen des auteurs de langue allemande).

Les deux régions où *E. Paréjas* a observé le changement d'inclinaison des couches (1° sur la pente gauche de la Combe de Martigny, entre Martigny et le col de la Forclaz, 2° sur la pente droite de la vallée de Chamonix et tout particulièrement vis-à-vis du village du Tour), ces deux régions sont spécialement favorables à la réalisation de ce phénomène de fauchage des têtes de couches. (Ce phénomène est figuré sur la coupe XVII de la planche II et sur la fig. 7.)

Si, maintenant, l'on essaye d'étendre le champ d'observation dans le voisinage immédiat de ces changements d'inclinaison des couches, on remarquera tout de suite, que le soubassement des roches mésozoïques ne suit pas les mouvements qui lui sont prescrits par *E. Paréjas*. Le renversement est ainsi bien démontré n'être que superficiel.

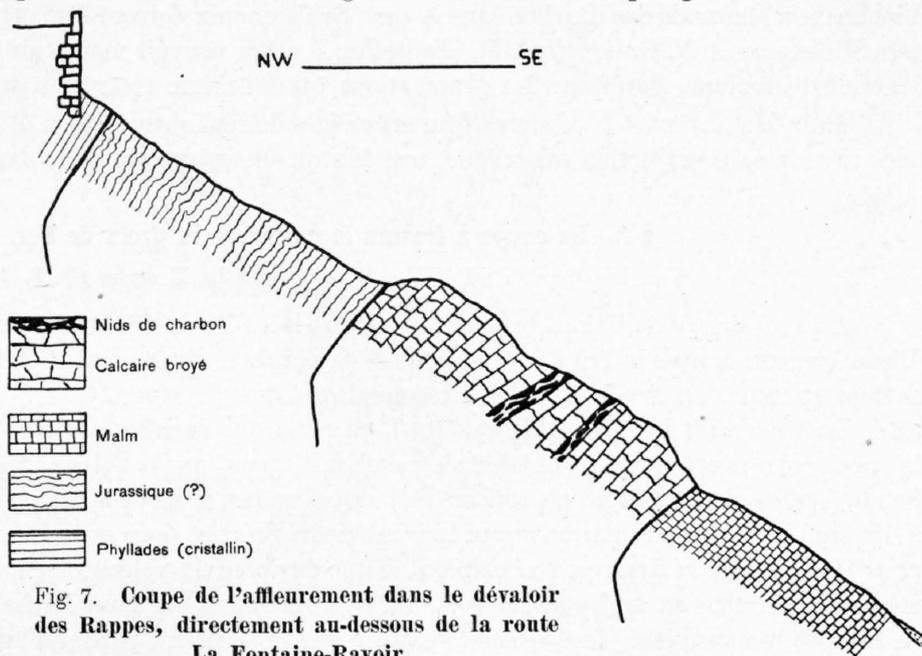


Fig. 7. Coupe de l'affleurement dans le dévaloir des Rappes, directement au-dessous de la route La Fontaine-Ravoir.

Phénomène du balancement superficiel des couches.

Il est inutile et oiseux d'entrer dans les détails de la démonstration de l'erreur commise par *E. Paréjas*. Pour ces détails, nous renvoyons à l'article de *M. Lugeon* et *N. Oulianoff* (115), dans lequel ces auteurs ont attiré l'attention des observateurs sur la nécessité d'une extrême prudence dans l'étude de l'inclinaison des couches dans les régions de tectonique compliquée et de topographie accentuée. L'erreur commise par *E. Paréjas* dans la zone classique de Chamonix a été prise comme exemple. *E. Paréjas* a trouvé nécessaire de répondre (117). Il a reconnu que ses observations en ce qui concerne l'inclinaison anormale des couches dans la zone de Chamonix doivent être corrigées dans le sens indiqué par *M. Lugeon* et *N. Oulianoff* (115). Toutefois, il a cru pouvoir maintenir en pleine vigueur sa construction tectonique, basée sur des observations par lui-même reconnues erronées.

Alors *M. Lugeon* et *N. Oulianoff* furent obligés de répliquer (118) à *E. Paréjas* qu'il ne subsiste plus rien de sa construction tectonique, une fois qu'elle est privée de sa base.

§ 3. La coupe à travers le massif de la Croix de Fer.

(Voir les coupes I, II, III et V de la planche II et les fig. 8, 9 et 10.)

A partir du col de Balme, en descendant vers la vallée du Trient, les schistes cristallins du Mont-Blanc, en contact avec le Trias, sont imprégnés de porphyre quartzifère. Celui-ci, par l'effet du dynamométamorphisme, est rendu difficile à reconnaître à première vue.

