ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE LA ZONE SYNCLINALE DE CEVINS
EN TARENTAISE (SAVOIE)

Par E. M. BUNGE.

PRÉFACE

La présente monographie a été commencée pendant l'été 1924. Je n'apporte qu'aujourd'hui seulement le résultat de mes recherches, par suite d'une interruption de cinq années passées aux Indes Néerlandaises, où j'ai pu commencer cependant l'étude pétrographique des matériaux récoltés.

Avant mon départ aussi bien qu'après mon retour j'ai trouvé autour de moi tous les conseils et les encouragements nécessaires pour mener à bien ma tâche.

Mes premiers remerciements vont à M. G.-A.-F. MOLENGRAAFF, qui a guidé mes premiers pas : ses cours, que j'ai suivis comme étudiant, ont éveillé mon amour de la géologie et inspiré ma vocation.

Je dois à M. H.-A. BROUWER, actuellement Professeur à l'Université d'Amsterdam, ma véritable orientation géologique; c'est lui qui m'a conseillé d'entreprendre une thèse dans les Alpes

occidentales et m'a recommandé à la bienveillance de W. Kilian; je lui en garderai toujours une très grande reconnaissance.

M. Grutterink, Professeur à l'Université de Delft, m'a fait l'honneur de m'appeler auprès de lui en qualité d'Assistant : j'ai tiré beaucoup de fruits de son enseignement de la pétrographie.

W. Kilian, dont je n'oublierai pas l'accueil cordial dans son Laboratoire de Grenoble, avait orienté mes premières recherches dans la région de Cevins et, pendant nos courses communes dans les montagnes de Tarentaise, je lui dois mon initiation aux grandes lignes de la stratigraphie et de la tectonique des Alpes Occidentales.

J'ai retrouvé auprès de M. M. Gignoux, son successeur à l'Université de Grenoble, la même bienveillance. Je dois à M. Gignoux le meilleur des idées générales développées ici, et je le remercie de la peine qu'il a bien voulu prendre pour me faciliter la composition et la présentation de mon travail; qu'il veuille bien accepter ici le témoignage de ma profonde gratitude.

M. L. Moret, Professeur à la Faculté des Sciences de Grenoble, s'est intéressé à mes recherches, et je le remercie d'avoir bien voulu m'adresser des critiques de tous ordres.

Enfin je dois une grande reconnaissance à M. E. Roch, Assistant à l'Université de Montpellier, qui, pendant nos communs séjours à Grenoble, m'a accompagné plusieurs fois sur le terrain et m'a donné beaucoup d'utiles conseils.

INTRODUCTION

A. — Situation géographique.

Cevins, petit village de quelques centaines d'habitants, est situé en Tarentaise, sur la rive droite de l'Isère supérieure.

Celle-ci prend sa source au glacier de la Vache, coule d'abord vers le NW jusqu'à Bourg-Saint-Maurice, puis s'infléchit vers le SW jusqu'à Moûtiers.

Là elle reprend sa direction initiale et recoupe obliquement les chaînes de montagnes jusqu'à Albertville, où elle s'infléchit de nouveau vers le SW en suivant la vallée du Grésivaudan jusqu'à Grenoble. Après avoir traversé les chaînes subalpines, elle se jette dans le Rhône en amont de Valence.

Le village de Cevins est situé à moitié chemin entre Moûtiers et Albertville.

La vallée de l'Isère est ici d'une grande beauté. Des deux côtés les montagnes s'élèvent rapidement jusqu'à plus de 2000 m. d'altitude. La vallée elle-même, large d'environ 100 m., est couverte de pâturages et de vignes pittoresques au milieu desquels serpente la rivière; la vitesse de l'eau y est d'environ 3 m./sec.

Les montagnes voisines atteignent une altitude maximum de 2689 m. (Grand Mont), tandis que les deux cols principaux, c'est-à-dire le Col de la Bathie qui mène à Beaufort et le Col de Basmont qui conduit en Maurienne s'élèvent jusqu'à 1800 m. au-dessus du niveau de la mer.

Plusieurs torrents se jettent dans l'Isère en formant des cascades, parfois d'une hauteur considérable au-dessus de la vallée; les principaux sont le Gruvaz et le torrent de Bénétant,

mieux connu sous le nom de ruisseau d'Arbine, sur la rive droite; le nant Bayat et le ruisseau Clément, sur la rive gauche.

La couverture de pâturages et de forêts gêne beaucoup les observations géologiques; seuls les abrupts rocheux et les ravins creusés par les torrents rendent possible la cartographie détaillée de la région.

B. — Situation géologique (planche I).

Comme le montre la planche I, la région étudiée fait partie de la « zone des massifs cristallins ». Ces massifs cristallins ne forment que la partie interne de la grande « zone alpine externe » (première zone de Ch. Lory), où les terrains mésozoïques ont un faciès généralement plus profond et dont la partie externe est formée par les chaînes subalpines. Vers l'Est on entre dans la « zone du Briançonnais », qui appartient aux zones intraalpines.

Toutes ces zones se laissent poursuivre de la Méditerranée jusqu'en Suisse, où les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges se trouvent dans le prolongement des massifs cristallins situés entre Moûtiers et Albertville. Vers le SW on entre dans le massif de Belledonne proprement dit.

On admet que cette zone de massifs cristallins formait une région presque émergée pendant l'époque triasique, ce qui est prouvé par l'état très réduit de cette formation partout où on la trouve sur les massifs (chaîne vindélicienne de Gümbel).

P. Lory [27] [1] a distingué dans la zone alpine externe, au Sud d'Albertville, trois unités :

1° La zone des collines liasiques;
2° Le rameau cristallin externe;
3° Le rameau cristallin interne.

---

[1] Les chiffres placés entre [] se rapportent aux numéros de la liste bibliographique.

La tectonique du rameau externe n'est point déchiffrable; c'est un massif monotone de schistes cristallins, où les formations post-hercyniennes manquent pour marquer les plis. Dans le rameau interne, plusieurs bandes de terrains mésozoïques permettent de se faire une idée approximative de la tectonique [33], qui y paraît beaucoup plus compliquée que dans le rameau externe.

Nous allons voir que dans la zone de Cevins, qui sépare nettement ces deux rameaux, les formations mésozoïques, le Houiller et les différentes formations cristallines peuvent nous conduire à faire une reconstitution assez vraisemblable de sa tectonique. Nous serons conduits ainsi à considérer la zone complexe de Cevins comme constituant les racines de la zone des collines liasiques, laquelle serait refoulée sur l'autochtone le long de la ligne marquée sur la planche [35, pl. I].

Quant au prolongement de la zone de Cevins vers le NE, les opinions sont partagées. P. Lory et Schoeller croient le retrouver dans le synclinal de Chamonix. Ritter admet plutôt que ce dernier synclinal vient se fondre au SW dans le Lias du synclinal de Courmayeur.

Comme nous le verrons, nos recherches prouvent que la zone de Cevins correspond à une grande dislocation, ce qui peut-être pourrait fortifier la première hypothèse.

Vers le SW, la zone de Cevins correspond très probablement, d'après P. Lory, aux lambeaux de Trias du Col de Claran et plus au Sud à la région de Fau-Laurent. La ligne de séparation des deux rameaux est indiquée sur la planche I; elle a été empruntée à l' « Itinéraire géologique à travers les Alpes françaises » [35].

Elle serait réduite à une simple cicatrice dans le Cristallin des deux rives de l'Arc.

C. — Travaux géologiques antérieurs.

Les premières observations géologiques sur les environs de Cevins datent déjà de plus d'un siècle. En 1795, dans un « Mémoire pour servir à la description minéralogique du département du Mont-Blanc » [1], il est déjà question des ardoisières de Cevins. L'auteur fait mention de l'opinion du citoyen Roche, qui regarde les bandes d'ardoises de Tessens, de Naves et de Beaufort comme la continuation de celles de Cevins.

Brochant de Villiers en 1808 [2] avait remarqué les schistes feldspathisés qu'il appelle gneiss ou schistes micacés porphyroïdes, à cristaux de feldspath, et qu'il n'a trouvés qu'en deux endroits, près de Cevins et près de Pesey.

En outre, près de Cevins, il fait mention de cornéennes ou amphibole compacte qui pourraient peut-être correspondre à nos schistes verts.

De Mortillet en 1850 [3] donne l'exemple suivant pour prouver l'excellente qualité des ardoises de Cevins : la Prison d'Etat de Miolans, près Saint-Pierre-d'Albigny, était entièrement couverte en ardoises de Cevins: celles-ci s'étaient si bien conservées qu'elles furent vendues comme neuves aux habitants des environs qui venaient les enlever. Mais, en ce qui concerne la carrière d'ardoises elle-même, sa situation très loin de la vallée de l'Isère, et, par conséquence, les frais de transport considérables, rendent l'exploitation peu avantageuse; aussi cette exploitation a dû cesser en 1929, malgré la qualité excellente des ardoises.

Alphonse Favre, dans son célèbre travail sur les Alpes de Savoie [5], donne un profil des environs de Bénétant.

Le granite de Cevins est comparé à la protogine du Mont-Blanc dans la Thèse de Mrazec [10].

Duparc et Ritter [11] font la même comparaison; ils font mention d'une différence de composition entre le granite de Cevins et celui de Beaufort. En même temps, ils signalent les

schistes verts et les schistes feldspathisés dans la vallée de l'Isère. De ces schistes verts, ainsi que du granite, ils donnent une description pétrographique. En outre, ils ont trouvé dans le granite des enclaves basiques qu'ils considèrent comme des restes non digérés des schistes encaissants; ils donnent une analyse du granite et de ces enclaves (voir chapitre III).

J. Révil a étudié la géologie des environs du Col de la Bathie [6]. Il fait mention d'empreintes végétales qu'il a trouvées dans le Houiller des carrières. Kilian et Révil [21, p. 73] signalent les carrières de schistes argileux au Nord de Pussy, tandis qu'Offret, qui a cartographié la région au Sud de l'Isère, ne parle pas spécialement des environs de Cevins [15].

Schoeller, dans sa thèse [33], décrit des schistes cristallins très peu métamorphiques près de Bénétant et des injections granitiques dans ces schistes au-dessous de la grande carrière. En outre, il signale quelques affleurements de Trias qui seront mentionnés aussi dans mon travail.

CHAPITRE I

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DES AFFLEUREMENTS (planche II)

Afin qu'on puisse retrouver sur le terrain les affleurements des différentes roches, qui sont parfois dissimulés sous une épaisse couverture végétale, je donnerai dans ce chapitre une description détaillée des endroits où j'ai pu observer ces affleurements. Surtout pour le Trias, qui est le point de repère de la tectonique, ils sont tous indiqués sur la planche II [1].

L'étude pétrographique détaillée, qui va suivre dans le chapitre III, nous permettra de classer les roches de la région de la manière suivante :

A) Roches sédimentaires d'âge connu qui, dans la zone des massifs cristallins, se trouvent en synclinaux pincés entre les formations cristallophylliennes.

Ce sont les ardoises noires du *Lias,* les grès-arkoses, les calcaires, les cargneules et les dolomies du *Trias* et les ardoises et grès anthraciteux du *Houiller.*

B) Roches schisteuses relativement peu métamorphiques, anté-houillères.

1° *Schistes verts,* parfois noirs et blancs;

2° *Schistes gris* ou verts pâles ressemblant plus ou moins aux schistes verts;

---

[1] Pour emplacer exactement ces points, on devra se reporter à la carte au 1/20.000e avec courbes de niveaux, sur laquelle la cartographie a été faite.

3° *Schistes carburés,* exploités autrefois dans la carrière au Nord des Bertrands;

4° *Quartzites blancs,* trouvés en un seul point dans les micaschistes.

C) Roches cristallines ou cristallophylliennes.

1° *Granite;*

2° *Schistes feldspathisés,* avec filons d'aplite;

3° *Schistes gris anciens;*

4° *Micaschistes,* avec quelques bancs d'amphibolites.

A) Roches sédimentaires d'âge connu.

1° **Le Lias.** — Entre les deux bandes de Trias (voir planche II) qui forment le point de repère de la stratigraphie et de la tectonique, on trouve le Lias qui est, comme partout dans la zone des massifs cristallins, d'un faciès vaseux profond (faciès dauphinois).

Faire l'énumération de tous les points où j'ai trouvé les ardoises grises, le plus souvent calcaires, du Lias, serait superflu. Je mentionnerai en quelques mots les affleurements principaux et les observations les plus intéressantes.

Sur la route qui mène de Cevins vers La Ville (rive droite de l'Isère), le Lias était en 1924 découvert d'une manière très nette. Actuellement les meilleurs affleurements, visibles à la suite de la construction de cette route, sont couverts de végétation.

La route monte en lacets dans le Lias, qui se compose ici d'ardoises schisteuses alternant avec des bancs plus compacts qui atteignent 20 cm. d'épaisseur. L'inclinaison des couches est variable. Quoique la formation soit souvent broyée, la pression orogénique semble avoir été ici moins intense qu'elle ne l'est souvent ailleurs. La stratification est bien visible et semble con-

corder avec la schistosité. Une disharmonie du plissement est visible tout près de Cevins.

Ce qui est important pour les ardoises du Lias, c'est leur altération grise, claire ou blanche, probablement due à des matières organiques; ce caractère permet de les distinguer des ardoises houillères.

En traitant les ardoises avec de l'acide chlorhydrique, on voit qu'elles sont très calcaires. Cependant, près de Cevins, on observe déjà de petits bancs qui ne contiennent que très peu ou pas du tout de chaux (point n° 27).

Malgré des recherches prolongées, je n'ai pas pu trouver de fossiles.

Près de La Ville, on pénètre dans un grand plateau liasique qui monte vers Planey. La formation s'y montre partout en petits affleurements.

Le Bourgeois est situé sur le Lias. Le Villard se trouve sur les micaschistes, juste à côté des ardoises.

La bande liasique a une largeur peu variable d'environ 300 m., et on peut la suivre facilement jusqu'à Planey. Plus vers le NE, de grandes forêts rendent impossible toute investigation.

Cependant, dans le bois de la Frachettaz, un ruisseau qui se déverse dans le torrent de Bénétant donne un profil complet des ardoises liasiques. On peut descendre ce ruisseau de 1400 à 1000 m., donc jusqu'à la route de Bénétant.

Ici les ardoises sont plus foncées que celles des environs de Cevins. La teneur en chaux est beaucoup moindre. De gros bancs sans calcaire alternent avec de petites couches calcaires.

L'inclinaison des couches est très constante. Il n'y a plus de disharmonie de plissement. La stratification est probablement effacée par la pression et on ne voit que la schistosité. Là non plus je n'ai pu trouver de fossiles.

Plus au Nord, dans le bois du Roc Sallier, nous retrouvons les ardoises dans le grand Nant. La bande de Lias s'est déplacée ici de quelques dizaines de mètres vers le SE, et il doit exister une petite faille ou une petite flexure entre les deux zones d'af-

fleurements. Plus vers le NW, je n'ai pas pu retrouver les ardoises à cause de l'absence de ravinements.

C'est à la Tête de Chappes (point 1565 M de la carte d'E.-M.), à quelques centaines de mètres au-dessus de Bénétant, qu'elles réapparaissent.

Ici elles ne contiennent plus de chaux. L'altération blanche, ainsi que des veines de calcite, nous prouvent cependant qu'on se trouve toujours dans le Lias. Cette absence de carbonate est très remarquable; on l'a constatée également pour les ardoises liasiques du Mont-Blanc [18, p. 180] [1].

En 1924, on avait commencé à percer un tunnel dans ce Lias de la Tête de Chappes. On espérait retrouver les ardoises houillères des grandes carrières, qui étaient très recherchées. A ce niveau actuel on comptait pouvoir diminuer les frais de transport qui rendaient l'exploitation des ardoises houillères peu avantageuse. En 1924, le tunnel avait une longueur d'environ 100 m. Cependant, malgré l'absence de calcaire, la qualité des ardoises liasiques est restée médiocre et, en 1929, on a dû cesser le travail.

En montant par le plateau vers le Col de la Bathie on se trouve toujours dans le Lias. Il n'y a, pour le prouver, que de mauvais affleurements sur lesquels l'attention est attirée par les surfaces blanches des schistes altérés.

Quand on atteint le col on oublie pour quelque temps les problèmes géologiques, tant la vue magnifique sur le Mont-Blanc captive l'excursionniste.

Cette montagne majestueuse, toute couverte de neiges éternelles, s'élève de la plaine jusqu'à plus de 4800 m. Les montagnes vertes, souvent de couleurs monotones, deviennent superbes quand on les voit se détacher sur le fond des glaciers du Mont-Blanc et sur l'azur du ciel environnant.

Mais, aussi pour les géologues, ce beau panorama est d'un

---

[1] D'après les analyses de Radian [7], au contraire, les ardoises liasiques contiennent toujours une assez grande quantité de $CaCO^3$.

intérêt incomparable. Le col et la vallée qui descend vers Arèches sont, au SW, bordés par une pente raide qui nous donne une coupe longitudinale naturelle. Cette vallée est creusée dans les ardoises liasiques. La bordure NW nous montre les mica-schistes. Les deux formations sont séparées par le Trias qui se trouve ici très bien développé.

Sur la rive gauche de l'Isère, la bande liasique est aussi facile à suivre que sur la rive droite.

Près de l'Isère, elle passe entre le ruisseau Clément et le petit ravin qui se trouve au-dessus de La Ville.

Les rochers de la rive gauche du ruisseau Clément montrent ici le meilleur affleurement : on y voit des ardoises toujours calcaires; l'inclinaison des couches est normale (60° vers le SE), la direction est un peu variable.

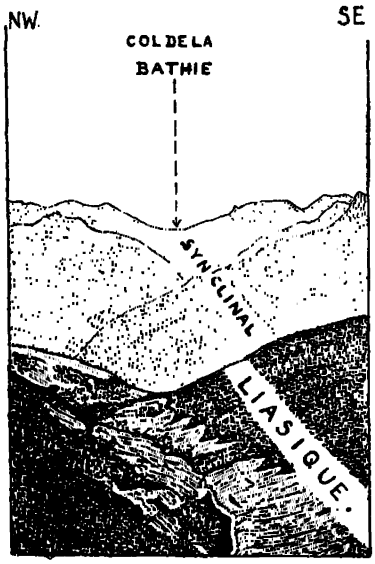


Fig. 1. — Croquis dessiné près du Col de Basmont, montrant le passage du synclinal liasique (laissé en blanc).