En traversant l'épaisseur du synclinal, on remarque dans les environs du col de Balme (et cela, le mieux entre le col de Balme et les chalets des Herbagères) que le Trias se répète deux fois. La première bande (épaisse de 10 à 12 m) est séparée de l'autre (un peu moins épaisse) par du calcaire noir plaqueté à lits argileux, que nous attribuons au Lias inférieur. En cela, nous nous trouvons d'accord avec *E. Paréjas* (116) qui, pour appuyer son opinion, donne des preuves paléontologiques (couches fossilifères du même terrain dans sa prolongation vers le SW, notamment au mont Lachat (France). Ce Lias forme, de la sorte, un synclinal pincé secondaire, mais assez persistant, parce qu'au col de la Forclaz nous en verrons la continuation. Ayant traversé (allant toujours vers le NW), la seconde bande du Trias, nous aurons de nouveau une épaisseur de 30 à 40 mètres du même Lias inférieur, qui ne cédera sa place qu'assez brusquement au Lias moyen, représenté par le quartzite à patine orange. Ce niveau est constant et caractéristique (épaisseur 10 à 15 m). Dans la topographie de la région, ce quartzite est bien marqué. Au col de Balme, il prend part à la formation d'une petite surélévation, occupée par le bâtiment de l'hôtel. Dans le ravin du Nant Noir, c'est encore le même quartzite qui perce le plus souvent la couverture quaternaire par ses petites saillies rocheuses. Ayant traversé ce quartzite, nous nous trouvons en face d'une masse considérable de calcaire plaqueté, alternant avec des lits marneux. La couleur gris-foncé, presque noire dans les ravins, là où les affleurements sont humides, distingue nettement ce Lias inf. du calcaire compact à entroques, qui forme les contreforts rocheux de la Croix de Fer. Dans la partie moyenne du torrent du Nant Noir, ces deux calcaires se distinguent l'un de l'autre par une différence marquée dans la topographie. Comme on le voit sur le dessin, le versant de la rive gauche du torrent possède un palier plus adouci que le reste et qui est dominé brusquement par une muraille de rochers presque verticaux.

Ces deux différents types de topographie correspondent: le premier au calcaire marneux plaqueté, le second au calcaire à entroques de la Croix de Fer.

Ce dernier calcaire, largement développé dans la coupe passant par le sommet de la Croix de Fer, se coince dans la direction du col de Balme. Un monticule, près du col, surmonté par une croix de bois, marque le dernier vestige de ce calcaire à entroques.

Au NW de ce calcaire se trouve un puissant complexe de schistes argileux et siliceux qui représentent, selon toute probabilité, le Dogger et le Lias supérieur. Quant au calcaire à entroques de la Croix de Fer, il peut être considéré comme un terme du Lias moyen ou du Lias supérieur.

Montons maintenant sur la crête qui relie le sommet de la Croix de Fer à celui de l'Arolette. Cette crête est en calcaire échinodermique. En la suivant dans la direction du NE, nous atteignons bientôt le sommet de la Croix de Fer, réputé, à juste titre, pour sa vue splendide. Le synclinal de Chamonix nous apparaît de là dans toute son ampleur, à partir de Saillon, dans la vallée du Rhône, et jusqu'au col de la Voza, près des Houches.

Du sommet de la Croix de Fer, nous pouvons voir le lit d'un torrent qui sépare le massif de la Croix de Fer proprement dit de celui de la Pointe du Van. Avant de continuer notre promenade sur cette crête, descendons ce torrent, dit de La Chenalette. Une fois dans le lit du torrent, nous constatons qu'il suit la bande relativement étroite d'une formation que nous connaissons déjà, du calcaire noir plaqueté, fortement marneux. Nous trouvons aussi que cette formation est à l'état de broyage extrême.

Ainsi, les lits des deux torrents: celui du Nant Noir et celui de La Chenalette, qui convergent à mesure qu'ils descendent vers la vallée du Trient, sont taillés dans la même formation du Lias inférieur qui enveloppe la masse du calcaire à encrines de la Croix de Fer.

Dans le lit du torrent de La Chenalette, ce Lias sépare le calcaire échinodermique de la Croix de Fer d'une autre masse de même calcaire échinodermique qui constitue le noyau principal de la Pointe du Van avec sa série d'arêtes secondaires.

Toujours en descendant le ravin de La Chenalette, nous rencontrons à l'altitude de 1780 m une roche totalement différente des formations du synclinal de Chamonix. C'est une roche cristalline fortement mylonitisée. Plus bas, l'effet de mylonitisation devient moins fort. On reconnaît alors que la roche est un gneiss injecté ou du porphyre quartzifère dont nous avons déjà décrit les caractères microscopiques dans la seconde partie du présent mémoire. Nous avons ainsi affaire à une écharde cristalline qui pénètre (accompagnée du Lias inférieur) dans la masse du synclinal de Chamonix, en déterminant de la sorte un anticlinal extrêmement aigu (voir les coupes II et III de la planche II).

En quittant le sommet de la Croix de Fer, nous descendons dans la direction du N, vers la Pointe du Van, et encore plus loin, en suivant toujours la crête, nous arrivons vers le sommet de Carraye, dernier contrefort de la masse des formations calcaires et schisteuses du synclinal de Chamonix.

A partir de la Pointe du Van, le calcaire à entroques ayant cessé, nous sommes dans les schistes argileux et siliceux qui forment une masse puissante. Les parois de l'Arolette qui sont en ce moment

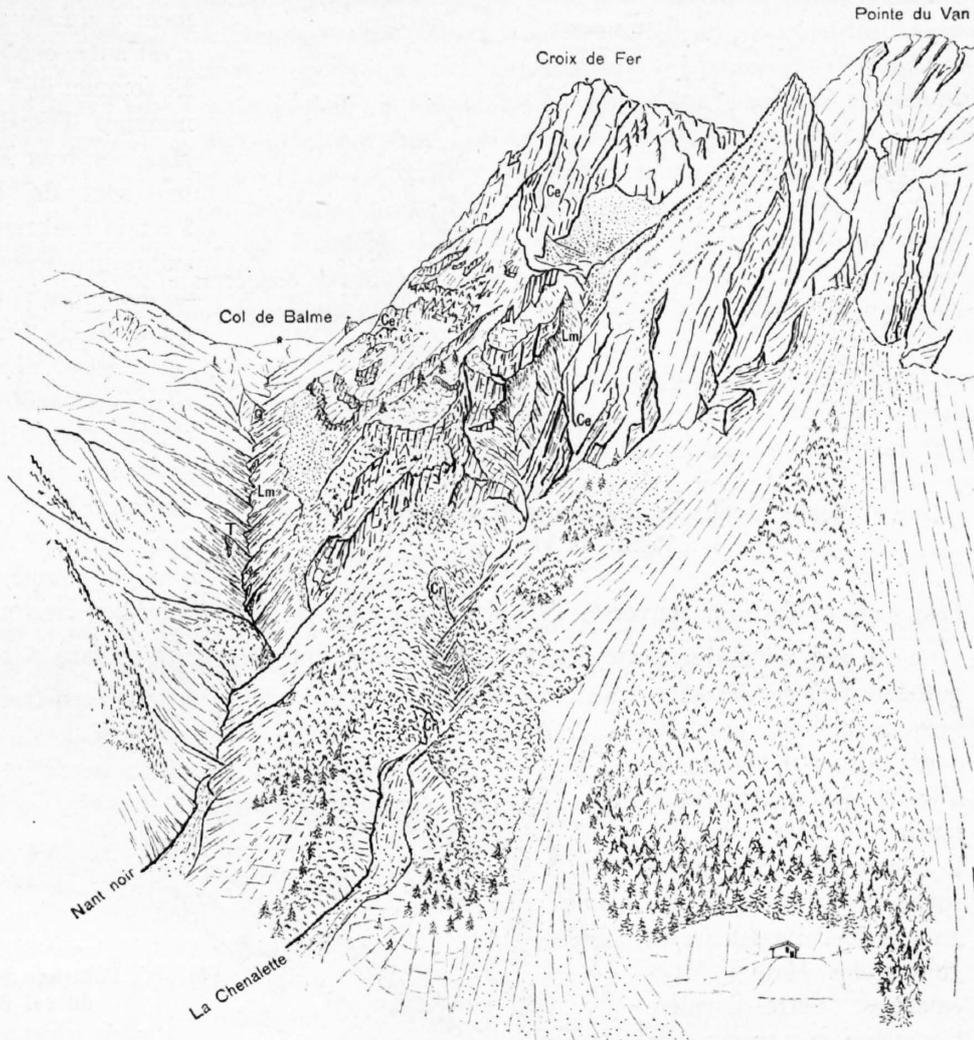


Fig. 8. Massif de la Croix de Fer avec le col de Balme et les ravins du Nant Noir et de La Chenalette, vu du bisse du col de la Forclaz.

Cr = Cristallin; T = Trias; Q = Quartzite du Lias; Lm = Lias marneux plaqueté;
Ce = Calcaire échinodermique.

devant nous, expliquent la cause réelle de cette accumulation de schistes. On voit nettement, sur les parois de l'Arolette, se dessiner des plis prononcés et très aigus montrant que la masse des schistes est repliée sur elle-même (voir fig. 9).

C'est près du sommet de Carraye seulement que nous voyons émerger de dessous ces schistes (du Lias supérieur et du Dogger ?) un calcaire échinodermique légèrement tacheté (Argovien) qui passe rapidement à du calcaire plus compact qui n'est autre chose qu'un Malm typique.

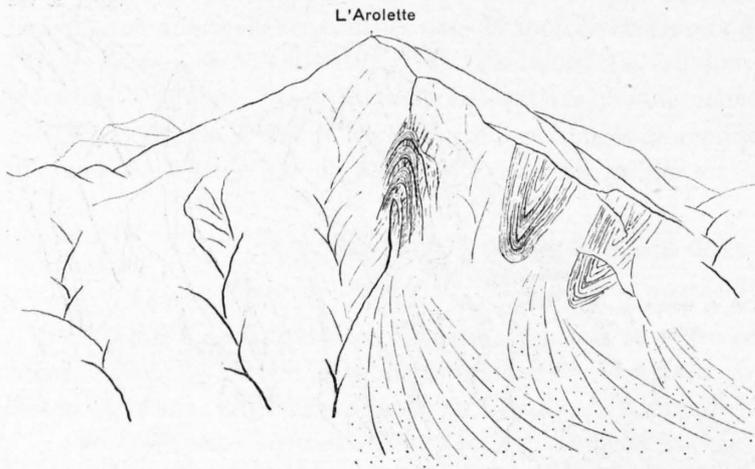


Fig. 9. Replis visibles sur les pentes de l'Arolette, vue de la Pointe du Van.