Vers le SW, les affleurements de Lias n'abondent pas. Dans les torrents accessibles qui se jettent dans le nant Bayat, on les

retrouve cependant toujours à côté du Trias et on peut suivre la bande d'ardoises avec une grande régularité jusqu'au Col de Basmont, où elle affleure d'une façon fort belle. Comme au Col de la Bathie, on a ici un très instructif panorama géologique. La descente de la vallée vers la Maurienne donne une coupe naturelle comme le montre la planche VII, 5. Les ardoises du Lias sont toujours calcaires.

La fig. 1 nous montre la situation du synclinal liasique entre le Col de Basmont et le Col de la Bathie.

2° **Le Trias.** — A cause de l'importance de cette formation, qui est le point de repère de la stratigraphie et de la tectonique, et à cause du nombre limité des affleurements, ceux-ci ont été tous indiqués sur la planche II au moyen de points numérotés :

N° 1. — Au-dessus de Montaz, sous le torrent qui forme une cascade dans les calcaires liasiques.

Calcaires blancs et cargneules; épaisseur environ 30 m.; un examen plus détaillé prouve qu'il y a des plis secondaires faisant réapparaître dans le Trias des lambeaux de roches voisines, surtout des ardoises liasiques [1].

N° 2. — Dans un petit buisson sur la rive gauche d'un ruisseau. Ce point, situé à 900 m. d'altitude, est difficile à trouver, mais c'est un des meilleurs affleurements près de Cevins. On observe sur les micaschistes, en allant du Nord au Sud : *grès-arkoses, schistes blancs calcaires à pyrite, cargneules et dolomies.* Epaisseur environ 10 m.

Entre les micaschistes et les grès-arkoses il y a concordance parfaite: direction N 20° E, inclinaison 67° S; mais, comme nous le verrons, cette concordance n'est qu'apparente.

---

[1] V. l'article de M. Gignoux dans le Livre jubilaire du Centenaire de la S. G. de France : on a peut-être ici affaire à des fragments de roches avoisinantes venant de beaucoup plus loin et amenés par les cargneules pendant les mouvements orogéniques [34].

Les grès-arkoses sont très laminés et diffèrent beaucoup de ceux près du Col de la Bathie.

N° 3. — Sur le sentier du Villard à Planey.

Cargneules. Les grès-arkoses et les calcaires font défaut.

N° 4. — Dans le bois de la Frachettaz, à la base du Lias [1].

Cargneules. L'affleurement est difficile à atteindre. A en juger d'après les blocs qu'on trouve dans le ruisseau, il n'y a là que des cargneules.

N° 5. — Dans le grand Nant, sous un petit pont, à la base du Lias.

Cargneules. Entre les points n°s 4 et 5 se trouve la petite faille mentionnée plus haut.

N° 6. — A l'Ouest de la Tête de Chappes, sur la route qui mène de Bénétant à la carrière d'ardoises.

Grès-arkoses, cargneules et dolomies. Très bel affleurement d'une épaisseur d'environ 3 m. Les couches triasiques ont une inclinaison plus faible que d'ordinaire et sont coupées par les micaschistes. Une faille superficielle doit avoir causé cette irrégularité.

N°s 7, 8, 9. — Sur la même route, des éboulis de *cargneules* font supposer la proximité de ces roches. Dans les petits ravins au-dessus du ruisseau d'Arbine, la couleur du sol trahit l'existence du Trias.

N° 10. — Juste à côté du confluent de deux ruisseaux se trouve une bande de *cargneules* épaisse d'un mètre, en parfaite concordance avec les micaschistes à l'Ouest et avec les ardoises liasiques à l'Est.

N° 11. — Col de la Bathie. C'est le meilleur affleurement des environs de Cevins. On peut suivre la bande jaune de *cargneules*

---

[1] Cet affleurement doit être le même que celui mentionné par SCHOELLER à la page 17 de sa thèse [33].

sur le versant Nord de la vallée descendant vers Arèche, et on y voit en même temps les *gypses* surmontant les cargneules. Au col, les gypses ne se montrent pas encore. L'épaisseur de l'affleurement y est d'environ 30 m. Les *grès-arkoses* sont d'une grande fraîcheur et contiennent des quartz roses. Ils sont à peine laminés. Ils paraissent ressembler tout à fait aux arkoses grossières à quartz rose de la vallée de Chamonix, décrits par Paréjas [23].

La discordance angulaire mentionnée par Ritter est visible. Cependant je n'ai pas pu trouver de contact direct entre micaschistes et Trias. La figure 2 montre comment on peut, à mon avis, se représenter les rapports de ces divers terrains.

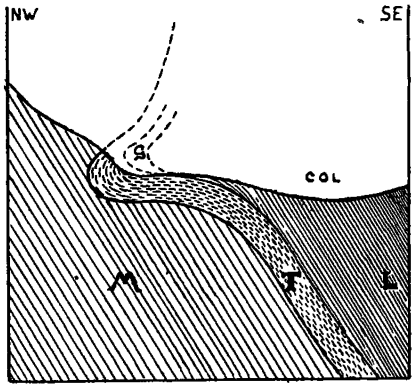


Fig. 2. — Coupe géologique schématique du Col de la Bathie.
L, Lias; G, gypse triasique; T, Trias; M, micaschistes.

Vers Arèche, il me semble qu'on voit le Trias sous les micaschistes. Les conditions d'affleurement du point n° 6 me semblent pouvoir s'expliquer d'une manière analogue.

Les points 1 à 11 forment une bande assez régulière.

Sur la rive gauche de l'Isère, on peut retrouver cette même bande.

N° 12. — Les *cargneules* donnent lieu à une petite cascade

dans un ruisseau. On peut apercevoir cet affleurement du fond de la vallée de l'Isère.

N° 13. — Ce point est difficile à trouver. Un étroit couloir dans la forêt montre les *grès-arkoses* et les *cargneules*. Le tout ne forme qu'une très mince bande de quelque dizaines de centimètres d'épaisseur. La formation semble être laminée entre les micaschistes et le Lias. Les micaschistes sont ici de couleur verte et ressemblent un peu aux schistes verts.

N°s 14, 15, 16. — Affleurements de *cargneules* concordantes entre micaschistes et Lias.

N° 17. — Mauvais affleurement sur la rive gauche du Nant.

N° 18. — Col de Basmont.

Bel affleurement. On peut suivre de l'œil la bande triasique septentrionale vers le SW où les *cargneules* forment une petite crête d'environ deux mètres d'épaisseur entre micaschistes et Lias.

La bande septentrionale de Trias formée par les points 1 à 18 est assez régulière. Quelques flexures sont visibles.

La bande méridionale est moins constante.

N° 19. — Au Nord de l'Isère on en observe un bel affleurement au point n° 19, sur le sentier qui mène du Gruvaz vers la route de La Ville. On trouve, à côté du Lias, d'abord les *cargneules*, puis des *calcaires blancs* très laminés, qui en s'approchant des schistes verts semblent devenir gréseux. Ils contiennent beaucoup de pyrite; plus bas, j'ai trouvé des quartzites bleus laminés à pyrite qui ne ressemblent cependant pas aux grès-arkoses.

Les cargneules du point n° 19 contiennent des bancs qui ont l'aspect d'une véritable brèche. On y trouve des fragments de calcaire liasique et des morceaux de schistes anciens. Il sera encore question de ces brèches dans le chapitre IV.

N° 20. — Une centaine de mètres au-dessus de la Camborcière,

sur la route de La Ville. Affleurement minuscule de *cargneules*. Plus au Nord on ne retrouve pas les cargneules, et il doit y avoir contact direct entre les schistes anciens et le Lias.

N° 21. — C'est seulement en ce point que quelques gros blocs révèlent l'existence des *cargneules* sous la terre végétale.

Sur la rive gauche de l'Isère, la bande semble plus complète.

N° 22. — *Cargneules* et *calcaires blancs;* ce sont surtout ces derniers qui sont visibles; ils ont un aspect très laminé.

N°s 23, 24, 25. — *Cargneules.* Ces points sont difficiles à atteindre.

N° 26. — C'est le meilleur affleurement de la bande triasique méridionale. On peut ici observer les *cargneules* du Trias tout le long du versant Sud de la vallée qui descend vers la Maurienne, entre le Lias et les schistes verts (planche VII, 5).

Les points 19-26 forment la seconde bande de Trias, laquelle est aussi régulière que la première. C'est seulement au Sud de La Ville qu'elle est étirée; mais les grès-arkoses font partout défaut.

Tandis que la première bande sépare le Lias des micaschistes, la seconde bande le sépare d'une formation ancienne qui ne ressemble guère à ces micaschistes (schistes verts).

La composition stratigraphique du Trias peut être résumée par le tableau suivant :

Lias.		
Dolomies	20 M.	Trias.
Cargneules		
Calcaires blancs ou bleus à pyrite	5 M.	
Grès-arkoses de base	5 M.	
Houiller et schistes anté-houillers.		

Cependant il me semble que presque partout l'épaisseur a été réduite par les mouvements orogéniques.

Sauf les deux bandes de Trias, il y a à mentionner deux affleurements très remarquables.

Dans la grande carrière d'ardoises de la Bathie, on voit les *cargneules* du Trias en contact avec le Houiller. L'affleurement n'est pas accessible. Cependant, il faut admettre une discordance entre les deux; les ardoises houillères étant inclinées normalement (environ 70°), tandis que le lambeau de Trias, qui apparaît au-dessus, semble d'une inclinaison beaucoup plus faible.

On retrouve la même bande à l'Est du Col de la Bathie, à l'endroit où le Trias affleure en gros blocs de *cargneules*, qui semblent se trouver entre le Houiller et les schistes anciens. Cependant cet affleurement n'est pas très net, et je ne crois pas que l'on puisse tirer des conclusions précises relativement à la position de ces cargneules entre le Houiller et les schistes anciens.

On peut encore remarquer que les cargneules apparaissent presque toujours dans les affleurements de Trias. Souvent les autres étages ne se retrouvent pas. Ces cargneules semblent avoir une grande résistance à l'érosion. Dans les ruisseaux elles déterminent souvent des cascades; près du Col de Basmont elles se montrent sous forme d'une petite arête entre les micaschistes et le Lias. D'ailleurs cette résistance à l'érosion caractérise un peu partout ces cargneules. Je puis citer par exemple Paréjas, qui en fait mention dans le synclinal de Chamonix [22].

Dans le chapitre IV, il sera encore question du rôle qu'elles ont probablement joué pendant les mouvements orogéniques.

3° **Le Houiller.** — Pour cette formation, les deux grandes carrières au-dessus de Bénétant sont très importantes. Dans l'Introduction il a déjà été question de ces carrières et de leur histoire. On peut y observer des *ardoises* et des *grès charbonneux* qui se trouvent à l'état de lentilles entre les ardoises. Celles-ci,

d'une couleur noire bleuâtre, ont une surface dure et un peu rugueuse. En les frappant, elles rendent un son très clair, et on peut facilement les distinguer de toutes les autres ardoises de la région. Jamais elles ne contiennent de chaux. L'altération se trahit par une couleur brune.

Les ardoises liasiques non calcaires de la Tête de Chappes (voir plus haut) leur ressemblent parfois. Leur surface plus lisse, leur couleur plus grise, leur altération blanche et la présence de veines de calcite prouvent qu'on se trouve là dans le Lias.

Dans les grandes carrières, on peut se convaincre de l'intensité des pressions orogéniques subies par le Houiller : non seulement les bancs de grès sont étirés en lentilles, mais encore l'inclinaison constante, d'environ 70°, fait supposer qu'ici on a plutôt affaire à la schistosité qu'à une stratification.

Néanmoins Révil [6] a pu y trouver des empreintes de Fougères houillères du genre *Pecopteris*. Ces fossiles se trouvent au Musée de Chambéry, déterminés comme *Pecopteris Platoni* Gr. Eury.

La couleur noire des ardoises et des grès est due à des matières charbonneuses, ce qui est bien visible en plaques minces (voir chapitre III).

Les deux carrières, celle de Bénétant et celle de la Bathie, se trouvent dans la même bande, et c'est dans la seconde carrière qu'on trouve les cargneules signalées plus haut.

Cette bande est à peu près parallèle à la bande mésozoïque. On la retrouve à l'Est de la colline 2170, où le Houiller est encore accompagné par le Trias.

Vers le SW, et à un niveau plus bas, la bande, qui près de la carrière de Bénétant a une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres, s'amincit rapidement. Au-dessus de la route, près du pont du Dard, sur la rive Nord de ce torrent, on retrouve le Houiller en couche mince entre les schistes anciens (point n° 32). Entre cet affleurement et la grande carrière, le Houiller est

accompagné d'une roche très caractéristique. C'est un schiste vert très clair, ressemblant tout à fait à une ardoise houillère, mais dépourvu de charbon. On pourrait appeler ces roches des ardoises vertes. Sur le terrain, leur position stratigraphique est difficile à fixer. Elles semblent appartenir au Cristallin malgré leur aspect sédimentaire et leur ressemblance avec les ardoises houillères (voir chapitre III).

Sur la rive gauche du Dard, les versants ne montrent plus trace du Houiller, qui semble complètement étiré.

Ce fait est très remarquable. Dans la région entre Bénétant et le Col de la Bathie, les formations semblent moins étirées que plus au SW.

Il y a dans la même région une autre bande houillère à côté du Lias : elle est aussi régulière que celle des grandes carrières, mais elle est moins épaisse.

Tout près de la Tête de Chappes, sur la route de Bénétant (point n° 30), on peut observer un affleurement de cette deuxième bande. Les ardoises y sont absolument dépourvues de chaux; leur altération en brun, ainsi que leur aspect, font supposer que c'est du Houiller; les grès cependant font défaut.

Au point n° 31 on retrouve la même formation, à côté des schistes anciens; le contact n'est point visible, néanmoins on est conduit à supposer là une discordance. En effet, le Cristallin, au SE, n'a qu'une inclinaison de 40°, tandis que les ardoises, au SW, sont inclinées jusqu'à 60°. La direction des deux formations est identique : N 40° E.

A l'Est du Col de la Bathie on retrouve la même bande à côté du Lias, et ici la preuve d'une discordance entre Houiller et schistes anciens est fournie par l'existence d'un *conglomérat houiller* entre les deux formations (point n° 35). On verra que ce conglomérat houiller a une grande importance pour la stratigraphie, car l'aspect du Cristallin près de Bénétant est tel qu'on pourrait être tenté de le rapprocher du Houiller.

B) Roches anté-houillères peu métamorphiques.

1° **Les schistes verts.** — Ce nom s'applique à un complexe de schistes verts, blancs et noirs, d'un aspect tantôt sédimentaire, tantôt plus cristallin. La couleur verte prédomine, et c'est à cause de cela que je les ai appelés les schistes verts. On les trouve partout stratigraphiquement au-dessous, tectoniquement au-dessus du Trias de la bande méridionale. Quand le Trias disparaît, au-dessous de La Ville, les schistes verts manquent en même temps, et on serait tenté de croire que les deux formations vont ensemble.

Le meilleur affleurement de ces schistes verts près de Cevins est le point où le Gruvaz commence à former son cône de déjections dans la vallée de l'Isère, sur la rive gauche du torrent (voir planche VI, fig. 2). En 1924 cet affleurement était très beau. Aujourd'hui la terre végétale le couvre en grande partie. L'affleurement se trouve non loin du point 19 de la planche II, où le Trias est compris entre le Lias et ces schistes verts.

On y voit des schistes verts, noirs et blancs, bien stratifiés et d'un aspect très frais et « jeune », à tel point qu'on pourrait croire à une formation post-hercynienne. Près du point n° 19, les schistes sont plus laminés et d'une couleur plus foncée.

Sur la rive gauche de l'Isère, à côté du Trias, on retrouve les mêmes schistes en plusieurs endroits. J'y ai observé des schistes noirs grisâtres, qui ressemblent tellement aux calcaires du Lias que seule l'absence de chaux permet de les en distinguer. Vers le Col de Basmont, on les rencontre toujours à côté du Trias, et au col l'épaisseur de la bande de schistes verts devient suffisamment grande pour en permettre une étude plus approfondie. Ici ils ont, surtout vers le SE, un aspect plus cristallin. On y

trouve des bandes assez épaisses de schistes noirs qui ressemblent beaucoup aux ardoises houillères des grandes carrières et aux schistes carburés; mais ils sont moins homogènes, et, en les étudiant attentivement, on observe qu'entre les parties noires il y a de très minces feuillets blanchâtres; en outre, ils ne contiennent pas de matières charbonneuses.

2° **Les schistes gris.** — Cette formation consiste en schistes gris et verts pâles et ressemble beaucoup à celle des schistes verts; néanmoins, la couleur en est moins prononcée et ils sont plus monotones. Comme les schistes verts, ils ont un aspect peu métamorphique et ils ressemblent même au Houiller. Les affleurements les plus caractéristiques de ces schistes gris se trouvent entre les deux bandes houillères, entre Bénétant et le Col de la Bathie.

C'est entre ces schistes gris et le Houiller que j'ai observé, près du Col de la Bathie, le conglomérat houiller, et ce sont encore les schistes gris qui, sur la route vers les grandes carrières, se trouvent en discordance sous le Houiller.

Un affleurement très intéressant est celui du point n° 33, sur cette même route, près de la grande carrière. Ici, la roche grise passe peu à peu à un schiste feldspathisé, et il me semble certain que les schistes gris et les schistes feldspathisés ne sont que deux types différents d'un même étage, tellement ils passent les uns aux autres sans interruption [voir aussi 33].

Ailleurs, dans toute notre région, on trouve des schistes gris qui ressemblent parfois au Houiller, mais ils ne sont nulle part si caractéristiques que près de Bénétant.

Toute la surface dessinée en vert pointillé sur la planche II consiste en un mélange de schistes verts et de schistes gris, dont les limites ne sont que fort schématiques. Cependant, à l'Est des grandes carrières, les schistes gris passent à des schistes d'un aspect beaucoup plus métamorphique, et ici on se trouve plutôt dans le vrai Cristallin. C'est pour cette raison

que j'ai indiqué ces schistes sur la planche II comme *schistes gris anciens.*

3° **Les schistes carburés.** — Le meilleur affleurement de ces schistes carburés dans les environs de Cevins est visible dans une ancienne carrière près des Bertrands (point n° 28), où la roche était exploitée autrefois comme ardoises. KILIAN et RÉVIL font mention de cette carrière dans leur ouvrage classique sur les Alpes occidentales [21, p. 73]. Ces ardoises sont plutôt argileuses et de qualité inférieure.