Le sommet de Carraye est pareil à deux marches d'escalier taillées en Malm. Mais ces deux Malms sont séparés par une zone de broyage puissante de 1 à 2 m seulement, que nous pouvons suivre en descendant les parois de Malm en dessus du pâturage des Tseppes jusqu'au lit du torrent du Lavanchi, où cette zone, ainsi que le Malm supérieur, est cachée sous les éboulis. Les éléments constitutifs de cette zone de broyage sont probablement très complexes. Et cela ne doit pas nous étonner, car cette zone de broyage représente le complexe suivant, de haut en

bas: Crétacé-Tertiaire renversé, Tertiaire-Trias normal, Trias-Oxfordien renversé.

On peut constater, parmi les éléments de cette zone, le marbre violacé et rose, qui se rapproche,

par son faciès, des marbres de Saillon, appartenant ainsi à l'Aptien, le calcaire dolomitique et le marbre du Trias, ainsi que le calcaire marneux et ferrugineux qui rappelle étrangement le Callovien ferrugineux des Hautes Alpes calcaires. Cette dernière formation se retrouve à la base de Carraye, sur le pâturage des Tseppes, en contact immédiat avec le Carbonifère.

La proportion de fer dans la roche, ainsi que l'accumulation des sels de fer dans le pâturage furent autrefois jugées suffisantes pour donner lieu à une exploitation de fer.

Dans le ravin du torrent du Lavanchi, à l'endroit où le Malm supérieur de Carraye disparaît sous les éboulis, nous constatons (à l'altitude de 1950 m) la présence d'un coin de gneiss broyé.

Par contre, le Malm inférieur du sommet de Carraye est encore visible sur la rive gauche, puis sur la rive droite du ravin du Lavanchi jusqu'à l'altitude de 1740 m. L'inclinaison des couches devient de plus en plus accentuée — au fur et à mesure qu'elles descendent le ravin.

A l'altitude de 1770 m, nous constatons que le bord gauche du Lavanchi est en Carbonifère et que, sur le bord droit, affleure la cornieule et le calcaire dolomitique du Trias: c'est le contact du synclinal de Chamonix avec son soubassement paléozoïque (Voir fig. 10).

Ce Trias parautochtone (?) est encore visible sur la rive gauche du ravin, à l'altitude de 1830 m, en contact avec le Malm (la seconde bande du Malm du sommet de Carraye, soit la bande inférieure). Ensuite,

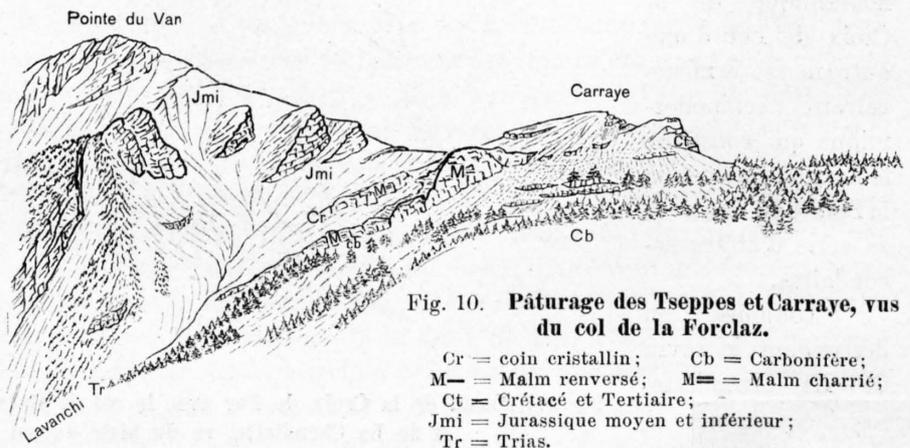


Fig. 10. Pâturage des Tseppes et Carraye, vus du col de la Forclaz.

Cr = coin cristallin; Cb = Carbonifère;
M- = Malm renversé; M= = Malm charrié;
Ct = Crétacé et Tertiaire;
Jmi = Jurassique moyen et inférieur;
Tr = Trias.

les éboulis couvrent le contact et, à l'altitude de 1920 m, le Malm (toujours de la bande inférieure) repose déjà directement sur le Carbonifère. N'oublions pas que ce Malm est renversé.

Revenons sur le sommet de Carraye pour descendre de là sur l'arête de Treutse à l'Aille. Après la zone de broyage, nous traversons le Malm qui forme les parois verticales de Carraye, au pied desquelles se trouve une pente plus douce de schistes nummulitiques, qui déterminent la position du cœur synclinal. Dans la direction est, en dessous des parois de Malm, nous pouvons suivre ces schistes assez loin et constater qu'ils se coïncident définitivement entre le Malm et le Carbonifère du pâturage des Tseppes, marquant, de la sorte, un contact anormal et révélant un cas d'arrachement de la couverture autochtone.