Ici les schistes carburés ressemblent aux schistes noirs décrits plus haut près du Col de Basmont. Mais ils sont franchement noirs et ils contiennent des matières charbonneuses. La largeur réelle de cette bande schisteuse est supérieure à celle indiquée sur la planche II. Entre Charvet et Darbeley on retrouve cette même bande très développée; les schistes carburés noirs y sont accompagnés de schistes blancs qui ressemblent beaucoup à ceux qu'on trouve dans les schistes verts près du Gruvaz.

En un seul point, près de ce dernier hameau, j'ai trouvé les schistes carburés accompagnés d'une roche gréseuse non charbonneuse qu'on pourrait considérer comme un grès houiller.

Sur l'autre rive de l'Isère, au point n° 29, il n'y a plus un seul affleurement de schistes carburés. Ou bien ces schistes ont été étirés, ou bien le métamorphisme dynamique les a rendus méconnaissables; j'inclinerais plutôt à la première hypothèse.

Vers le NW, on peut suivre la bande presque jusqu'au Gruvaz, et au NE de la Tournette j'ai trouvé un schiste analogue qui pourrait appartenir à la même formation; sous le microscope, ce schiste ne ressemble cependant plus au Houiller.

4° **Les quartzites dans le Cristallin.** — En un seul point, au Nord de La Ville (rive gauche de l'Isère), j'ai observé un banc de quartzites interstratifié dans les micaschistes; pour notre région, ces quartzites anciens n'ont donc qu'une importance

secondaire. Je les ai comparés aux quartzites des environs d'Albertville, auxquels ils ressemblent tout à fait (voir aussi chapitre III).

C) Roches cristallines et cristallophylliennes.

1° **Le granite.** — Le granite de Cevins est connu depuis longtemps (voir l'Introduction).

C'est une roche de première importance pour la région. Sa ressemblance avec la protogine semble être très grande.

On peut le décrire macroscopiquement ainsi : roche de profondeur, de couleur rose, holocristalline, panidiomorphe, contenant principalement du quartz, du feldspath et peu de mica, parfois gneissique, mais ayant conservé toutes les qualités caractéristiques d'un granite.

C'est sur la rive droite de l'Isère qu'on l'a remarquée pour la première fois. Il y a là une ancienne carrière donnant d'excellents affleurements; on y accède en prenant le sentier qui conduit à une carrière de schistes à feldspath, puis en tournant à gauche à la bifurcation.

La roche a ici un aspect très gneissique, par suite du dynamométamorphisme. Duparc et Ritter [11] y ont observé des enclaves de 20 cm. de diamètre, de couleur foncée, compactes ou encore schisteuses. Je n'ai pas pu retrouver ces enclaves; mais, dans les éboulis, j'ai trouvé une roche analogue qui pourrait provenir de la carrière.

Un autre affleurement excellent existe sur la crête, à l'Est du Col de Basmont : le granite y est tout pareil à celui de la carrière, mais il affleure sur une largeur beaucoup plus grande.

Entre le Col de Basmont et Cevins, on peut retrouver partout le granite à côté des schistes verts, et il est très remarquable de pouvoir suivre cette bande granitique comme si c'était un niveau stratigraphique.

Il me semble certain que la poussée alpine a étiré la forme

batholitique originelle, de sorte que l'ancien massif affleure actuellement sous forme d'une bande très régulière.

Au Nord du Gruvaz, je n'ai pu retrouver le granite faute d'affleurements. Près de Planey, il n'existe plus; les schistes feldspathisés se trouvent ici en contact avec le Lias.

2° **Les schistes feldspathisés.** — Ces roches, très caractéristiques de la région de Cevins, contiennent de grands cristaux macroscopiques de feldspath, qui nagent dans une pâte formée de traînées filamenteuses de séricite. Elles se rencontrent sous deux types principaux, représentés schématiquement dans la figure 3; la photographie (pl. VI, 3) montre un exemple de la structure du premier type.

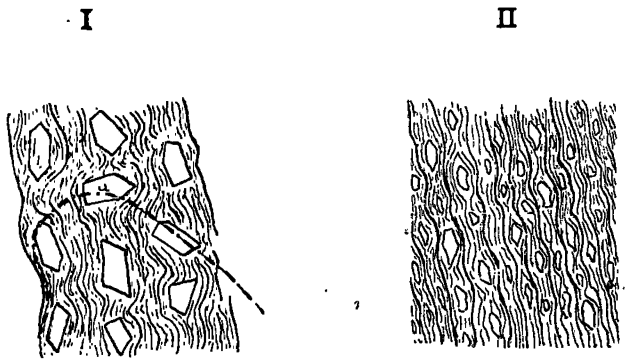


Fig. 3. — Les deux principaux types de schistes feldspathisés.
La ligne pointillée représente l'allure d'un pli secondaire (voir aussi planche VI, fig. 3) ; *a*, cristal de feldspath allongé perpendiculairement à la direction de la schistosité.

D'ailleurs, cette structure est très variable, et on trouve tous les passages entre ces deux types.

Le meilleur affleurement peut s'observer à la passerelle sur le Gruvaz, le long du sentier muletier de la Camborcière à Charvet.

Les roches, visibles ici sur les berges du torrent, consistent principalement en schistes feldspathisés du type I et ressem-

blent tantôt à une roche effusive acide, tantôt à un gneiss œillé. Les feldspaths, qu'on pourrait appeler des pseudo-phénocristaux à cause de leur ressemblance avec les phénocristaux des roches éruptives, sont très abondants.

Ces pseudo-phénocristaux sont parfois longs de plusieurs centimètres. Généralement ils ne sont pas alignés en files parallèles, tandis que chaque cristal est souvent orienté perpendiculairement à la direction de la schistosité (fig. 3 *a*).

Il semble qu'ici le dynamométamorphisme n'ait pas écrasé les grands cristaux et que leur orientation quelconque soit due à un plissement secondaire de la roche elle-même (voir fig. 3).

Dans ce même gisement, on trouve aussi des roches du type II, que je considère comme résultant d'un premier stade d'écrasement des roches du type I : les pseudo-phénocristaux sont brisés et se sont orientés parallèlement à la direction de la schistosité.

Au milieu de ces roches feldspathisées on peut observer des veines d'aplite en concordance avec les schistes. Il me semble certain que les schistes feldspathisés correspondent à la zone de métamorphisme de contact autour du granite qui ici a injecté les roches encaissantes [25, p. 325]. Un phénomène analogue a été signalé par A. Michel-Lévy [8] autour du granite de Vallorcine.

D'ailleurs, sur la planche II, on peut voir que ces schistes feldspathisés se trouvent à côté du granite.

Une localité où le type II de ces roches affleure est située au point n° 34. Ici se trouve une carrière où les schistes sont exploités pour l'empierrement des routes. La couleur y est plutôt verte, le clivage assez régulier.

A un point, sur la rive gauche de l'Isère, il y a une deuxième carrière de schistes feldspathisés [1]; ces derniers y sont encore plus écrasés et ils ressemblent beaucoup aux granites laminés

---

[1] La localité a été indiquée sur la planche II par une tache rouge.

de l'Echaillon, près Saint-Jean-de-Maurienne. Je crois cependant qu'ici ce sont bien des schistes feldspathisés laminés, car on trouve ces schistes juste à côté, développés sous le type I. Près de Planey, on les voit en contact avec le Lias, ou en tout cas les uns tout près des autres, sans qu'on puisse trouver d'autres schistes entre les deux. Ici ils sont du type II, qui est d'ailleurs beaucoup plus fréquent que le type I.

On peut les trouver ensuite partout où la carte (planche II) les indique. Les limites n'en sont que très approximatives.

Sur la rive droite de l'Isère, en s'éloignant du granite, ils sont parfois à peine reconnaissables, et on a alors des schistes cristallophylliens d'un aspect très monotone. Plus haut, près de Charvet, on se trouve plutôt dans des schistes gris ou verts; il en est de même dans le ravin du Gruvaz, au-dessus de la passerelle.

Sur la rive gauche de l'Isère, c'est de même près du granite que les schistes feldspathisés se montrent les plus caractéristiques; j'ai néanmoins, sur ma carte (pl. II), admis que ces schistes se prolongeaient assez loin vers le SE, parce que dans cette région les roches ressemblent plus à des schistes feldspathisés laminés qu'aux autres schistes cristallins.

Le point n° 33, déjà mentionné à propos des schistes gris, est intéressant parce qu'il permet de fixer l'âge relatif du granite (voir plus loin, chapitre II).

3° **Les schistes gris anciens.** — Il en a déjà été question à propos des schistes gris.

4° **Les micaschistes.** — Dans notre région, les micaschistes sont très répandus. On les trouve au NW entre Cevins et Albertville et au SE de la Planche.

Ils limitent donc la zone synclinale de Cevins des deux côtés; la bande occidentale de Trias repose partout sur les micaschistes, et ici la limite entre la zone de Cevins et les micaschistes est bien nette.

Vers le SE, il n'y a pas une limite bien définie. Elle correspond à peu près à la bande de schistes carburés. Néanmoins, près de la vallée de l'Isère, on en trouve aussi juste au NE de cette bande.

Du point de vue géologique, la monotonie de ces micaschistes les rend peu intéressants. Les petites variations qu'ils présentent ne sont pas suffisantes pour permettre d'y distinguer des subdivisions comme dans les schistes cristallins de la zone de Cevins.

On peut les étudier facilement près de la gare de Cevins et près du petit tunnel du chemin de fer. Ici la direction est N 50° E, l'inclinaison 60° S. Ce sont environ les mêmes valeurs qu'on trouve à peu près partout, aussi pour les autres formations.

La bande houillère de l'Ouest de Cevins, indiquée sur la carte géologique au 1/80.000 dressée par OFFRET, m'a semblé inexistante [1]. Il est vrai que les micaschistes y sont un peu plus foncés, même presque noirs; cependant on trouve des variétés analogues en bien d'autres endroits, et à mon avis ces schistes ne sortent pas du cadre ordinaire des micaschistes.

Il en est de même pour les amphibolites de la carte géologique. On trouve partout, parmi les micaschistes, des roches plus ou moins amphiboliques, et les bandes indiquées sur la carte au 1/80.000 ne me semblent pas suffisamment caractéristiques pour mériter d'être figurées. Il est vrai cependant que, sous la Mouche, il y a quelques points où les zones amphiboliques sont fréquentes.

Remarquons enfin qu'on rencontre en certains points, sous le Trias de la bande septentrionale, des micaschistes plutôt verts qui ressemblent un peu aux schistes verts, mais qui sont cependant plus métamorphiques.

---

[1] Cette bande n'est d'ailleurs pas marquée sur la vieille carte géologique de la Savoie de LORY, PILLET, VALLET.

CHAPITRE II

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTES ROCHES

1° **Le Lias.** — Dans la région étudiée, le Lias, du type dauphinois, comme partout dans la zone des massifs cristallins, ne m'a rien révélé de nouveau : on se trouve probablement dans le Lias calcaire, car généralement de gros bancs alternent avec des parties schisteuses.

Les variations de la teneur en calcaires, variations décrites plus haut, ne semblent pas correspondre à des niveaux stratigraphiques.

2° **Le Trias.** — La succession des étages triasiques est déjà donnée dans le premier chapitre : c'est la stratigraphie normale du Trias dans la zone des massifs cristallins.

Les grès-arkoses doivent correspondre au Trias inférieur du bassin germanique.

Les calcaires et les dolomies, presque toujours cargneulisés (Röthidolomit), sont probablement équivalents au Muschelkalk.

L'étage supérieur, celui des gypses et argiles bariolées, n'est pas développé dans la région. Vers Arèche, il apparaît au sommet de la série.

Quoique le Trias soit ainsi très réduit, les différents étages sont représentés : l'absence locale de certains d'entre eux, des grès, des calcaires et des gypses, doit certainement être attribuée à des étirements tectoniques.

3° **Le Houiller.** — Toute subdivision de la formation houillère est impossible dans la région de Cevins.

Au-dessus d'un conglomérat de base viennent des ardoises et des grès sans succession définie. Les grès sont souvent étirés et ne se retrouvent plus qu'à l'état de lentilles entre les ardoises.

Les ardoises vert très pâle, mentionnées plus haut dans le complexe des schistes houillers et ressemblant à ceux-ci, semblent, malgré leur aspect tout à fait sédimentaire, appartenir au Cristallin (voir chapitre III).

Quant aux grès et ardoises du vrai Houiller, ils appartiennent probablement au Stéphanien : c'est du moins l'âge qui leur a été attribué jusqu'à présent. Cependant, d'après les recherches de P. Bertrand et P. Pruvost dans le bassin de La Mure [24], ils peuvent aussi bien être rattachés au sommet du Westphalien.

Une détermination des fossiles existants au Musée de Chambéry pourrait peut-être fixer leur âge.

4° **Les schistes verts et gris.** — J'étudierai ces deux espèces de schistes simultanément, à cause de leur ressemblance. Tous deux sont des schistes tantôt très peu métamorphiques, tantôt d'un aspect cristallin. Les schistes sédimentaires préhercyniens de la bordure méridionale du synclinal mésozoïque constituent un complexe comprenant à la fois ces deux espèces de schistes.

Souvent il y a passage entre les deux, et on ne saurait pas toujours dire à laquelle des deux catégories ils appartiennent. Près de Cevins, par exemple dans le Gruvaz au-dessus du Pont, et près de Charvet, ils sont encore plus verts; vers Bénétant, ils deviennent moins frais et plus gris. D'ailleurs ils sont souvent plus cristallins, et on pourrait presque aussi bien les mettre dans le Cristallin normal, d'un aspect plus métamorphique.

Pour les schistes gris, il est prouvé qu'ils appartiennent au Cristallin, à cause du conglomérat qui se rencontre entre ces schistes et le Houiller. Sur la route, près de la grande carrière, on pourrait s'y tromper, car, là, les schistes gris et le Houiller passent les uns aux autres sans démarcation visible. Pour les schistes verts, il n'y a pas, dans la région, d'argument décisif

en faveur de leur âge préhercynien, houiller ou même triasique, car ils se trouvent toujours en contact avec le Trias et on pourrait supposer qu'ils appartiennent à cette formation. Cependant il n'en est pas ainsi. Il est vrai qu'en Maurienne il existe des schistes verts d'âge triasique; mais ils s'y trouvent au-dessus des grès-arkoses, tandis que les schistes verts de Cevins ont une position stratigraphique inférieure aux grès. De plus, j'ai eu l'avantage de voir ces schistes triasiques de Maurienne pendant l'excursion du Centenaire de la Société Géologique de France, et j'ai pu constater qu'il n'y a aucune ressemblance entre eux et nos schistes verts de Cevins.

On pourrait aussi être tenté d'attribuer les derniers au Permien.

Pour les schistes verts d'Arèche [21, p. 146, communications inédites de LACHAT], qui se trouvent là dans une position stratigraphique analogue à celle de nos schistes verts, c'est-à-dire à côté du Trias et dans le prolongement de nos schistes gris, KILIAN et RÉVIL se sont demandé si on ne pourrait pas les rattacher au Permien.

Quoique près de Cevins il n'y ait pas d'argument décisif pour dater nos schistes verts, je crois que leur ressemblance avec les schistes gris, leur aspect très cristallin au voisinage du granite près du Col de Basmont et enfin l'absence des schistes rouges si caractéristiques partout du Verrucano constituent des motifs suffisants pour les laisser dans les formations anté-stéphaniennes [1].

Je rattache donc les schistes verts, comme les schistes gris, au Cristallin.

L'extension des schistes gris et verts n'est pas limitée aux environs de Cevins. Comme nous l'avons vu, LACHAT (l. c.) les a trouvés près d'Arèche. SCHOELLER fait mention des mêmes

[1] D'ailleurs, leur situation à côté du Trias ne peut jamais nous donner une indication, car dans la région le Trias repose tantôt sur le Houiller, tantôt sur les schistes verts; les deux formations sont donc séparées par une discordance.

schistes dans la même région. Ils correspondent là aux schistes gris du Col de la Bathie, comme l'a montré SCHOELLER, qui les a suivis jusqu'à côté des grandes carrières de Bénétant. Ailleurs les auteurs font souvent mention de schistes analogues.

MICHEL-LÉVY [9, p. 12] fait mention du Houiller dans la montagne de Pormenaz, en discordance sur des schistes chloriteux parfois visiblement injectés par la protogine.

DUPARC et MRAZEC [18, p. 134] divisent les micaschistes du Mont-Blanc en cinq groupes, dont le dernier est caractérisé comme des roches à base séricitique ou chloriteuse, qui gardent encore un caractère manifestement détritique.

Plus loin, dans la Dent du Morcles, RENEVIER et GOLLIEZ ont signalé le Houiller en discordance sur des schistes verts [12, p. 220].

P. LORY [14] a décrit près d'Allevard, entre le Houiller typique et le Cristallin, une assise quartzo-sériciteuse métamorphique, intimement liée par son sommet aux poudingues houillers.

Tous ces schistes pourraient appartenir à la même formation que nos schistes gris et verts; mais ce parallélisme reste fort hypothétique; il est même probable que les schistes de Cevins sont en général moins métamorphiques. Tel paraît être l'avis de RITTER qui, sur la carte géologique de la France au 1/80.000 (feuille Albertville [17], leur a attribué la notation Xh; tandis que P. LORY compare les schistes quartzo-sériciteux des environs d'Allevard aux schistes à séricite supérieurs qui appartiennent à un type plus métamorphique.

Les schistes gris et verts représentent donc, à mon avis, une formation spéciale, et, comme on peut suivre ces schistes sur une grande distance, il est raisonnable d'admettre qu'ils représentent *un niveau stratigraphique dans le Cristallin.*

Près de Bénétant et près du Col de Basmont, ce niveau stratigraphique ressemble au Houiller, et on pourrait être tenté d'y voir un représentant de l'étage dinantien qui, dans le Plateau Central et dans les Vosges, se trouve aussi en discordance sous le Houiller [30, p. 176].

Quant à l'âge relatif des schistes verts et des schistes gris, il me semble que les premiers sont stratigraphiquement supérieurs aux seconds; car les schistes gris sont plus métamorphiques et ont été injectés par le granite; au contraire, les schistes verts n'ont pas été métamorphisés par le même granite. Cette hypothèse rend la tectonique plus compréhensible.

Entre les schistes gris et le Houiller il y a alors une discordance, caractérisée par le conglomérat de base du Houiller et l'absence des schistes verts (voir aussi chapitre IV).

5° **Les schistes carburés.** — Les travaux géologiques antérieurs mentionnent fréquemment, dans les formations préhercyniennes, des schistes carburés.

Dans le massif du Pelvoux, on trouve de tels schistes associés aux micaschistes; ils renferment jusqu'à 2 % de charbon [20].

Dans le massif du Taillefer, P. Lory a décrit des schistes argileux et riches en matières organiques, et passant à des schistes à séricite de teinte claire quand la matière organique manque [26]; il les attribue à l'étage le plus récent des terrains cristallophylliens de la zone de Belledonne.

Ces schistes ainsi décrits en dehors de notre région pourraient être les mêmes que nos schistes carburés de Cevins, lesquels, d'après l'analyse pétrographique, sont assez pauvres en charbon.

Il est difficile de dire si, près de Cevins, les schistes carburés appartiennent à la même unité stratigraphique que les schistes verts et gris, ou si au contraire on doit les laisser dans la série des micaschistes, au milieu desquels ils affleurent près des Bertrands.

Parfois on les trouve accompagnés de schistes blancs; leur ressemblance avec les schistes verts, qui montrent souvent aussi des alternances de schistes blancs et noirs, est alors très grande: c'est ainsi que les schistes noirs décrits plus haut au Col de Basmont leur ressemblent beaucoup.

Kilian et Révil [21, p. 73] attribuent à nos schistes carburés un âge carbonifère, et la roche gréseuse que j'ai trouvée en un

point à côté des schistes carburés serait une indication en faveur de cet âge.

D'autre part, l'étude microscopique nous montrera qu'ils ont un aspect plus métamorphique que les schistes gris et verts attribués par moi à la série pré-houillère. Sans pouvoir apporter d'argument vraiment décisif et en me basant surtout sur leur structure microscopique, je me suis décidé à laisser ces schistes carburés dans le grand complexe des schistes cristallophylliens.

6° **Le granite et les schistes feldspathisés.** — La mise en place du granite est postérieure au dépôt des schistes gris. En effet, nous avons déjà vu qu'au point n° 33 ces derniers contiennent des bancs injectés et granitisés tout à fait pareils aux schistes feldspathisés qui constituent l'auréole de métamorphisme de contact autour du massif granitique.

Ainsi les schistes feldspathisés ne seraient autres que des schistes gris métamorphisés par le granite.

Si nous admettions pour les schistes gris un âge anté-houiller récent, par exemple dinantien, le granite de Cevins serait donc un granite hercynien récent, analogue à beaucoup de granites des Vosges et du Massif Central; dans ces deux dernières régions, le Dinantien est en effet caractérisé par des intrusions granitiques peut-être contemporaines de la fin des grands plissements hercyniens (anté-houillers); nos granites de Cevins seraient aussi, sinon « post-tectoniques », tout au moins « fini-tectoniques », et nous aurions ainsi un exemple à l'appui des hypothèses récemment proposées par M. Lugeon (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 190, 1930) sur la genèse des massifs granitiques dans les grandes chaînes de plissements.

Malgré le caractère hypothétique de ces évaluations d'âge, tant pour les schistes gris que pour le granite qui les injecte, il est cependant indéniable que notre granite de Cevins est certainement postérieur au complexe des schistes gris et verts, lesquels sont certainement plus récents que les vrais micaschistes

de la région. Le métamorphisme de ces derniers est donc un « métamorphisme général » bien plus ancien que le granite, et nous sommes ainsi d'accord avec les idées émises depuis longtemps par P. TERMIER pour le massif du Pelvoux.

7° **Les micaschistes et les schistes gris anciens.** — Dans la région à l'Est de Bénétant on pourrait, au premier abord, croire que les schistes gris anciens se relient sans interruption aux schistes gris récents. Mais on sait combien, dans ces formations anciennes des Alpes, il faut se défier de ces apparences de passages continus. Ainsi nous avons vu que les schistes gris récents, qui semblent en certains points passer au Houiller, en sont séparés en réalité par un conglomérat de base marquant une discordance.

Au contraire, les schistes gris anciens, déjà très métamorphiques, paraissent bien plutôt se relier à la série des vrais micaschistes. Dans cette série, toute tentative de stratigraphie est rendue absolument impossible par la structure en écailles, à tectonique très compliquée. Tout ce que l'on peut dire, c'est que l'on a affaire ici à des sédiments paléozoïques très anciens, plus anciens que les schistes gris et verts, lesquels marqueraient les derniers termes de la sédimentation anté-houillère.

CHAPITRE III

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES DIVERSES ROCHES (planches IV et V)

Quoique l'étude pétrographique des roches cristallines soit plus intéressante que celle des schistes sédimentaires post-hercyniens, j'examinerai aussi ces derniers, et je tâcherai de donner une analyse complète des principales roches de la région.

Pour chacun des différents types de roches, j'ai examiné si possible des coupes d'échantillons prélevés en plusieurs localités différentes; dans mes descriptions, j'ai souvent choisi un échantillon particulièrement caractéristique.

1° **Le Lias** (microphotogr. n° 1). — Les détails microscopiques des schistes du Lias ne sont visibles qu'à un fort grossissement.

Les minéraux sont les suivants :

La Calcite. — Dans un échantillon récolté près de Cevins, presque toute la plaque est formée de cristaux de ce minéral; la dimension des cristaux varie peu et ne dépasse guère un dixième de millimètre; elle est assez uniforme pour tous les cristaux.

La texture est celle d'un calcaire grenu; les cristaux sont allongés dans la direction de la schistosité, qui est parfois assez prononcée.

Les plages cristallines montrent presque partout distinctement le clivage du rhomboèdre p; des mâcles suivant b' sont fréquentes; souvent les plans de clivage sont tordus. On ne voit point de restes de fossiles.

Des recristallisations locales semblent avoir influencé la texture : on voit de petites veines de calcite secondaire, où les cristaux sont orientés perpendiculairement à la direction de la veine; les cristaux dans ces veines sont plus clairs que ceux de la masse principale.

Dans les échantillons, qui ne donnent pas d'effervescence avec l'acide chlorhydrique, la calcite fait complètement défaut. Un échantillon d'ardoise récolté dans le tunnel à la Tête de Chappes me l'a prouvé.

Le Mica. — Ce minéral est très rare dans les coupes. C'est un mica blanc détritique déjà altéré et à faible biréfringence. Les plans de clivage sont souvent distinctement tordus.

Dans les coupes d'échantillons non calcaires, les paillettes de mica sont souvent de dimensions minuscules et à peine visibles.

Le Quartz. — Dans les échantillons calcaires on peut observer, entre les cristaux de calcite, de petits grains transparents sans clivage et à faible biréfringence. L'indice de réfraction ne semble pas dépasser celui du baume de Canada. Souvent l'extinction est roulante. Dans un échantillon non calcaire où ces petits grains étaient plus abondants, j'ai pu me convaincre qu'ils sont uniaxes et de signe positif.

Malgré leur indice de réfraction moins élevé que d'ordinaire, ces petits grains semblent être du quartz.

Les oxydes de fer et les matières charbonneuses. — Ce sont surtout les échantillons sans calcite qui sont parfois imprégnés de ces minéraux, lesquels rendent l'analyse microscopique assez difficile.

Les oxydes de fer, c'est-à-dire l'hématite et la magnétite, forment parfois de plus grands cristaux à formes cristallines distinctes.

Par suite de cette imprégnation d'oxydes de fer et de charbon, le minéral qui remplace la calcite dans ces ardoises non cal-

caires est difficilement déterminable : il ressemble au quartz déjà signalé; la biréfringence cependant n'est qu'à peine visible et souvent il semble monoréfringent. C'est probablement du quartz peut-être transformé en calcédoine.

Ces schistes liasiques non calcaires sont ainsi de vraies ardoises ; au microscope, ils ressemblent beaucoup plus aux ardoises houillères qu'aux schistes calcaires du Lias, mais le charbon y est moins abondant.

Il est impossible d'admettre que ce sont les actions dynamiques qui ont ainsi modifié les schistes; on a certainement affaire ici à deux faciès du Lias qui ne semblent pas correspondre à des niveaux stratigraphiques différents.

2° **Le Trias.** — *a*) Les Grès-arkoses (microphotogr. n° II). — Comme le montre la photogr., la roche est formée de quartz et de feldspath, nageant dans une masse sériciteuse très fine. L'échantillon photographié ici provient du Col de la Bathie et nous montre que les pressions orogéniques ont peu influencé la roche.

Dans un autre échantillon, récolté au-dessus des Teppes, les cristaux de quartz et de feldspath sont plus serrés les uns contre les autres et se touchent souvent. La pâte sériciteuse, dont l'orientation est nettement prononcée, ne remplit souvent que les interstices entre ces éléments.

Le Quartz. — Les cristaux sont tantôt arrondis, tantôt anguleux; souvent ce ne sont que des fragments de cristaux; l'extinction roulante est fréquente.

Parfois les éléments quartzeux consistent en plages d'une structure granulitique tout à fait analogue à celle qu'on observe dans les roches cristallines.

Le Feldspath. — Quoique moins abondant que le quartz, le feldspath ne fait pas défaut. Il est plus trouble que le quartz, et au microphoto on peut facilement l'en distinguer. Presque tous les cristaux ne sont que des fragments.

Certains sont faits d'orthose et de microcline à réfringence moins élevée que celle du baume de Canada et de signe négatif. D'autres consistent en plagioclase acide avec mâcles de l'albite, ou de péricline, à réfringence plus élevée et de signe positif; les lamelles des mâcles ne sont généralement que légèrement tordues.

On observe souvent des associations avec du quartz à texture graphique, comme celle de la micropegmatite, et des associations d'orthose et de plagioclase.

La Muscovite. — Quelques très belles paillettes sont parfois visibles; cependant elles sont assez rares.

La biréfringence élevée est caractéristique.

La Séricite. — La pâte dans laquelle nagent les cristaux de quartz et de feldspath consiste entièrement en séricite. On a l'impression que celle-ci provient de l'altération des feldspaths, car on trouve des cristaux de ce minéral partiellement transformés en séricite. Aussi, dans les échantillons plus laminés, le feldspath est moins abondant et il ne reste plus guère que le quartz comme élément incolore.

Les autres minéraux. — Ils ne jouent qu'un rôle subordonné. J'ai pu trouver quelques oxydes de fer, comme le fer oligiste et la limonite, ainsi que quelques cristaux de calcite secondaire.

D'après leur texture et leur composition, ces roches de la base du Trias sont de vraies arkoses.

Les éléments acides du granite y sont tous présents; ceci prouve que pendant la sédimentation du Trias les granites étaient déjà mis à nu par l'érosion.

L'extinction roulante du quartz, la torsion des mâcles des lamelles de plagioclase, ainsi que la formation des plages de quartz granulitique, semblent dater d'avant la sédimentation de la roche : c'est ce que prouve, par exemple, l'aspect peu laminé de l'échantillon du Col de la Bathie, où j'ai observé ces phéno-

mènes et où la pâte sériciteuse semble protéger ces éléments contre la pression orogénique.

b) Les Calcaires. — Un échantillon provenant d'une bande calcaire intercalée dans les cargneules du point n° 2 est entièrement constitué par de la calcite assez grossière, à texture en mosaïque; le clivage et les mâcles sont bien visibles.

En certains endroits, les cristaux sont brisés, mais la texture reste la même.

Quelques quartz isolés sont visibles.

Comme minéraux ferrugineux on observe de l'ilménite décomposé en leucoxène.

D'autres échantillons, par exemple ceux récoltés au-dessus des Teppes, et ceux du point n° 19, au contact avec des schistes verts, contiennent beaucoup plus de quartz et de séricite et sont beaucoup plus laminés. Il me semble qu'à ce contact il y a peut-être un mélange de schistes verts et de calcaires du Trias dû aux mouvements orogéniques, car il est probable que le contact entre ces deux formations est un plan de contact anormal (voir chapitre IV).

c) Les Cargneules (microphotogr. n° III). — De cette roche, décrite et étudiée déjà maintes fois, par exemple [23], j'ai pu trouver un échantillon très propre à l'analyse microscopique.

Les cargneules montrent sous le microscope le même aspect caverneux qu'à l'œil nu et à la loupe.

Les éléments, principalement de la calcite ou de la dolomie, semblent de différentes origines.

Il y a des parties, colorées par la limonite, d'une texture finement grenue; les contours des cristaux ne sont visibles qu'à de forts grossissements; le clivage du rhomboèdre, si fréquent dans les cristaux frais, et les mâcles suivant *b'* font probablement défaut.

D'autres parties montrent un aspect tout différent : les cristaux sont admirablement frais; le clivage est excessivement

bien développé. La texture est tantôt en mosaïque, tantôt celle d'un marbre. Les mâcles *p* sont abondantes; la pression les a parfois tordues d'une manière remarquable.

On peut constater que les cristaux frais ont remplacé partiellement les parties ferrugineuses, car c'est dans les fissures de ces dernières qu'on peut souvent les observer.

Entre les parties ferrugineuses, ainsi partiellement remplacées par du carbonate de néoformation, se trouvent des parties d'un aspect purement détritique. Ici la roche n'est plus formée presque uniquement de calcite ou de dolomie : c'est plutôt un mélange de grains détritiques, consistant en carbonates, en quartz et en micas. La pyrite, ou bien une pseudomorphose de fer oligiste qui, sous forme de petits octaèdres, se trouve en quantité considérable dans les parties ferrugineuses, forme ici de plus grands cristaux sans formes cristallines.

La roche a donc une structure microscopique nettement hétérogène.

On attribue ce type de structure à des actions hydrothermales dissolvant les parties calcitiques en donnant à la roche l'aspect caverneux.

L'étude des échantillons de Cevins montre bien des phénomènes analogues. Malheureusement, il est très difficile de distinguer la calcite de la dolomie sans traitement chimique. Sous le microscope, on peut seulement constater que les parties ferrugineuses, peut-être dolomitiques, ont été transformées partiellement en un carbonate de néoformation, probablement de la calcite, et que cette transformation peut avoir été produite par des circulations d'eau dissolvant la calcite en la concentrant à certains endroits parmi les parties ferrugineuses. L'existence des parties détritiques dans la coupe semble être due aux mouvements orogéniques. J'ai déjà fait remarquer plus haut qu'on trouve sur le terrain des fragments de schistes anciens et de Lias dans les bancs de cargneules, et je crois que les parties détritiques, visibles sous le microscope, pourraient correspondre à de tels éléments étrangers, mais avec des dimensions plus

petites. De telles observations ont déjà été faites souvent dans les cargneules triasiques des Alpes, et P. TERMIER a pu dire que toutes ou presque toutes ces cargneules étaient des mylonites.

La microphotogr. montre la structure que nous venons de décrire d'une façon très claire.

3° **Le Houiller.** — *a*) LES GRÈS (microphotogr. n° IV). — Du point de vue pétrographique, les grès houillers ressemblent beaucoup aux arkoses du Trias. Cependant les éléments incolores n'y consistent qu'en quartz, dont les cristaux sont plus arrondis que ceux des grès triasiques. Les feldspaths semblent complètement altérés en séricite.

De plus, la roche a un aspect beaucoup plus laminé. La séricite ne remplit que les interstices entre les quartz, et toute la roche montre une schistosité extrêmement nette.

Ce qui caractérise ces grès au premier coup d'œil, ce sont les bandes de séricite, imprégnées de matières charbonneuses, qui enveloppent les cristaux de quartz et qui sont très visibles dans les plaques minces.

Les belles paillettes de muscovite sont plus fréquentes que dans les arkoses triasiques; les plages de quartz granulitiques y sont plus rares.

On pourrait définir les grès houillers comme des arkoses laminées, et, à mon avis, les arkoses du Trias et les grès houillers ont dû être primitivement des roches tout à fait analogues; mais l'effet des deux périodes de plissements que les grès houillers ont subies se traduisent sous le microscope par un aspect beaucoup plus laminé.

b) LES ARDOISES. — Les ardoises houillères ne se prêtent guère à l'étude microscopique.

Toute la roche est imprégnée de matières charbonneuses et on ne voit que de tout petits grains de quartz et de séricite entre les taches noires, qui obscurcissent presque toutes les plaques minces.

Le minéral qui est imprégné par ces matières charbonneuses n'est pas déterminable; ce sont probablement des éléments argileux et siliceux comme ceux des ardoises liasiques non calcaires.

Sous le microscope, ces deux espèces d'ardoises se ressemblent beaucoup; cependant le houiller est beaucoup plus charbonneux que le Lias; en outre, les ardoises houillères sont plus laminées, comme le prouve l'orientation très nette des taches charbonneuses.

Un échantillon d'un schiste récolté entre Bénétant et la Tournette ressemblait sous le microscope tout à fait au Houiller, de sorte qu'il est probable que ce schiste appartient à cette formation.

4° **Les schistes verts** (microphotogr. n° VI). — Voir aussi la description pétrographique de Duparc et Ritter [11].

La roche a un caractère nettement détritique et consiste principalement en quartz, feldspath, séricite et chlorite. Le quartz est généralement plus clair que le feldspath, lequel est parfois mâclé et alors facile à reconnaître. Quand les mâcles font défaut et quand le feldspath est encore frais, il est parfois très difficile à le distinguer du quartz, surtout à cause du caractère biaxe que semble avoir parfois ce dernier minéral dans des schistes laminés [29, p. 100].

En général, la texture est granoblastique et légèrement schisteuse. Cependant tous les stades d'écrasement peuvent être observés.

Il y a des échantillons, comme celui de la microphotogr., fig. VI, récolté près de Cevins, où la schistosité n'est pas très prononcée et où la séricite et la chlorite forment une masse dans laquelle les éléments détritiques sont dispersés.

Il y en a d'autres où la schistosité est beaucoup plus manifeste et où la masse sériciteuse et chloriteuse est étirée en forme de bandes très distinctes entre les éléments incolores.

Dans les échantillons les plus laminés, par exemple dans ceux

recueillis près de l'affleurement triasique du point n° 19, on voit les bandes de séricite alternant avec du quartz fortement écrasé.

Les deux dessins ci-dessous figurent les deux derniers stades d'écrasement.