Dans la région de la crête de Treutse à l'Aille, le Nummulitique repose sur le calcaire gréseux, injecté par le Sidérolitique, que nous avons déjà décrit dans le chapitre I de cette partie. C'est le Crétacé.

Pour continuer notre coupe à travers le massif, il est préférable de nous rendre dans la région du pâturage de Catogne. Le grand cirque où sont situés les chalets du pâturage est fermé par un verrou taillé dans une roche plus dure que celle qui forme les parois du cirque. Cette barre est la continuation de notre Malm de Carraye (bande supérieure). Dans les lits des torrents qui mouillent la barre des deux côtés pour aller se réunir plus bas, nous retrouvons la continuation de la zone de broyage, que nous avons déjà observée sur Carraye.

Dans le lit du torrent, ayant traversé la zone de broyage (très mince, du reste, mesurant moins d'un mètre), nous sommes de nouveau en présence du Malm, qui est la prolongation de la bande inférieure des deux Malms du sommet de Carraye. Ce Malm repose directement sur le Nummulitique et sur le Crétacé, difficiles à distinguer l'un de l'autre. Ce Malm se trouve ainsi être renversé. La série crétacique est la même que sous les parois de Carraye; elle est plus épaisse, mais l'injection sidérolitique n'y est pas aussi manifeste que dans l'endroit précité. Ce Crétacé forme le noyau du synclinal, qui repose sur la série normale formée (toujours en descendant le lit du torrent) par:

3° le Malm, d'une épaisseur allant jusqu'à 200 m, déterminant la cascade du torrent de Catogne;

2° l'Argovien que l'on voit dans le lit du torrent, en dessous de la cascade;

1° le complexe de Callovien et de Dogger qui repose en discordance très visible sur le Carbonifère.

Le Carbonifère plonge de 75° à 80° vers l'ESE, tandis que les couches inférieures de la série du synclinal de Chamonix plongent de 40° à 50° vers le SE.

Jetons maintenant un coup d'œil rétrospectif sur toute la série que nous venons de traverser (voir les coupes I, II, IV, V de la planche II).

Cristallin du Mont-Blanc		
Autochtone	Trias	} Autochtone et synclinal A
	Lias inférieur	
Anticlinal I	Trias	} Synclinal B
	Lias inférieur	
Anticlinal II	Lias moyen (quartzite)	} Synclinal C
	Lias inférieur	
	Lias moyen (échinod.)	
Anticlinal III	Lias inférieur (coin crist.)	} Synclinal D (un flanc seulement)
	Lias moyen (échinod.)	
	Lias sup. et Dogger	
	Argovien	
	Malm	
Charriage	Zone de broyage	} Charriage
	Malm	
Anticlinal IV (un flanc seulement)	Nummulitique	} Synclinal E et autochtone
	Crétacé	
	Malm	
Autochtone	Argovien	
	Oxfordien-Dogger	
	Carbonifère des Preises.	

L'anticlinal III est compliqué: il comprend de nombreux replis (en partie visibles sur la pente de l'Arolette).

La différence d'inclinaison des couches dans les parties sud-est et nord-ouest du massif de la Croix de Fer est un fait très important pour la tectonique de ce massif. Tandis que dans le voisinage du Mont-Blanc l'inclinaison de couches est de 75° vers le SE, dans la région du pâturage des Tseppes, elle devient de 10° à 5° vers le SE, donc tendant vers l'horizontalité. Par contre, plus au NW encore, près du contact de l'autochtone avec le Carbonifère de la région des Preises, les couches mésozoïques sont inclinées de 40° à 50° vers le SE.

Outre ce changement d'inclinaison, l'observation directe sur le terrain (région du pâturage des Tseppes) fait voir que le massif paléozoïque avec son soubassement cristallin (le massif de Treutse à l'Aille) disparaît, comme dans un tunnel, sous la voûte des formations mésozoïques, coupant en biais l'axe de la zone de Chamonix.

Une certaine rigidité du cristallin (et du conglomérat carbonifère) a déterminé la surélévation de cette crête, tandis que la plasticité relative des schistes du Carbonifère qui se trouvent au NW de la crête de Treutse à l'Aille) est cause de la formation d'un creux.

Dans ce creux, formé pendant le mouvement alpin, se trouvent réfugiés et accumulés les éléments de la couverture autochtone.

Le bord sud-est surélevé de ce canal déterminait, entre autres, les arrachements locaux de l'autochtone, comme celui par exemple, que nous avons mentionné sur le pâturage des Tseppes, où le Malm et le Nummulitique viennent toucher directement le Carbonifère.

§ 4. La coupe du col de la Forclaz.

(Voir coupe IX de la planche II.)

Cette coupe ne nous donne presque rien de nouveau comparativement à la précédente.

En suivant le sentier du bisse, à partir du col de la Forclaz, on chemine dans le cristallin, puis on arrive au contact du synclinal à quelques mètres d'une carrière.

Le complexe, à partir de ce contact et jusqu'à la carrière, pourrait représenter du Jurassique d'un âge indéterminable, et du Crétacique.

Grâce à la carrière, nous sommes à même de voir une zone de broyage qui pourrait bien être la continuation de celle que nous avons constatée entre les deux Malms de Carraye.

Précisément dans cette zone se trouve une bande de calcaire marmorisé rubanné d'un jaune vif, orange ou verdâtre. Son aspect lithologique permet de le classer dans l'Aptien (marbre de Saillon et de La Bâtiatz). Plus au SE, nous trouvons du Malm, puis la série épaisse du Jurassique moyen et inférieur.

Près du bord sud-est de la série mésozoïque se trouve un synclinal de Lias pincé entre deux Trias, accident persistant, bien que secondaire, puisque nous avons déjà vu ce synclinal dans la coupe passant par le col de Balme.

§ 5. Les affleurements entre le col de la Forclaz et La Bâtiatz.

Entre le col de la Forclaz et La Bâtiatz (près de Martigny) se trouvent quelques affleurements appartenant au synclinal de Chamonix. Leur étendue est très restreinte et les conditions de leur gisement sont à tel point défavorables que leur étude ne fournit rien de nouveau pour la synthèse tectonique.

Le seul fait qui doit être mentionné, c'est que, dans la coupe, assez petite, que l'on relève dans le ravin au-dessus des Rappes, on remarque la présence de deux couches charbonneuses très minces et broyées, qui sont la prolongation des formations analogues, constatées par *M. Lugeon* (98) dans la coupe de La Bâtiatz et qui doivent être rapportées à l'âge nummulitique (voir fig. 7).

§ 6. La coupe de La Bâtiatz.

Nous possédons déjà dans la littérature géologique des dernières années deux descriptions de cette coupe, l'une est de *M. Lugeon* (98), l'autre de *E. Paréjas* (116).

Les réserves faites par *M. Lugeon* dans sa description s'imposent à nous jusqu'à présent. Lorsqu'il s'agit de roches qui, par suite du dynamométamorphisme, ont perdu nombre de leurs traits caractéristiques, chaque hypothèse concernant leur âge doit être soumise à une quarantaine des plus sévères.

Telle n'est pas l'opinion de *E. Paréjas*. Dans une coupe, comme celle de La Bâtiáz, où une grande partie des roches sont devenues uniformément et profondément métamorphisées, il poursuit la subdivision stratigraphique la plus détaillée. Pour diagnostiquer les roches, il est obligé évidemment de chercher des analogies. Mais elles sont quelquefois par trop imprudentes. Ayant cru découvrir dans la coupe de La Bâtiáz une bande de Trias ¹⁾ et en se basant sur les travaux de *M. Lugeon* (86) et de *E. Gagnébin* (92) qui mentionnent le Trias visible près du village de Saillon, *E. Paréjas* fait une liaison directe de son Trias imaginaire de La Bâtiáz avec le Trias qui existe dans l'excellent affleurement près du village de Saillon. Celui qui compare attentivement la coupe de La Bâtiáz avec celle de Saillon voit que la prolongation du Trias de Saillon se trouve, dans la région de La Bâtiáz, recouverte par les alluvions de la Drance, c'est-à-dire que ce Trias doit être cherché au SE de la Tour de La Bâtiáz.

Nous verrons dans un instant la raison de cette affirmation. Mais pour commencer, relevons une coupe complète du synclinal dans les environs de La Bâtiáz, en partant du cristallin de l'Arpille :

1° Phyllades se débitant en plaques sonores à contour net de diaclases régulières. C'est un porphyre quartzifère mylonitisé, qui se trouve dans la région de La Bâtiáz au flanc nord-ouest du synclinal de Chamonix, tandis que dans la région du col de Balme et du col de la Forclaz nous avons vu du porphyre quartzifère en contact avec le flanc sud-est du synclinal.

2° Schistes calcaires gris ou gris-foncé (puissance 6 m) fortement broyés à la base (Oxfordien-Dogger probablement).

3° Calcaire gris plus clair que le précédent, se débitant en plaques plus épaisses (puissance 25 m), par place légèrement échinodermique (Jurassique supérieur probablement).

4° Calcaire sériciteux et siliceux, plaqueté ou en bancs, sensiblement recuit dans toute sa masse ; dans sa partie sud-est complètement marmorisé. Ce marbre rubanné, plaqueté, est absolument analogue aux marbres de Saillon, reconnus par *M. Lugeon* (86) pour être de l'âge aptien. La partie nord-ouest de ce complexe peut être considérée comme du Crétacé moyen et inférieur.

5° Une zone de Calcaire broyé, des deux côtés de laquelle se trouvent des nids de charbon que *M. Lugeon* (98) attribue au Nummulitique, car dans les Hautes Alpes calcaires le charbon ne se trouve que dans le Tertiaire.

6° Calcaires gris du Malm, sur lesquels est construite la Tour de La Bâtiáz ²⁾, très échinodermique à sa base sur une petite épaisseur près de la couche 7.