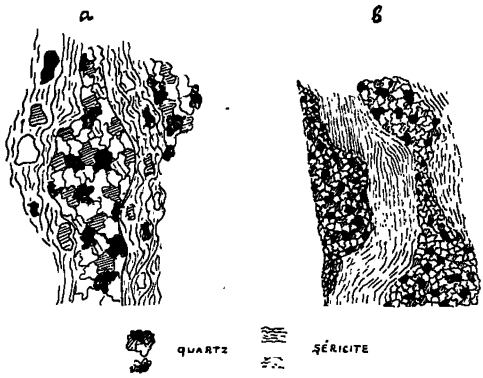


Fig. 4. — Stades d'écrasement des schistes verts.
a, premier stade; *b*, second stade.

Dans le premier stade le quartz et le mica se trouvent plus enchevêtrés que dans le second stade.

La roche non ou très peu écrasée est représentée par la microphotogr., planche IV. Sur cette photogr., la séricite n'est pas bien visible; elle se trouve cependant partout entre les minéraux incolores.

Le Quartz est d'un aspect très clair, généralement à extinction roulante. Des plages de quartz granulaires sont fréquentes. Les dimensions des cristaux varient suivant le stade d'écrasement.

Le Feldspath. — Comme nous l'avons dit, il ressemble parfois beaucoup au quartz. Généralement il contient des paillettes de séricite et a un aspect un peu trouble.

Souvent les cristaux clairs, sans mâcles, ne sont déterminables que quand on peut distinguer les lignes neutres en lumière convergente.

C'est en majeure partie de l'albite ou de l'oligoclase, car le

signe optique est probablement positif, tandis que l'angle d'extinction des lamelles dans les coupes perpendiculaires au plan de symétrie ne dépasse guère 10 à 15°. Les cristaux à signe négatif que j'ai cru trouver pourraient être de l'orthose.

Les mâcles de Karlsbad et les mâcles de l'albite sont fréquentes.

La Séricite et la Chlorite. — Il y a un mélange très intime de ces deux minéraux. C'est la chlorite qui colore les schistes verts: on la voit partout au milieu des éléments détritiques.

Dans certains échantillons, j'ai pu l'étudier facilement en lumière convergente : le signe optique est négatif; l'angle des axes est très petit; parfois le minéral semble uniaxe.

C'est probablement de la pennine, quoique le signe optique de ce minéral soit changeant et plutôt positif.

Dans mes coupes, je n'ai pas pu reconnaître l'amphibole signalée par Duparc et Ritter; il est vrai que mes échantillons ne provenaient pas de la même localité.

Les oxydes de fer. — Ils sont abondants dans les coupes. J'ai pu trouver de la magnétite et de l'ilménite transformées en leucoxène.

L'Apatite. — J'ai pu en observer quelques petits cristaux.

La Tourmaline. — Elle est très rare : quelques paillettes détritiques sont visibles.

L'Epidote. — Dans un échantillon provenant du Col de Basmont j'ai trouvé toute une traînée de grains d'épidote, polychroïques de jaune à incolore. Dans cette même coupe il y a des veines de *calcite* secondaire.

5° **Les schistes gris** (microphotogr. n° V). — Quand on compare sous le microscope ces schistes gris aux schistes verts,

on remarque aussitôt que la différence de leurs textures est parfois plus grande que l'aspect macroscopique ne le ferait supposer; sur les microphotogr., cette différence est bien visible. Cependant, sur la route près de la grande carrière de Bénétant, j'ai récolté un échantillon dont la texture était tout à fait analogue à celle des schistes verts.

Les échantillons à texture fine, comme celui de la microphotogr., sont tellement sériciteux qu'il est impossible d'en déterminer les minéraux.

Il se peut que la roche contienne en réalité plus de quartz qu'on n'en peut distinguer même aux forts grossissements, et que la composition minéralogique soit fort analogue à celle des schistes verts.

Il se peut aussi, et ceci est plus probable, que la roche soit d'origine plus feldspathique; car l'abondance de mica secondaire provient très vraisemblablement de l'altération des feldspaths.

Cependant, comme dans les schistes verts, la proportion relative de quartz et de feldspath est fort difficile à préciser à cause de la ressemblance de ces deux minéraux; il est impossible de comparer ces deux sortes de schistes sans analyse chimique. Il me semble toutefois que les schistes verts sont en général plus quartzeux que les schistes gris.

Le Quartz n'a pu être constaté d'une manière tout à fait certaine.

Le Feldspath. — Il en est de même pour le feldspath.

La Séricite et la Chlorite. — Elles forment presque toute la roche. La schistosité n'est pas très prononcée; les paillettes sont parfois orientées d'une manière quelconque.

La biréfringence est presque toujours très faible. Le minéral s'éteint à 0°. Parfois on rencontre des paillettes d'une biréfringence plus élevée; l'angle des axes est petit, le signe optique

négatif. C'est certainement un produit secondaire, provenant probablement de l'altération des feldspaths.

L'Epidote. — Des cristaux d'épidote de néoformation, très menus, se trouvent partout dans la roche.

Il est excessivement difficile de décider à quel minéral du groupe de l'épidote on a affaire ici.

Il y a certainement de l'épidote ordinaire, à couleurs biréfringentes d'un jaune caractéristique.

Il y a d'autres minéraux dont les couleurs biréfringentes sont beaucoup moins élevées et qui ressemblent donc plutôt à la zoïsite ou à la clinozoïsite; l'extinction est presque toujours oblique.

J'ai cru pouvoir constater des mâcles, et d'après ces observations je les tiens en partie pour de l'orthite.

Les oxydes de fer. — Comme dans presque toutes les roches de la région, on les trouve un peu partout dans les plaques; cependant ils ne sont pas très abondants.

On a parfois un type de texture très intéressante, résultant de ce que des bandes très chloriteuses et d'une couleur verte très prononcée alternent avec des bandes plus sériciteuses et presque incolores. Ces bandes sont plissées, et il me semble que leur alternance est peut-être due à une première période de mouvements orogéniques, tandis que le plissement de ces mêmes bandes a eu lieu pendant une période orogénique postérieure.

Un échantillon recueilli au voisinage des schistes feldspathisés, et ayant une texture analogue à celle d'un schiste vert, contenait cependant beaucoup moins de quartz; aussi nous pouvons admettre que cet échantillon est un schiste gris moins écrasé que les types décrits ci-dessus.

La ressemblance entre les schistes gris et les schistes verts semble donc être assez grande; mais ces derniers contiennent

beaucoup plus de quartz et seraient généralement moins écrasés que les premiers.

Dans la catégorie des schistes gris, il faut encore faire mention des ardoises grises, trouvées directement sous le Houiller (voir plus haut). Sous le microscope, ces roches sont très intéressantes, car elles représentent des schistes injectés à dimensions microscopiques, ce qui prouve qu'elles appartiennent au Cristallin.

6° **Les schistes carburés.** — Ces schistes ne montrent, au microscope, rien de remarquable.

Ce qui est étonnant, c'est que les matières charbonneuses y font souvent presque absolument défaut; il n'y a donc, au microscope, aucune ressemblance avec le Houiller.

Ce sont des schistes plutôt détritiques, ressemblant un peu aux schistes verts, mais ayant un caractère un peu plus métamorphique. On pourrait aussi bien les confondre avec les micaschistes, au milieu desquels on les trouve dans la vallée de l'Isère. D'après leur aspect macroscopique, on serait tenté de les croire aussi récents que les schistes verts (voir chap. II); mais, au microscope, ils ont un aspect un peu plus métamorphique.

Le Quartz en plages, d'une texture granoblastique, très clair, est plus facile à reconnaître que dans les schistes verts.

Le Feldspath, généralement très altéré, est parfois en gros cristaux, souvent à mâcles d'albite et de Karlsbad. La plupart semblent des plagioclases acides, à réfraction 1.54 et à angle d'extinction d'environ 12° dans les coupes perpendiculaires au plan de symétrie. Pour les cristaux sans mâcles, il est difficile de décider si c'est de l'orthose ou du plagioclase.

La Séricite provient de l'altération des cristaux de feldspath et ne se trouve jamais indépendante dans les coupes.

Les matières charbonneuses n'abondent pas. Dans certaines coupes, on les voit comme une poussière qui rend l'étude microscopique très difficile.

En outre, on peut remarquer de l'*apatite,* des cristaux de *zircon* et des *oxydes de fer.*

7° **Les quartzites dans les micaschistes.** — Ce sont de vrais quartzites, entièrement formés de cristaux de quartz d'une texture granoblastique; ils ne ressemblent point aux grès-arkoses du Trias.

Les quartzites des environs d'Albertville, indiqués en Trias sur la Carte géologique au 1/80.000, leur ressemblent tout à fait; je crois donc que ces quartzites d'Albertville doivent être attribués au Cristallin, conformément à l'opinion de P. Termier et M. Gignoux.

8° **Le granite** (microphotogr. n° VIII; voir aussi [11]). — C'est un granite normal, mais pauvre en minéraux foncés. La texture y traduit l'influence des pressions orogéniques et on pourrait le qualifier de granite gneissique.

Le Quartz. — Il est abondant et reconnaissable par sa fraîcheur, par l'extinction roulante et par son indice de réfraction plus élevé que celui du baume du Canada. Des coupes presque perpendiculaires à l'axe optique nous montrent en lumière convergente la ligne neutre d'un cristal uniaxe positif.

Les cristaux sont brisés et forment de grands nids souvent très laminés entre les autres minéraux.

Le Feldspath. — C'est en partie de l'orthose, du microcline et peut-être de l'anorthose, tandis que les plagioclases acides ne font pas défaut.

Les mâcles d'albite permettent de distinguer facilement les cristaux calcosodiques des espèces potassiques. Parfois les premiers apparaissent comme inclusions dans les derniers. La dispersion des bissectrices est souvent bien visible.

On rencontre aussi des cristaux de microperthite et de microcline perthite.

Un seul cristal de la zone de symétrie m'a montré un angle d'extinction des lamelles mâclées (mâcle de l'albite) de plus de 15°, de sorte que des espèces plus basiques que l'oligoclase semblent alors exister.

Le feldspath est en partie altéré en séricite, dont les paillettes se trouvent surtout dans les plans de clivage. Parfois les cristaux sont fracturés par la pression orogénique.

La Biotite. — Ce minéral est très rare. Les cristaux sont idiomorphes, d'un beau polychroïsme, n_g vert brunâtre foncé, n_p jaune pâle. Souvent il est altéré en chlorite à faible biréfringence.

La Séricite. — On la voit en petites bandes : c'est un produit de néoformation, provenant probablement de l'altération du feldspath.

L'Epidote. — Les bandes sériciteuses sont parfois remplacées par une série de cristaux minuscules d'épidote secondaire, qu'on peut reconnaître facilement par leur relief prononcé et par leur biréfringence élevée.

La Calcite apparaît comme élément secondaire en petites veinules sans importance.

Le Sphène. — Jolis cristaux à contours nets d'un gris brunâtre.

L'Amphibole. — Quelques cristaux isolés, à extinction oblique, polychroïques, à clivage très distinct. Quelques paillettes polychroïques, brun ou vert foncé et jaune pâle, sont visibles sur la microphotogr. n° VIII; elles ne montrent pas un clivage distinct et ressemblent à une biotite; cependant, l'extinction oblique est manifeste; je crois que c'est une amphibole.

L'Apatite. — En cristaux hexagonaux ou prismatiques, parfois entourés de biotite.

Le Zircon. — J'en ai trouvé quelques cristaux dans une coupe du granite affleurant à l'Est du Col de Basmont, granite qui ressemble cependant tout à fait au granite de Cevins.

Les coupes de granite que j'ai examinées sont tout à fait analogues à celles décrites par RITTER et DUPARC, ce qui prouve que la composition du granite est assez uniforme dans toute la bande.

A cause de leur importance, je reproduis ci-dessous les deux analyses faites par ces savants et publiées dans le même article.

SiO^2	=	68,6	70,1
Al^2O^3	=	16,15	16,56
FeO	=	2,93	1,66
MnO	=	traces	traces
CaO	=	2,35	1,85
MgO	=	0,66	0,61
K^2O	=	3,31	3,69
Na^2O	=	5,54	5,58
Perte au feu	=	1,04	0,97
		100,58	101,58

Il y a une grande analogie de composition entre notre granite et la « protogine » du Mont-Blanc.

Des enclaves basiques de 20 cm. de diamètre ont été signalées par les mêmes savants dans le granite; pour les analyses pétrographiques et chimiques de ces enclaves, je renvoie à l'article de RITTER et DUPARC.

9°. **Les schistes feldspathisés** (microphotogr. n°s VII et IX; Description pétrographique [11]). — Du point de vue de la texture, ces roches sont très variées. Généralement elles sont très

broyées et les pressions orogéniques ont profondément modifié la structure. En principe, les minéraux incolores, comme le feldspath et le quartz, sont intercalés et enveloppés dans la séricite, qui forme des traînées filamenteuses. Sur la microphotogr., cette texture est bien visible.

Cependant l'écrasement et le laminage des schistes peuvent complètement modifier cette texture. Il y a des coupes où le quartz forme de larges plages, où les cristaux sont complètement écrasés; il y en a d'autres où ces plages sont étirées en formant des bandes analogues à celles des micas et englobant les quartz et les feldspaths moins écrasés.

Le Quartz. — Ce minéral se présente en superbes plages granulitiques, à contour hexagonal, formant des lentilles parallèles à la schistosité et englobées par les bandes de séricite.

Les cristaux sont très clairs et montrent l'extinction roulante.

Souvent ces amandes de quartz semblent étirées : les cristaux sont alors complètement déchiquetés et se trouvent à l'état de débris minuscules dispersés dans toute la roche; ces très petits cristaux ne sont plus déterminables et il se peut qu'ils soient mélangés avec du feldspath et avec du quartz secondaire.

Le Feldspath. — Dans les échantillons peu laminés, ce minéral se présente en grands cristaux bien déterminables et d'une orientation quelconque; dans les schistes plus écrasés, il forme des lentilles analogues à celles du quartz.

Analyse des Feldspaths. — *a*) *Cristaux à indice de réfraction inférieur à celui du baume de Canada.* — Dans les coupes perpendiculaires à la bissectrice aiguë, le plan des axes est parallèle à la direction du clivage p; mais parfois il est légèrement oblique à cette direction. Dans une coupe à peu près perpendiculaire à la bissectrice aiguë, j'ai trouvé le plan des axes presque perpendiculaire à l'allongement du cristal. Un quadrillage est parfois bien visible. De belles mâcles de Karlsbad et de Baveno sont fréquentes.

Ces cristaux sont certainement de l'*orthose* et du *microcline*. Les cristaux sans quadrillage dans les coupes perpendiculaires à la bissectrice aiguë, et où les directions du plan des axes et du clivage *p* sont différentes, sont probablement du microcline.

b) Les cristaux à indice de réfraction plus élevé que celui du baume de Canada. — Les mâcles de l'albite sont multiples; cependant, les lamelles restent très minces. Dans les coupes de la zone de symétrie, l'angle d'extinction des lamelles d'albite ne dépasse pas 15°.

On ne doit donc avoir ici que des plagioclases acides, depuis l'albite jusqu'à l'oligoclase.

En résumé, on peut dire que l'orthose, le microcline et les plagioclases acides forment la plus grande partie du feldspath. Remarquons que les feldspaths sont souvent partiellement altérés en séricite.

La Titanite. — Beaux cristaux automorphes, renfermant parfois des cristaux d'apatite.

La Séricite. — Elle forme des bandes flexueuses qui entourent les autres minéraux et apparaît aussi comme produit d'altération des feldspaths.

L'Amphibole. — Quelques beaux cristaux idiomorphes. C'est de l'amphibole verte ordinaire; elle est enveloppée par la séricite comme le feldspath.

L'Apatite se présente en petits cristaux hexagonaux ou en prismes.

Les oxydes de fer. — Multitude de petits cristaux parsemés un peu partout dans les bandes sériciteuses.

La Calcite ne se montre que rarement en cristaux de néoformation.

Quand on compare la structure microscopique des schistes feldspathisés à celle du granite, on voit que ces deux types de roches sont formés par les mêmes espèces de minéraux; mais, dans les schistes feldspathisés, la séricite est beaucoup plus abondante. On pourrait supposer que les schistes feldspathisés ne sont que des granites laminés, analogues aux schistes décrits par Michel Lévy [32]. La séricite qui enveloppe les lentilles de quartz et les feldspaths se serait formée aux dépens des autres minéraux, principalement du feldspath. Cependant je crois qu'il n'en est pas ainsi. Comme nous l'avons vu dans le chapitre I, les schistes se trouvent partout à côté du granite : la limite entre les deux est très nette; jamais on ne trouve des schistes feldspathisés au milieu du granite, ni du granite intercalé dans les schistes feldspathisés. En outre, lés schistes feldspathisés affleurant près du pont du Gruvaz contiennent de grands cristaux de feldspath parfaitement idiomorphes et intacts : ces roches ne sont certainement pas des granites laminés.

Je crois donc que nos schistes feldspathisés ont été formés par imbibition des schistes encaissants par les éléments acides du granite et que la séricite n'est autre que celle de ces schistes encaissants. Comme nous l'avons vu, il y a près de Bénétant des schistes gris qui ont été injectés : ces schistes gris contiennent beaucoup de feldspath et, quand ils sont écrasés, beaucoup de séricite.

Il est donc tout à fait raisonnable d'admettre que le granite a injecté ces schistes et qu'une roche analogue aux schistes feldspathisés est née dans la zone d'injection. Les filons d'aplite qui s'intercalent dans les schistes feldspathisés près du pont sur le Gruvaz confirment cette interprétation.

Une enclave basique, que j'ai trouvée dans les débris de la carrière de granite, ressemblait tout à fait à un schiste gris faiblement injecté.

Fait très remarquable, il arrive quelquefois que, dans ces roches très laminées, les grands cristaux de feldspath apparaissent au contraire tout à fait normaux, sans la moindre trace

de cassure ou de broyage; la formation de ces cristaux nous paraît donc postérieure aux phénomènes orogéniques qui avaient amené le laminage général de nos roches; nous pouvons donc dire que la feldspathisation a été, sinon « post-tectonique », tout au moins « fini-tectonique » : nous retrouvons ainsi les idées émises plus haut au sujet de l'âge du granite, responsable de cette feldspathisation.

Comme exemple de cette structure où les grands cristaux de feldspath sont restés absolument intacts, je puis citer les schistes affleurant près du pont sur le Gruvaz dont une photogr. est reproduite pl. VII, fig. 3. Bien entendu, le plus souvent les plissements alpins sont intervenus pour modifier une seconde fois cette structure et pour écraser et laminer les quartz et feldspath, fermés sous l'influence de la granitisation hercynienne.

Près du point mentionné dans le chapitre I, sur la rive gauche de l'Isère, la roche arrive à ressembler tout à fait à un granite laminé, mais ce n'est là qu'une ressemblance superficielle. La microphotogr. n° X montre la structure de cette roche.

10° **Les aplites.** — La microphotogr. n° X montre la structure des aplites qui affleurent près du pont sur le Gruvaz. C'est une aplite normale, consistant en quartz et en feldspath d'une texture granoblastique; le feldspath semble beaucoup plus abondant que le quartz; de fait, l'imbibition des roches feldspathisées affleurant près du pont est surtout feldspathique.

11° **Les micaschistes** (microphotogr. n° XI). — Au microscope, ces schistes apparaissent très différents de tous les autres schistes cristallins de la région. Les cristaux sont en général plus grands que ceux des schistes verts, tandis que les amas ou les bandes sériciteuses font généralement défaut. Dans un seul échantillon, récolté à côté de l'affleurement n° 13 du Trias, le mica secondaire abondait et la roche ressemblait à certains types très laminés des schistes verts. Il y a donc passage continu entre les différents types de schistes du Cristallin; néan-

moins, dans l'ensemble, les micaschistes ont un caractère spécial comme le montre la microphotographie.

Le Quartz. — Comme les cristaux de feldspath sont très rarement mâclés, il est assez difficile de séparer le quartz du feldspath.

Dans les coupes perpendiculaires à l'axe optique, le caractère uniaxe positif peut nous servir. Dans d'autres cas, l'extinction fortement roulante caractérisera le quartz.

La texture est granoblastique; les cristaux sont dentelés. Dans la plupart des coupes, le quartz est plus abondant que le feldspath. Les structures pœcilitiques se rencontrent et on trouve de petits cristaux de quartz dans les feldspaths.

Le Feldspath. — L'indice de réfraction des feldspaths est parfois plus bas, parfois plus élevé que celui du baume de Canada. Signe optique positif. Les coupes à peu près perpendiculaires à un axe optique montrent en effet, en tournant la platine, une courbure de la ligne neutre vers la bissectrice de l'angle aigu des axes optiques, ce qui permet de déterminer le signe.

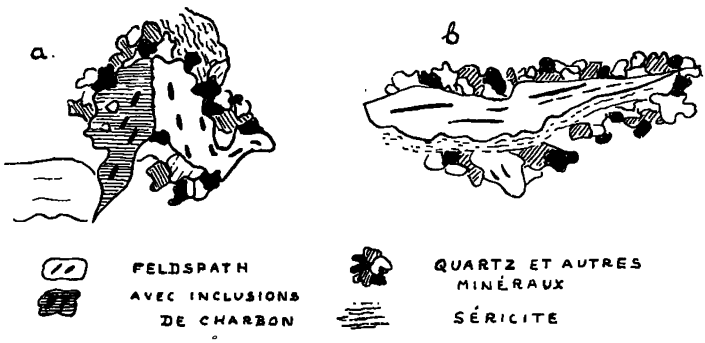


Fig. 5. — Cristaux de feldspath tordus et étirés dans les micaschistes. *a*, mâcle d'albite; *b*, cristal d'albite très étiré.

Quand elles sont visibles, les lamelles sont très minces. En majeure partie, le feldspath doit être de l'albite de néoforma-

tion; souvent il contient de tout petits grains d'un minéral noir, surtout visible dans les plans de clivage. Ce sont probablement des matières charbonneuses, quoique les oxydes de fer aient un aspect tout à fait analogue [19, p. 242].

Ces matières charbonneuses sont liées à l'albite.

La pression qu'ont subie les micaschistes est montrée par la forme de certains cristaux d'albite; parfois ces derniers sont courbés comme du mica et forment plutôt des bandes feldspathiques que des cristaux.

La figure 5 et la microphotogr. n° XI montrent ces étirements.

Ceci prouve que le feldspath était à l'état plus ou moins plastique pendant que la pression l'a déformé. Ce fait est intéressant : dans toutes les autres roches le mica est le seul élément flexible; ici le feldspath le remplace partiellement à cet égard.

La Séricite et la Chlorite. — Elles sont parfois plus fraîches que dans les autres roches. Elles montrent souvent de belles couleurs de biréfringence, quoique ces couleurs soient toujours du premier et à peine du second ordre. La chlorite donne, entre nicols croisés, un bleu acier, typique pour ce minéral.

Les paillettes de séricite et de chlorite sont souvent alignées en bandes flexueuses; on trouve cependant quelques lamelles isolées avec une orientation quelconque.

La Magnétite apparaît en grands cristaux, presque toujours en contact avec des paillettes de mica altéré.

Le Zircon et *l'Apatite* se montrent en tout petits cristaux.

La texture de la roche semble influencée par une recristallisation générale de tous les minéraux.

Tandis que les schistes gris et les schistes verts avaient encore une certaine ressemblance avec des roches détritiques ordinaires, les micaschistes ont subi un tel métamorphisme que les minéraux originels ont probablement complètement recristallisé.

Les éléments de la roche sont moins variés que ceux des schistes verts; tandis que ceux-ci contiennent des feldspaths de composition diverse, ici il n'y a probablement que de l'albite. La titanite n'existe pas. La roche est d'une grande uniformité et d'un aspect plutôt monotone.

Ce sont ces mêmes caractères que nous avons déjà reconnus aux affleurements.

12° **Les amphibolites** (microphotogr. n° XII). — La photogr. représente un bel échantillon d'une amphibolite que j'ai trouvée en petite lentille dans les micaschistes près de la gare de Cevins. Les affleurements d'amphibolites indiqués plus au Sud par RITTER sur la feuille Albertville au 1/80.000 n'ont pas été figurés sur ma carte pl. II; ils montrent des roches analogues à celle que j'ai photographiée.

L'Amphibole. — C'est de l'amphibole verte ordinaire, polychroïque n_g vert bleuâtre, n_m vert jaunâtre ($n_p =$ jaune verdâtre); angle d'extinction 20°; signe optique négatif; allongement positif.

Elle forme une grande partie de la roche, les prismes étant orientés dans la direction de la schistosité. Parfois elle est altérée en chlorite.

Le Quartz. — Il n'est pas abondant. On le rencontre en petits cristaux entre l'amphibole et les autres minéraux; c'est probablement du quartz secondaire.

Le Feldspath. — Dans certaines coupes, le feldspath abonde et est presque aussi important que l'amphibole.

C'est probablement de l'albite de néoformation, parfois à très fines mâcles de l'albite; les mâcles de Karlsbad sont plus rares.

Le signe optique est très difficile à déterminer : en lumière convergente, les lignes isochromatiques et les hyperboles ne sont pas visibles.

L'Ilménite. — Il est abondant, presque toujours altéré en leucoxène.

Le Mica. — Quelques paillettes de biotite se trouvent associées à la hornblende.

L'Apatite. — On la rencontre en petits grains hexagonaux.

Le Rutile, en grains de dimensions parfois assez considérables, est très répandu dans certaines coupes.

Conclusions de l'étude microscopique. — Toutes les roches de la région témoignent sous le microscope des efforts orogéniques très intenses qu'elles ont subis.

Le laminage dû à ces mouvements orogéniques se traduit d'une façon très nette dans les grès-arkoses du Trias et ceux du Houiller. Les premiers affleurent près du Col de la Bathie, sous un type non ou peu laminé. Près de Cevins ils ont été plus comprimés, ce qui est bien visible dans les coupes. Les grès houillers, originaires de roches tout à fait analogues, arrivent à des stades de laminage encore plus avancés.

Pour les schistes verts et les schistes gris, qui ont tous les deux un aspect détritique, les stades de laminage sont aussi bien visibles. Ce laminage est accompagné d'un écrasement des différents éléments. Les schistes gris paraissent être plus feldspathiques que les schistes verts; la plupart des échantillons sont entièrement séricitisés et d'une texture plus fine que celle des schistes verts.

Les schistes carburés sont plus métamorphiques que leur aspect macroscopique ne le ferait supposer. Sur le terrain, on pourrait les comparer aux schistes noirs associés aux schistes verts du Col de Basmont; au microscope, ils ressemblent plus ou moins à des micaschistes.

Le granite est un granite normal, plus ou moins gneissique; cependant les éléments noirs y sont rares.

Les schistes feldspathisés pourraient, d'après l'analyse microscopique, être parfois comparés à des granites laminés. D'après les observations sur le terrain, ce sont plutôt des schistes gris qui ont été injectés par les éléments acides du granite. Il y a plusieurs stades d'écrasement : le stade le plus avancé est celui des schistes d'un affleurement sur la rive gauche de l'Isère, où ils ressemblent extérieurement tout à fait aux célèbres granites laminés de l'Echaillon, près Saint-Jean-de-Maurienne.

Les micaschistes sont les schistes les plus métamorphiques, et il est probable que tous les éléments sont recristallisés.

En terminant, je veux encore insister sur la façon dont les mouvements orogéniques ont modifié la texture de toutes ces roches.

Fréquemment, il y a un écrasement et fragmentation des cristaux, qui se trouvent ainsi réduits en « purée » : c'est le processus habituel de la « mylonitisation ». Il s'accompagne d'une schistosité générale de la roche. Mais, dans de telles roches à structure fluidale et en particulier dans les schistes feldspathisés, il est très curieux de rencontrer de grands cristaux de feldspath qui s'orientent d'une manière quelconque par rapport à la schistosité : je crois que cette disposition résulte des plissements postérieurs, peut-être les plissements alpins, qui ont déplacé les cristaux dans la roche sans cependant les écraser ni les fragmenter.

Pour les micaschistes intervient en outre une recristallisation générale des minéraux : il semble que plusieurs de ces derniers aient été déformés à l'état visqueux; on aurait affaire ici à un véritable métamorphisme de grande profondeur (Catazone de Grubenmann [25]).

CHAPITRE IV

TECTONIQUE

La tectonique de la zone de Cevins, qui est formée par des assises sédimentaires bien connues et par des schistes cristallins souvent très peu métamorphiques, est en partie déchiffrable d'une façon satisfaisante.

Tout d'abord, en admettant, comme je l'ai fait dans le chapitre II, que les schistes gris et les schistes verts représentent des niveaux stratigraphiques dans le complexe des formations cristallophylliennes, on est conduit à reconnaître quelques lignes directrices.

Un premier fait très important est *la différence très prononcée entre les séries cristallines des deux côtés du synclinal mésozoïque.*

Au NW du synclinal, on ne trouve que des micaschistes; au SE, apparaissent des schistes gris et verts, au milieu desquels se trouve le granite, entouré par des schistes feldspathisés, tandis que près de Bénétant deux synclinaux houillers très prononcés viennent s'y intercaler.

Sur les planches II et III, cette différence est bien visible.

D'ailleurs Schoeller fait mention de cette même différence entre le rameau externe, moins éprouvé par les plissements alpins, et la partie occidentale du rameau interne, accidentée de nombreux synclinaux étroits. On peut en conclure que le synclinal mésozoïque n'est pas un simple pincement de la couverture sédimentaire entre deux plis cristallins, mais qu'on a plutôt affaire à *une grande zone de dislocation* dont les deux bords,

primitivement très écartés l'un de l'autre, n'ont été rapprochés que par la constriction due aux plissements alpins.

La bande mésozoïque ne serait alors que *le reste insignifiant d'un immense pays de sédiments mésozoïques* qui, près de Cevins, a été fortement comprimé par les mouvements orogéniques alpins.

Nous allons étudier un peu plus à fond la tectonique de la région cristalline située au SE du synclinal liasique.

La stratigraphie de ce Cristallin, telle qu'elle a été décrite dans le chapitre II, est déjà très incertaine; à plus forte raison toute tentative de synthèse tectonique restera forcément très hypothétique.

Pour cette étude, on peut se servir de la planche III, où tous les points d'affleurements reconnus sur le terrain ont été projetés, suivant la direction longitudinale des plis, sur les profils I et II. Le profil I a été construit d'après la projection des affleurements de la rive droite de l'Isère; le profil II résulte de la projection des affleurements de la rive gauche.

Il va sans dire que ces profils n'ont qu'une valeur approximative. Etant donné le petit nombre des affleurements, le dessin des profils comporte d'abord une grande part d'incertitude; de plus, le principe même de la méthode de projection, employée ici, suppose que les plis se poursuivent dans le sens longitudinal avec une parfaite régularité, ce qui n'est certainement pas exact. Pour le Cristallin, j'ai admis plutôt une structure en écailles que des plis cylindriques, ce qui est plus conforme à ce que nous savons par ailleurs de la tectonique des massifs cristallins. La limite orientale du granite dans le profil II aurait eu une allure trop excentrique si je l'avais dessinée en appliquant rigoureusement la méthode des projections; aussi ai-je estimé préférable d'en simplifier le dessin.

Malgré le caractère plus ou moins subjectif de ces profils, je crois qu'on peut s'en servir pour reconnaître les lignes principales de la tectonique. Ainsi une curieuse ondulation du syn-

clinal mésozoïque apparaît à la fois sur les deux profils [1]; cette remarquable coïncidence semble montrer que la méthode employée n'est pas purement théorique, mais conduit à des résultats comportant une certaine part de réalité.

Sur le profil I, dont la partie située au-dessus du niveau du Col de la Bathie est purement hypothétique, on voit distinctement le synclinal étiré de formations mésozoïques, bordé au SE par un grand anticlinal dont le noyau est formé par le granite et les schistes feldspathisés.

Cet anticlinal est complexe et se compose de deux écailles entre lesquelles est pincé un premier synclinal houiller; un deuxième synclinal houiller est intercalé entre le synclinal mésozoïque et le Cristallin.

Les schistes verts n'apparaissent que comme une petite lame entre le granite et les formations mésozoïques.

Sur le profil II, le Cristallin est formé presque entièrement de granite et de schistes verts.

Sur les deux profils on retrouve la différence des deux bandes triasiques, déjà décrite dans le chapitre I : dans la bande orientale, les grès-arkoses font défaut, tandis qu'ils sont très constants dans la bande occidentale.

Nous avons déjà vu comment *les deux grandes discordances* connues dans toute cette zone des Alpes se retrouvent aussi près de Cevins. La discordance anté-houillère se traduit par l'existence d'un conglomérat houiller à la base de cette formation, tandis que la discordance anté-triasique est visible près du Col de la Bathie, où on voit le Trias faiblement incliné affleurer à côté du Cristallin dont l'inclinaison est beaucoup plus forte. D'ailleurs ce Trias repose tantôt sur les micaschistes, tantôt sur le Houiller; de plus, entre Cevins et le Col de Basmont, la bande orientale est en contact avec les schistes verts.

---

[1] Remarquons toutefois que le dessin de cette ondulation dans le profil I a été rendu difficile par la petite faille transversale du bois de la Frachettaz.

Remarquons d'ailleurs que ce dernier contact est peut-être de nature tectonique; car la série Trias - schistes verts - granite, visible sur le profil II, ne semble pas correspondre à une succession stratigraphique normale.

En effet, nous avons vu que le granite a fortement métamorphisé les schistes encaissants pendant sa mise en place; il est donc étonnant que les schistes verts ne soient point injectés et qu'au contraire ils gardent leur structure normale au contact même du granite.

On pourrait supposer, entre granite et schistes verts, une discordance stratigraphique, c'est-à-dire admettre que le granite avait été mis à jour par l'érosion avant la sédimentation des schistes verts. Mais l'absence de tout conglomérat à la base de ces schistes nous force à admettre qu'il s'agit là d'un contact tectonique.

Si d'ailleurs on suit vers le Nord cette surface de contact anormal en s'aidant de la carte et du stéréogramme, on voit qu'elle se traduit par un contact direct des schistes feldspathisés et du Lias.

Il faut donc bien admettre qu'entre ces deux formations le Trias et les schistes verts ont été supprimés par laminage. *Le cortège de roches plus dures constituées par le granite, avec son enveloppe de schistes feldspathisés, a ainsi complètement écrasé le Trias et les schistes verts plus tendres.*

L'absence constante des grès-arkoses le long de la bordure orientale du synclinal mésozoïque résulte, elle aussi, d'un de ces grands étirements.

Quant à la petite faille du bois de la Frachettaz, ce n'est qu'un accident transversal dont l'importance est minime vis-à-vis des grandes lignes de dislocation longitudinales de notre région.

Le complexe relativement peu métamorphique de schistes verts et gris de la bordure orientale du synclinal aurait été refoulé sur le mésozoïque étiré et écrasé; tandis que, dans le Cristallin lui-même, se seraient formées des écailles : ce qui nous montre, par exemple, le contact sûrement anormal des schistes verts

et du granite et l'allure très étirée du massif granitique dans le profil I.

La figure 6 est destinée à traduire cette hypothèse.

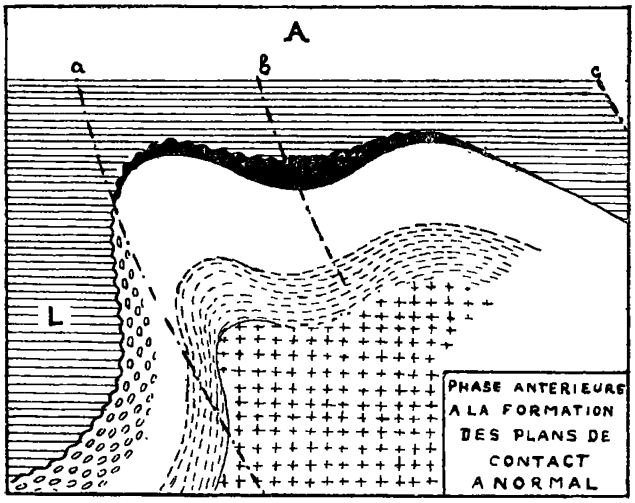
En A, j'y ai représenté une phase antérieure à la formation des écailles dans le Cristallin, tandis que B correspond à la tectonique actuelle. J'ai supposé que, comme nous l'avons admis dans le chapitre II, les schistes verts sont stratigraphiquement supérieurs aux schistes gris, et que c'est par suite de la discordance anté-houillère que les schistes verts manquent sous le Stéphanien.