Pour continuer notre coupe, nous sommes obligés de nous déplacer vers le SW. Près du pont par lequel on arrive dans les vignes qui recouvrent les pentes rocheuses de la rive gauche de la Drance, nous pouvons reprendre la coupe.

7° Schistes satinés, sériciteux à miches pyriteuses du Jurassique moyen.

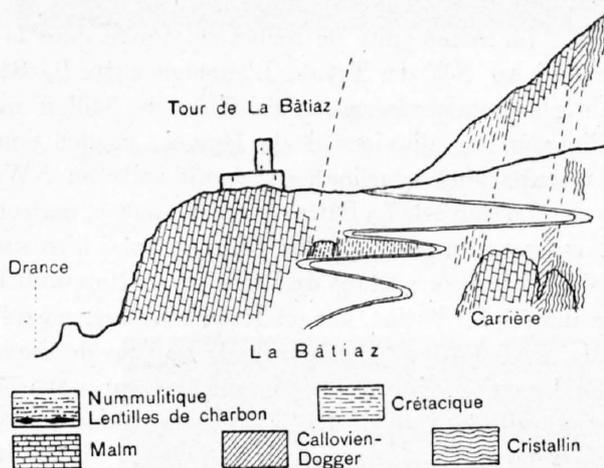


Fig. 11. Coupe de La Bâtiáz.

¹⁾ Malgré nos recherches les plus minutieuses, basées sur les indications précises de *E. Paréjas*, nous n'avons pu trouver ce Trias, par la raison qu'il n'existe pas. Notre confrère a probablement considéré comme Trias une roche broyée de quelques centimètres d'épaisseur, patinée en jaune par des sels de fer provenant de la terre végétale.

²⁾ C'est le calcaire de Malm le plus typique que l'on puisse voir et que, cependant, *E. Paréjas* considère comme Lias, par comparaison avec des roches analogues du synclinal de Chamonix. Nous avons n'avoir jamais vu rien d'analogue.

8° Calcaire gris plaqueté marneux à bélemnites (du Lias supérieur et moyen ?).

Maintenant, pour toucher sur place le dernier terme de la série, il faut se diriger de nouveau vers le SW, en suivant en amont la rive gauche de la Drance. De loin déjà, on peut voir dans les vignes une maison blanche en état de démolition. C'est un établissement de bains, à présent abandonné. La maison est appuyée contre un rocher et dans un affleurement très frais, derrière la maison, on reconnaîtra :

9° Un splendide quartzite de Lias moyen. Cette formation nous est déjà devenue familière par les affleurements du col de Balme. Elle se trouve aussi au col de la Forclaz.

Les numéros 2, 3, 4 et 5 de cette série représentent l'autochtone. Le numéro 5, le Nummulitique, joue le rôle du noyau du synclinal, dont le flanc renversé comprend les couches 6, 7, 8 et 9. Il faut ajouter à cela que le contact entre le numéro 5 (Nummulitique) et le numéro 6 (Malm) est anormal, la série n'étant pas complète.

Le même quartzite que le numéro 9 se trouve aussi, très développé, dans la coupe de Saillon, accompagnant le Trias sur ses deux flancs. Donc à Saillon nous avons deux bandes de quartzite liasique.

Il est évident que le quartzite de La Bâtiâz représente la prolongation d'une de ces deux bandes. Mais de laquelle des deux ? Le cortège des roches qui accompagnent le quartzite liasique de La Bâtiâz résoud le problème. Voici la série des roches du SE vers le NW : 1° quartzite ; 2° calcaire marneux ; 3° schistes argileux ; 4° Malm.

La même suite de roches se trouve dans la coupe de Saillon en partant du quartzite liasique, situé au NW du Trias. L'analogie entre La Bâtiâz et Saillon est si absolue que nous avons le droit de placer la prolongation du Trias de Saillon au SE du quartzite du Lias de La Bâtiâz, c'est-à-dire sous les alluvions de la Drance, ce que nous disions plus haut. La Bâtiâz nous montre donc la coupe d'un synclinal, qui ferait suite au NW à l'anticlinal de Saillon.

La coupe de La Bâtiâz a, en elle-même, une certaine analogie avec celle du massif de la Croix de Fer. Au-dessus du pâturage des Tseppes, aussi bien qu'en dessous des chalets de Catogne, nous avons une série autochtone allant du Bajocien au Nummulitique. Cette série est recouverte, en contact anormal, comme à La Bâtiâz, par un Malm renversé, séparé d'un autre Malm par une zone de broyage (les deux Malms de Carraye). A la zone de broyage de Carraye correspond, dans la région de La Bâtiâz, la série du Jurassique moyen et inférieur (avec un noyau triasique, visible à Saillon). Le Malm, sur lequel est construite la Tour de La Bâtiâz, serait donc analogue au Malm de la bande inférieure des deux Malms du sommet de Carraye (voir planche II et fig. 10).





1.

Calcaire ancien, digéré par le magma envahisseur.



2, 3 et 4.