On voit que, en B, la succession des couches pour les différents niveaux correspond aux observations que l'on peut faire aux affleurements. Près de Cevins, on rencontre, de l'Ouest à l'Est, le Lias, le Trias, les schistes verts, le granite et les schistes feldspathisés. Plus haut, à Planey, le Lias est en contact avec les schistes feldspathisés, tandis qu'au Col de la Bathie on trouve, à côté du Lias, d'abord, les schistes gris et les deux bandes de Houiller, dont la première est en contact avec le Lias.

Sur la figure 6, deux autres grandes surfaces de dislocation ont été dessinées.

C'est d'abord la surface *b* qui passe par les grandes carrières de Bénétant. Le contact anormal n'est réellement visible que sur la rive gauche du Dard, où le Houiller a été étiré. Sur la rive droite, les efforts orogéniques paraissent avoir été beaucoup moins intenses.

En effet, au Nord du Dard, les grès-arkoses triasiques sont beaucoup moins laminés, et le synclinal mésozoïque a conservé une largeur bien plus grande. Ceci confirmerait l'hypothèse que le granite et les schistes feldspathisés ont été les roches actives pendant le plissement, car le noyau anticlinal formé par ces roches dures est resté en profondeur au NE de Bénétant. On pourrait même supposer que l'écaille comprise entre les deux surfaces de dislocation *a* et *b* est entièrement due au refoulement produit par l'avancée de ce noyau, et que la deuxième écaille comprise entre *b* et *c* résulte de la poussée des mica-



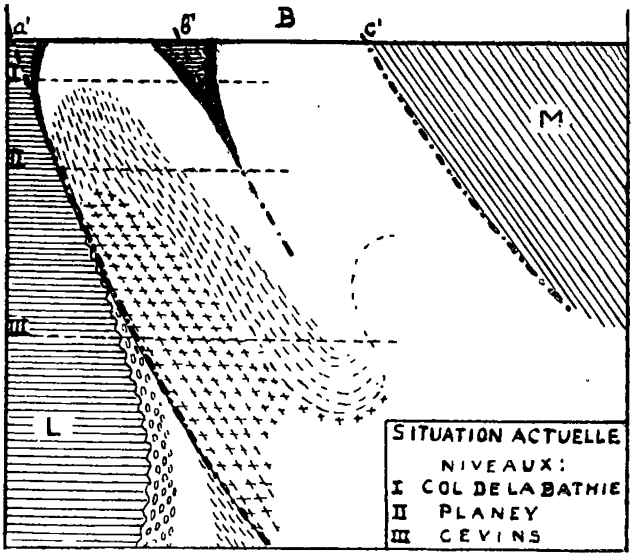


Fig. 6. — Schéma de la structure tectonique de la zone de Cevins.
a, *b*, *c*, plans de contact anormal.

Même légende que la planche III et en plus L, Lias; M, micaschistes.

schistes sur l'anticlinal cristallin de Cevins le long de la troisième surface de dislocation *c*.

Nous venons de dire que l'étroite bande mésozoïque de Cevins résultait du resserrement d'une immense région mésozoïque, très large avant le plissement. Qu'est donc devenue l'énorme masse de matériel sédimentaire qui constituait cette région? Une seule réponse est possible : *cette masse a été éjectée et refoulée vers l'extérieur de la chaîne.*

Nous sommes donc conduit à supposer que c'est celle que l'on rencontre maintenant dans les « collines liasiques » : ces dernières, d'après P. Lory, reposent en contact anormal sur la couverture autochtone du rameau externe; la zone de Cevins pourrait être *leur racine ou tout au moins une de leurs racines.*

La figure 7 est destinée à illustrer cette hypothèse.

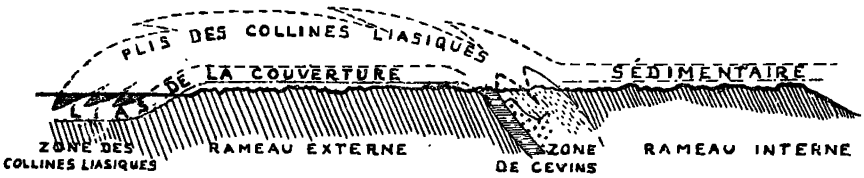


Fig. 7. — Coupe de la zone de Cevins, considérée comme zone de racines des plis des collines liasiques (hypothétique).

Quant à *l'analogie du synclinal de Chamonix et du synclinal de Cevins*, elle nous apparaît très réelle [1].

Tous deux correspondent à des zones de racines. Mais il ne s'ensuit pas nécessairement qu'ils appartiennent tous deux à une même zone tectonique. Schoeller et P. Lory admettent que la zone de Cevins se prolonge par le synclinal de Chamonix; dans ce cas, le rameau externe et le rameau interne de Belle-

[1] Une même analogie a été constatée par Ch. Lory [4, p. 176] pour la vallée de la Ferrière, qui se trouve dans le prolongement SW du synclinal de Cevins.

donne se prolongeraient respectivement dans les Aiguilles Rouges et le Mont-Blanc.

D'autres au contraire, à la suite de RITTER, croient que le Mont-Blanc vient s'ennoyer et se terminer en pointe vers le Sud; le synclinal de Chamonix réuni à celui de Courmayeur passerait alors à l'Est de Belledonne et par conséquent appartiendrait à un alignement tectonique plus interne que la zone de Cevins.

Notre région ne peut évidemment fournir aucun argument décisif en faveur de l'une ou de l'autre des deux hypothèses.

Nous allons enfin étudier près de Cevins *la direction des plis hercyniens*. On sait que COREIN et OULIANOFF [28, 31] ont trouvé qu'aux alentours du synclinal de Chamonix ces plis ont une direction NS, tandis que les plis alpins y ont une direction N 20-25° E.

La direction des plis hercyniens près de Cevins est déjà un peu reconnaissable sur la carte, planche II. Pour la faire mieux ressortir, j'ai dessiné (fig. 8) un plan géologique schématique de la région : ce dessin est d'ailleurs extrêmement théorique et ne résulte pas de constructions précises.

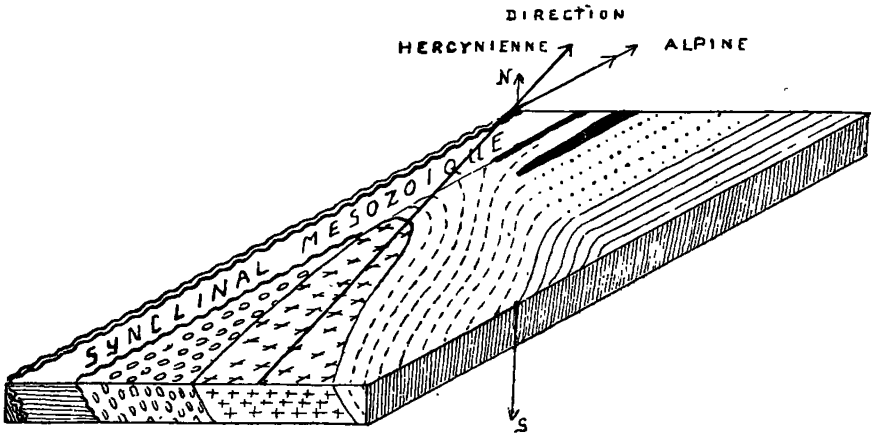


Fig. 8. — Bloc-diagramme de la zone de Cevins (très schématique). Légende comme planche III.

Pour l'établir, j'ai admis que la direction des plis alpins coïncide avec la direction du synclinal liasique, tandis que l'axe de la bande granitique marquerait la direction des plis hercyniens.

On voit que ces deux directions se coupent obliquement, fait bien marqué par l'amincissement progressif, en direction du Nord, de la bande de schistes verts qui bordent le noyau granitique à l'Ouest : cette bande, très large près du Col de Basmont, se rétrécit peu à peu pour disparaître complètement près de Bourgeois.

Dans la région de Cevins, comme près de Chamonix [28, 31], et comme aussi plus au Sud dans les Grandes-Rousses [13] et le Pelvoux [16], les plis hercyniens se rapprochent donc plus de la direction méridienne que les plis alpins. La concordance des résultats obtenus dans les diverses régions nous fournit un argument en faveur de la légitimité des méthodes employées.

Ainsi la tectonique alpine n'a pas entièrement effacé les lignes directrices de la tectonique hercynienne.

Et c'est par suite de l'obliquité de ces deux directions que se serait produit l'étirement du Trias et des schistes verts sur la bordure Ouest du noyau granitique.

Il est cependant probable que le plissement alpin a modifié la direction initiale des plis hercyniens; avant le plissement alpin, ceux-ci semblent avoir eu une direction plus franchement NS, comme dans les environs de Chamonix. L'anticlinal Houiller-schistes gris entre Bénétant et le Col de la Bathie, dont le noyau est formé de couches plus tendres, aurait plus facilement obéi à la nouvelle direction alpine.

L'analogie des synclinaux de Chamonix et de Cevins se révèle donc aussi dans la succession des phénomènes orogéniques.

Avant de terminer ce chapitre, je voudrais souligner rapidement *le rôle que le Trias a probablement joué pendant les mouvements orogéniques.*

Les quartzites de la bande orientale sont étirés, les cargneules

y sont parfois de vraies brèches, contenant des fragments de schistes anciens et de Lias.

De même, la bande occidentale contient souvent, dans les cargneules, des bancs bréchoïdes où se mélangent des fragments de toutes sortes de roches, bien qu'ici les grès-arkoses n'aient presque jamais été étirés.

On est donc conduit à penser que le Trias, et surtout les cargneules, ont joué pendant les mouvements orogéniques le rôle d'un matériel mobile entre les différentes formations avoisinantes, et qu'aux cargneules se sont mêlés des fragments des roches encaissantes, en formant ainsi des brèches tectoniques. Les grès-arkoses de la bande méridionale sont demeurés bien loin en profondeur pendant le refoulement du Cristallin sur le Mésozoïque.

Ces particularités s'accordent avec des observations faites ailleurs dans la zone des massifs cristallins [34]. La réduction du Trias dans cette zone est donc probablement en partie due aux mouvements orogéniques (voir l'Introduction).

CHAPITRE V

MORPHOLOGIE

Mes études ayant été dirigées surtout du côté de la pétrographie, je ne me suis pas astreint à figurer sur ma carte les terrains quaternaires, éboulis, alluvions, cônes de déjections, moraines.

Le trait le plus saillant de la morphologie de la région, c'est-à-dire l'existence des deux grands cols : Col de la Bathie et Col de Basmont, s'explique facilement : ces deux grandes dépressions correspondent au passage de la bande de schistes tendres du Lias.

Les vallées des torrents qui descendent des cols, c'est-à-dire celle du ruisseau d'Arbine et celle du Nant Bayat, ne suivent point la bande liasique, mais sont creusées dans les micaschistes, au NW. Il est probable que ceci est dû à l'inclinaison du synclinal liasique vers le SE : les torrents qui, à un stade d'érosion moins avancé, coulaient sur le Lias, ont dû atteindre les micaschistes en creusant leurs vallées.

Sur la rive droite de la vallée de l'Isère, on peut suivre facilement le synclinal liasique sur le terrain. Le plateau incliné entre Planey et la vallée est formé de Lias. Sur la rive gauche, le synclinal ne se dessine pas aussi nettement dans la topographie.

Parmi les cônes de déjections, qui sont très nombreux, il faut mentionner celui du Gruvaz, sur lequel est situé Luidefour. Cevins se trouve à la bordure NW de ce cône, à l'entrée de l'encoche septentrionale du verrou de Cevins, au sommet duquel s'élève une petite chapelle (planches VI et VII). Du point de vue de la morphologie glaciaire, ce verrou est très caracté-

ristique. Il est formé de micaschistes et semble barrer entièrement la vallée de l'Isère quand on le voit de la Bathie. L'existence de ce verrou est certainement commandée par la différence de résistance à l'érosion glaciaire des micaschistes et du Lias, lequel se trouve directement au SE.

Au sujet de la morphologie glaciaire, il est à noter qu'à environ 1000 m. la pente rapide des deux versants s'adoucit en marquant une ancienne vallée glaciaire; au-dessus sont épars de nombreux blocs erratiques (par exemple de la Brèche du Télégraphe). Sur la rive gauche de l'Isère, en particulier, la vallée suspendue que le Nant Bayat parcourt avec une pente relativement douce est très caractéristique. Au-dessus de l'Isère, cette vallée est brusquement tronquée, et le torrent descend rapidement vers l'Isère en une suite de cascades. Cette vallée suspendue est bien visible sur la fig. 1.

Les deux versants de la vallée de l'Isère sont presque entièrement couverts d'éboulis, trop nombreux pour qu'on puisse les citer.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Définition et individualité de la zone de Cevins.

Dans le massif de Belledonne, constitué presque entièrement par des schistes très anciens et en général très métamorphiques, la zone de Cevins s'individualise facilement.

Elle est constituée par :

1° Un synclinal très étiré de terrains secondaires qui, malgré son étroitesse, se poursuit très régulièrement dans toute la partie NW de notre zone : il est constitué par des ardoises *liasiques*, bordées des deux côtés par le *Trias;*

2° Un complexe de schistes cristallins, peu métamorphiques, que j'ai appelés « *schistes gris* » et « *schistes verts* » et qui apparaissent dans la partie SE de notre zone; dans ce complexe s'intercalent, près de Bénétant, deux synclinaux *houillers*, et, plus au Sud, il y apparaît un noyau de *granite* entouré par une auréole de *schistes feldspathisés.*

Signalons en outre que, près de la limite SE de la zone, une bande de « *schistes carburés* » vient s'intercaler dans les micaschistes.

Stratigraphie.

Les **micaschistes** forment les roches les plus anciennes de la région; leur aspect macroscopique aussi bien que microscopique ne laisse point de doute à ce sujet.

Au microscope, on peut y reconnaître des cristaux de feldspath tordus et étirés; ces cristaux donnent à nos micaschistes un

aspect très caractéristique, et ils conduisent à admettre que la roche résulte de la transformation d'un schiste sous l'influence d'un métamorphisme de profondeur.

Le long de la bordure de la zone de Cevins, au SE de Bénétant, les micaschistes prennent un aspect un peu particulier, une teinte plus grise et plus terne : c'est ce que j'ai appelé les « *schistes gris anciens* ».

Quant aux *schistes carburés,* qui sur le terrain ressemblent parfois au Houiller, ils ne montrent au microscope presque pas de matières charbonneuses et apparaissent plus métamorphiques que le Houiller; aussi je les ai attribués à la série cristallophyllienne.

Les schistes gris et verts.

Ces schistes sont caractéristiques de la zone de Cevins; ils s'y prolongent jusqu'aux environs d'Arèche. On ne les a pas encore signalés dans les autres parties du massif cristallin de Belledonne.

J'ai admis qu'ils correspondaient à deux niveaux :

1° Le niveau inférieur serait constitué par les *schistes gris* qui, entre Bénétant et le Col de la Bathie, apparaissent peu métamorphiques et ressemblent au Houiller. Mais la présence d'un conglomérat houiller entre les deux formations prouve que ces schistes gris appartiennent bien au Cristallin.

Au microscope, ils se montrent très feldspathiques; quand ils sont écrasés, ils sont constitués presque entièrement par de la séricite.

2° Le niveau supérieur serait formé par les *schistes verts,* qui affleurent entre Cevins et le Col de Basmont. Au microscope, on les distingue des schistes gris parce qu'ils contiennent beaucoup plus de quartz; quand ils sont écrasés, de grandes plages quartzeuses restent toujours visibles.

D'après leur couleur et leur situation à côté du Trias, on pourrait être tenté de leur attribuer un âge permien; à cause de leur ressemblance avec les schistes gris et pour des raisons d'ordre tectonique, je les ai laissés dans le Cristallin; mais je les considère comme plus récents que les schistes gris, car ils ont un aspect moins métamorphique.

Comme les schistes gris, ainsi que certains schistes noirs non carburés intercalés dans les schistes verts, ressemblent beaucoup au Houiller, on serait tenté de rapprocher tout ce complexe du Houiller et de lui attribuer par exemple un âge dinantien; c'est ce qu'avait pensé un moment W. Kilian, à la suite d'une première visite des affleurements. En l'absence de fossiles, cette hypothèse resterait très hasardeuse.

Le granite et les schistes feldspathisés.

Le *granite* de Cevins appartient au groupe des granites acides; il est très pauvre en minéraux ferro-magnésiens; il est presque toujours plus ou moins laminé et d'aspect gneissique.

Sur le bord NW, la bande granitique est en contact anormal avec les roches encaissantes; mais, le long de sa bordure SE, elle est accompagnée par une auréole de *schistes feldspathisés* avec filons aplitiques. Près de Bénétant, ces schistes feldspathisés passent progressivement à nos schistes gris; ailleurs ils sont en contact, d'une manière peu nette, avec des schistes gris, ou avec des schistes qui ressemblent à nos schistes verts, mais restent toujours plus cristallins.

Ainsi nous admettons que nos schistes feldspathisés ont été formés par granitisation des schistes gris; nulle part nous n'avons la preuve que les schistes verts aient été atteints par l'injection granitique.

L'étage dinantien (?) constitué éventuellement par les schistes gris et verts apparaîtrait donc dans des conditions géologiques

tout à fait analogues à celles rencontrées dans le Massif Central ou dans les Vosges.

Au microscope, les schistes feldspathisés montrent très nettement leur genèse. La séricite, très abondante dans ces roches, devait être déjà préexistante dans les schistes gris, tandis que l'injection feldspathique ne doit s'être produite qu'après une première époque de laminage hercynien; c'est ce que montrent les grands cristaux de feldspath non fragmentés, tout à fait intacts, que l'on observe dans certains types très laminés; mais le plus souvent les plissements alpins, ayant repris ces roches, ont brisé et fragmenté les cristaux de feldspath en en allongeant les fragments dans la direction de la schistosité ou bien ont tordu ces cristaux en replis secondaires.

Le Houiller.

Comme partout dans la zone des massifs hercyniens, le Houiller se trouve ici en discordance sur le Cristallin; il débute en effet par un *conglomérat de base* et repose directement sur les schistes gris, les schistes verts, plus récents que ces derniers (?), ayant été enlevés par l'érosion.

Au microscope, les *grès* houillers ressemblent tout à fait à des grès-arkoses laminés; les *ardoises* contiennent trop de matières charbonneuses pour qu'on puisse y déterminer les minéraux.

Le Trias.

Il se trouve en discordance angulaire sur les formations antétriasiques et repose tantôt sur les micaschistes, tantôt sur le Houiller ou sur les schistes verts.