Plissement du calcaire ancien.

Les parties en saillie sont les lits du calcaire à minéraux ou de la cornéenne calcaire ou de l'amphibolite.



Profils en coulisses à travers le synclinal de Chamoniex et le synclinal carbonifère Vernayaz-Châtelard

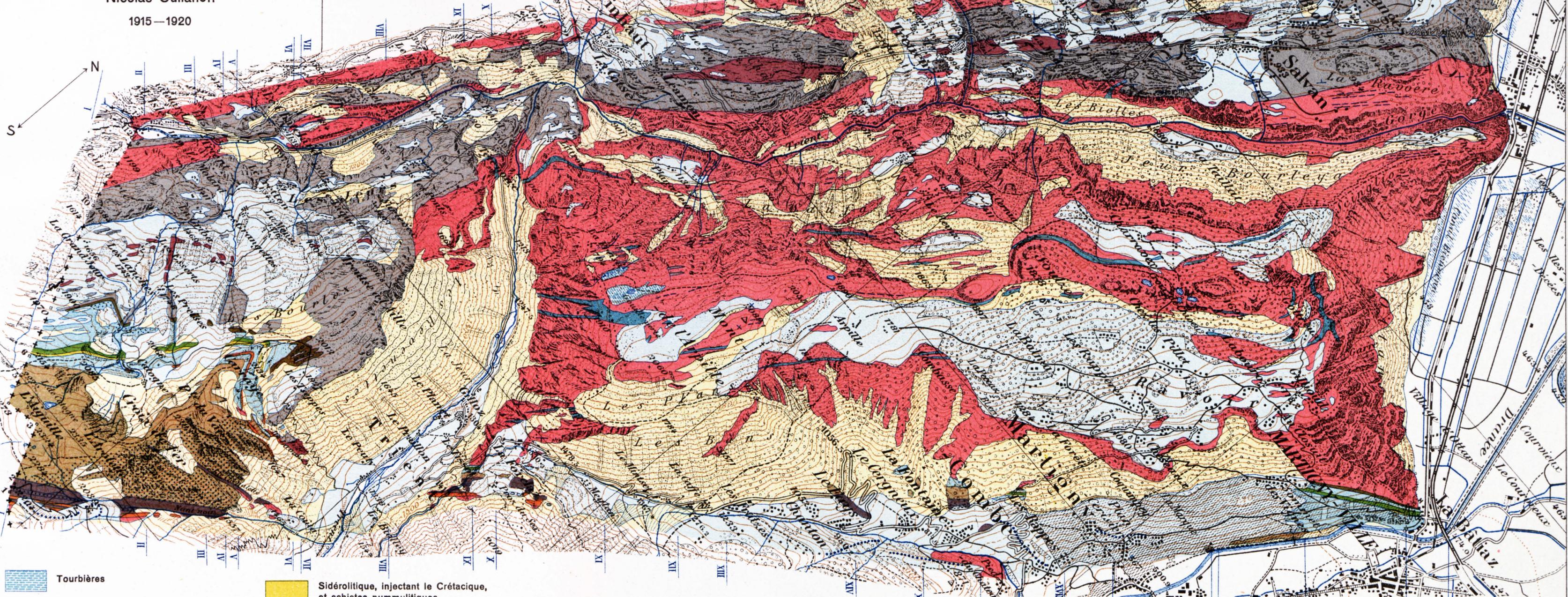
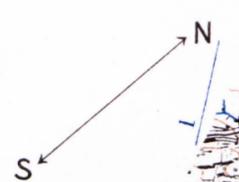
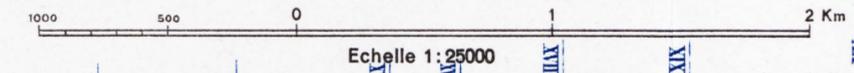
par Nicolas Oulianoff



Carte géologique de l'Arpille et de ses abords

par
Nicolas Oulianoff
1915—1920

- x Blocs erratiques
 - o Source en dessous de Trient
 - o Dolines
 - I-XXIV Traces des coupes
- horizontal
 - incliné
 - vertical
 - Charnières
- Plongement des couches



- | | | | | | |
|-----------------------------------|---|--|---|--|--|
| Tourbières | Sidérolitique, injectant le Crétacique, et schistes nummulitiques | Callovien et Dogger de la bordure nord-ouest de l'autochtone du massif de la Croix de Fer | Quartzite du Lias moyen | Permien | Trainées de roches basiques dans le gneiss |
| Alluvions | Crétacique | Complexe comprenant le Dogger le Lias sup. et le Lias moyen Facies échinodermique de ce complexe | Lias inférieur | Carbonifère | Schistes cristallins: micaschistes, cornéennes, gneiss, filons d'aplite et de pegmatite; porphyres quartzifères du massif du Montblanc |
| Eboulis, cônes de déjection | Jurassique supérieur | | Trias (et la zone d'écrasement entre deux Malms de Carraye) | Bandes du calcaire ancien avec leurs suites de roches basiques | |
| Glaciaire avec crêtes morainiques | Argovien | | | | |