Les différents étages, *grès-arkoses, calcaires, cargneules et gypses,* sont représentés.

Au microscope, les *grès-arkoses* de base montrent nettement

différents stades de laminage. Les éléments incolores, quartz et feldspath, de ces grès prouvent que le granite était déjà mis à nu au début de la sédimentation triasique.

Les *cargneules* ont, au microscope, un aspect très caractéristique; des zones altérées, riches en limonite et en calcite de néoformation, y sont très fréquentes; souvent apparaissent, au microscope, de menus fragments des roches encaissantes; cette structure bréchiforme apparaît d'ailleurs à l'œil nu; elle est évidemment d'origine tectonique : toutes nos cargneules sont plus ou moins mylonitisées.

Le Lias appartient probablement à l'étage du Lias calcaire. Cependant, dans le NE de notre région, les ardoises liasiques ne contiennent presque plus de calcaire et ressemblent beaucoup aux ardoises houillères. Au microscope, on n'y voit plus de calcite, mais elles se distinguent toujours du Houiller par leur moins grande richesse en matières charbonneuses.

Tectonique.

1° *Tectonique alpine.* — Les schistes cristallins qui encadrent le *synclinal mésozoïque* de Cevins sont très différents sur les deux bords de ce synclinal; de plus, dans le Cristallin de la bordure SE se montrent d'importantes lignes de dislocation. Nous en conclurons donc que ces deux bords avaient été primitivement très éloignés l'un de l'autre : leur rapprochement actuel est dû aux plissements alpins, et le synclinal mésozoïque étroit et étiré qui les sépare nous apparaît comme *le reste insignifiant d'une large aire de sédimentation.*

Qu'est devenue la grande masse de ces sédiments mésozoïques? Elle a été évidemment éjectée et poussée vers le NW, et il est très admissible de la retrouver dans la « zone des collines liasiques » (P. Lory) qui, à l'Ouest du massif de Belledonne, apparaît en contact anormal avec son substratum autochtone.

La zone de Cevins serait alors la *racine,* ou tout au moins l'une des racines, de ces *collines liasiques.*

Notre synclinal mésozoïque de Cevins a donc une grande analogie de structure avec le synclinal de Chamonix; rien ne prouve d'ailleurs qu'il en représente le prolongement tectonique direct.

2° *Tectonique hercynienne.* — L'histoire des massifs hercyniens est encore bien plus longue et plus compliquée que celle des plissements alpins : actuellement, nous n'y pouvons reconnaître que deux grandes discordances, entre lesquelles s'intercale le Houiller.

Dans l'ensemble, la zone de Cevins correspond à une *région synclinale* dans ces anciens plis. Si nous admettons que nos schistes gris et verts représentent un terme récent de la série anté-houillère, ils marquent en effet un synclinal des plissements anté-houillers. Puis, lors des plissements post-houillers, une nouvelle zone synclinale a pris naissance presque à l'emplacement de la précédente : elle est jalonnée par les deux bandes houillères si nettement alignées au Sud du Col de la Bathie.

Ainsi, au cours de sa longue histoire géologique, la zone de Cevins nous apparaît comme une *zone de moindre résistance;* c'est sans doute grâce à la présence d'une série de schistes tendres (schistes gris et verts, puis schistes houillers) que cette zone est restée prédisposée pour la naissance d'une grande dislocation synclinale lors des derniers plissements alpins.

Les *directions* de ces plissements successifs ne sont d'ailleurs pas restées toujours les mêmes. En effet, en admettant que la bande granitique jalonne l'axe d'un mouvement anticlinal ancien, on voit, d'après notre carte, que cet axe vient recouper obliquement la direction des plis alpins, nettement marquée par l'allongement du synclinal liasique.

Ainsi, même après la dernière déformation due aux mouve-

ments orogéniques tertiaires, les plis hercyniens restent bien plus voisins de la direction méridienne que les plis alpins.

Cette *obliquité des plissements successifs* a d'ailleurs été notée presque partout dans la zone alpine externe; P. TERMIER l'avait reconnue dans les massifs des Grandes-Rousses et du Pelvoux; plus récemment, CORBIN et OULIANOFF en ont donné une démonstration très nette au voisinage du synclinal de Chamonix, lequel recoupe obliquement les vieux plis hercyniens.

Le *laminage intense* dont témoigne la disparition brusque de la bande granitique, des schistes verts, et même du Trias, au voisinage du synclinal liasique, résulte sans doute en partie de ce jeu de mouvements obliques; mais, contrairement à ce qui se passe dans le synclinal de Chamonix, on ne peut voir ici les directions hercyniennes se prolonger, après déviation, au delà du synclinal mésozoïque. Nous sommes ramené ainsi à l'idée exprimée plus haut, à savoir que notre région de Cevins ne représente qu'une étroite zone de dislocation, dont les deux lèvres étaient primitivement très éloignées. On n'a donc pas affaire ici à proprement parler à un synclinal, mais bien à une véritable « *cicatrice* » jalonnant une des lignes de dislocations les plus importantes de la zone cristalline, celle que P. LORY a choisie pour délimiter, dans Belledonne, un rameau externe et un rameau interne.

Les recherches que nous avons poursuivies s'harmonisent ainsi parfaitement avec celles de nos prédécesseurs dans les régions voisines.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE DES OUVRAGES CITÉS

(Le classement a été fait dans l'ordre chronologique.)

Principales abréviations.

B. S. C. G. F. : Bulletin de la Carte géologique de France et des topographies souterraines.

B. S. G. F. : Bulletin de la Société géologique de France.

1 1795 COQUEBERT. — Mémoire pour servir à la description minéralogique du département du Mont-Blanc (*Journal des Mines*, t. I, n° 4, 1795).

2 1808 A.-J.-M. BROCHANT DE VILLIERS. — Observations géologiques sur les terrains de transition, qui se rencontrent dans la Tarentaise et autres parties de la chaîne des Alpes (*Journal des Mines*, t. XXIII, n° 137, 1808).

3 1858 G. DE MORTILLET. — Géologie et Minéralogie de la Savoie (*Annuaire de la Chambre royale d'agriculture et de commerce de la Savoie*, t. IV, 1858).

4 1861 Ch. LORY. — Description géologique du Dauphiné pour servir d'explication à la carte géologique de cette province, t. I, *Grenoble*, 1861.

5 1867 Alph. FAVRE. — Recherches géologiques dans la partie de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisine du Mont-Blanc, t. III, *Genève*, 1867.

6 1883 J. RÉVIL. — Etudes géologiques sur la vallée de Beaufort (*Compte rendu de la VIe session du Congrès des Sociétés savantes savoisiennes, Albertville*, 1883).

7 1889 J. RADIAN. — Recherches sur la composition de quelques schistes ardoisiers de Suisse et de Savoie. *Genève*, 1889.

8 1890 M.-A. MICHEL-LÉVY. — Etudes sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc (*B. S. C. G. F.*, t. I, n° 9, 1890).

9 1892 — Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges, Montagnes de Pormenaz et du Prarion (*B. S. C. G. F.*, t. III, n° 27, 1892).

10 1892 L. MRAZEC. — La protogine du Mont-Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. *Genève*, 1892.

11 1893 L. DUPARC et L. RITTER. — Les massifs cristallins de Beaufort et Cevins (*Arch. Sc. Ph. et Nat. Genève*, 3e période, t. XXX, 1893).

12 1894 E. RENEVIER et H. GOLLIEZ. — Voyage géologique au travers des Alpes centrales et occidentales de la Suisse (*Livret-guide VIe session du Congrès géologique international, Zürich*, 1894).

13 1895 P. TERMIER. — Le massif des Grandes-Rousses (*B. S. C. G. F.*, t. IV, n° 40, 1895).

14 1895 P. LORY. — Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne (Seconde note sur la bordure occidentale du massif d'Allevard) (*Annales de l'Université de Grenoble*, t. VII, n° 2, 1895).

15 1895 M.-A. OFFRET. — Prolongement de la chaîne des Aiguilles-Rouges et de la chaîne de Belledonne (*B. S. C. G. F.*, t. VII, n° 44, 1895).

16 1896 P. TERMIER. — Sur la tectonique du massif du Pelvoux (*B. S. G. F.*, 3e série, t. XXIV, 1896).

17 1897 Carte géologique détaillée de la France à 1/80.000e, feuille 169 *bis*, Albertville. *Paris*, 1897.
(Les environs de Cevins ont été cartographiés par L. Ritter et M.-A. Offret.)

18 1898 L. DUPARC et L. MRAZEC. — Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc (*Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, t. XXXIII, fasc. 1, 1898).

19 1901 E. WEINSCHENK. — Die gestiensbildenden Mineralien. *Freiburg*, 1901.

20 1903 P. TERMIER. — Les schistes cristallins des Alpes occidentales (*Compte rendu de la IXe session du Congrès géologique international de Vienne*, t. II, 1903).

21 1917 W. KILIAN et J. RÉVIL. — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises (*Mém. p. serv. à l'expl. de la Carte géol. de la France*, t. II, fasc. 1-2, 1917).

22 1921 Ed. PARÉJAS. — La vallée de Chamonix (*Echo des Alpes*, n° 27, 1921).

23 1922 — Géologie de la zone de Chamonix (*Mém. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, t. XXXIX, fasc. 7, 1922).

24 1922 P. PRUVOST. — Les divisions paléontologiques dans le terrain houiller de l'Europe occidentale, d'après le caractère de la faune limnique (*Compte rendu de la XIIIe session du Congrès géologique international de Bruxelles*, t. II, 1922).

25 1924 N. GRUBENMANN et P. NIGGLI. — Die Gesteinsmetamorphose, t. I. *Berlin*, 1924.

26 1924 P. LORY. — Chaîne de Belledonne au Sud de l'Arc (*B. S. C. G. F.*, t. XXIX, n° 158, 1924).

27 1925 — Sur la tectonique « alpine » de la chaîne de Belledonne au Sud d'Albertville (*C. R. som. Soc. Géol. France*, 1925).

28 1925 P. CORBIN et N. OULIANOFF. — Continuité de la tectonique hercynienne dans le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (*B. S. G. F.*, 4e série, t. XXV, 1925).

29 1925 H. ROSENBUSCH et O. MÜGGE. — Microscopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I, zweite Hälfte. Die petrographisch wichtigen Mineralien. Spezieller Teil. *Stuttgart*, 1925.

30 1926 M. GIGNOUX. — Géologie stratigraphique. *Paris*, 1926.

31 1927 P. CORBIN et N. OULIANOFF. — De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix (*B. S. G. F.*, 4e série, t. XXVIII, 1928).

32 1928 A. MICHEL-LÉVY. — Séricitoschistes des chaînes du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges, qui sont des mylonites recristallisées, postérieures au granite (*B. S. G. F.*, 4e série, t. XXVIII, 1928).

33 1929 H. SCHOELLER. — La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère (*B. S. C. G. F.*, t. XXXIII, n° 175, 1929).

34 1930 M. GIGNOUX. — La tectonique des terrains salifères (*Livre jubilaire; Centenaire de la Société Géologique de France*, t. II, *Paris*, 1930).

35 1930 M. GIGNOUX et L. MORET. — Itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne (*Trav. Lab. de Géologie, Grenoble*, t. 15, 1930).

Cartes consultées :

Outre la Carte géologique à 1/80.000e [17], nous avons utilisé :

Ch. LORY, L. PILLET, abbé P. VALLET. — Carte géologique du département de la Savoie à 1/150.000e. *Chambéry*, 1869.

L. MORET. — Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes à 1/200.000e. *Chambéry*, 1928.

Explication de la planche IV.

I. **Schiste calcaire du Lias.** Lum. par. X 100.

Presque toute la plaque est constituée par de la calcite souvent mâclée. En haut à droite, on voit une mâcle très distincte. Le clivage est bien net; la texture en mosaïque n'est pas bien visible.

II. **Grès-arkose du Trias.** Lum. par. X 12.

Les cristaux de feldspath nagent dans une pâte sériciteuse. Aucune plage quartzeuse n'apparaît. En haut à gauche, on voit un beau cristal de microperthite. Dans les échantillons plus laminés, les éléments incolores se rapprochent les uns des autres et la séricite ne remplit que les interstices entre ces éléments.

III. **Cargneule du Trias.** Lum. par. X 12.

Les zones foncées sont les parties ferrugineuses; les zones blanches consistent en carbonate de néoformation, qui remplit les fissures des parties ferrugineuses. En bas à gauche, on voit un amas d'éléments détritiques.

IV. **Grès-houiller.** Lum. par. X 12.

On peut considérer ce grès-houiller comme un grès-arkose laminé. Le feldspath semble complètement altéré en séricite, qui se trouve en lames étirées entre les cristaux de quartz.

V. **Schiste gris.** Lum. pol. X 60.

Type normal d'un schiste gris. Toute la roche est formée de séricite. On ne peut plus distinguer les minéraux.

VI. **Schiste vert.** Lum. pol. X 60.

Le schiste est formé principalement de quartz et de feldspath. Les bandes sériciteuses de la figure 4 du texte ne sont pas bien visibles; elles se trouvent partout entre les éléments incolores.

La photog. représente un schiste non ou très peu écrasé. La différence en texture entre les schistes gris et verts apparaît immédiatement, quand on compare les photog. V et VI.

Explication de la planche V.

VII. Schiste feldspathisé. Lum. pol. X 40.

Schiste laminé : type II décrit dans le texte, fig. 3. On voit les cristaux de feldspath et de quartz entourés par des zones sériciteuses. Le quartz est beaucoup moins abondant que le feldspath. La pâte sériciteuse est analogue à celle d'un schiste gris (voir microphotg. n° V) ; le feldspath et le quartz seraient de néoformation (granitisation).

VIII. Granite de Cevins. Lum. pol. X 40.

La partie supérieure de la photog. montre de grands cristaux de feldspath (microperthite), sous lesquels apparaît du quartz très écrasé. Au milieu en bas, se trouvent des cristaux d'amphibole idiomorphe. On voit que les éléments noirs sont très rares et que la roche est constituée en majeure partie par du feldspath et du quartz.

IX. Schiste feldspathisé extrêmement laminé. Lum. pol. X 40.

La roche ressemble tout à fait à un granite laminé. On voit une bande de séricite, qui sépare nettement une partie très quartzeuse en haut d'une partie plus feldspathique en bas. A l'œil nu, cette roche a un aspect extrêmement broyé, mylonitique.

X. Aplite. Lum. pol. X 40.

Filon dans les schistes feldspathisés près du pont du Gruvaz. La roche est entièrement formée de quartz et de feldspath à texture granoblastique, mais fortement écrasée. Le feldspath est beaucoup moins abondant que le quartz.

XI. Micaschiste. Lum. pol. X 40.

Les cristaux de feldspath tordus, typiques pour les micaschistes, sont bien visibles; les traînées sériciteuses, si développées dans les autres roches, sont ici réduites à de très minces bandes, qui sur les plans de cassure donnent à la roche son aspect macroscopique caractéristique.

XII. Amphibolite. Lum. pol. X 40.

Les cristaux allongés sont de l'amphibole, dont le clivage est plus ou moins visible. Les autres minéraux sont surtout du feldspath et quelques cristaux de quartz.

Explication de la planche VI.

I. **La vallée de l'Isère près de Cevins. — Vue prise de Saint-Paul-sur-Isère.**

m, micaschistes (à gauche, l'extrémité SE du verrou de Cevins).

a, cristallin de la zone de Cevins, constitué par les schistes verts et gris et par le granite avec son auréole de schistes feldspathisés.

Le synclinal mésozoïque passe entre *m* et *a*; en dessous de *d* : cônes de déjections du Gruvaz (à gauche) et du Nant Bayat (à droite).

II. **Affleurement de schistes verts près du Gruvaz.**

La photog. montre assez bien le mode d'affleurement de ces roches tendres, donnant des talus couverts de végétation.

III. **Surface rocheuse de schistes feldspathisés, près du pont du Gruvaz.** Réduction environ 1/2.

ss, direction de la schistosité.

a, cristal de feldspath, orienté presque perpendiculairement à *ss*.

, allure probable d'un pli secondaire.

Explication de la planche VII.

IV. **Le verrou de Cevins,** semblant barrer la vallée de l'Isère.

Au sommet, on voit la petite chapelle de Notre-Dame-de-la-Vie.

V. Vue prise du **Col de Basmont,** montrant le versant SE de la vallée qui descend vers la Maurienne.

On peut suivre de l'œil l'étroite bande de Trias (*t*) entre le Lias (*l*) et les schistes verts (*v*).

TABLE DES MATIÈRES

Pages

PRÉFACE 1

INTRODUCTION 3

A) *Situation géographique* 3
B) *Situation géologique* 4
C) *Travaux géologiques antérieurs* 6

CHAPITRE I. — **Description géologique des affleurements** 9

A) *Roches sédimentaires d'âge connu* 10
1° Le Lias 10
2° Le Trias 14
3° Le Houiller 19

B) *Roches anté-houillères peu métamorphiques* 22
1° Les schistes verts 22
2° Les schistes gris 23
3° Les schistes carburés 24
4° Les quartzites dans le Cristallin 24

C) *Roches cristallines et cristallophylliennes* 25
1° Le granite 25
2° Les schistes feldspathisés 26
3° Les schistes gris anciens 28
4° Les micaschistes 28

CHAPITRE II. — **Etude stratigraphique des différentes formations** 31
1° Le Lias 31
2° Le Trias 31
3° Le Houiller 31
4° Les schistes verts et gris 32
5° Les schistes carburés 35
6° Le granite et les schistes feldspathisés 36
7° Les micaschistes et les schistes gris anciens 37

Pages

CHAPITRE III. — **Etude pétrographique des diverses roches** 39

1° Le Lias 39
2° Le Trias 41
a) Les grès-arkoses 41
b) Les calcaires 43
c) Les cargneules 43
3° Le Houiller 45
a) Les grès 45
b) Les ardoises 45
4° Les schistes verts 46
5° Les schistes gris 48
6° Les schistes carburés 51
7° Les quartzites dans les micaschistes 52
8° Le granite 52
9° Les schistes feldspathisés 54
10° Les aplites 58
11° Les micaschistes 58
12° Les amphibolites 61
Conclusions de l'étude microscopique 62

CHAPITRE IV. — **Tectonique** 65

CHAPITRE V. — **Morphologie** 75

Résumé et conclusions générales 77

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE DES OUVRAGES CITÉS 85