

**LA GÉOLOGIE DE LA VALLÉE SUPÉRIEURE
DU SERIO**

PAR

J. WEEDA.

Avec planche 1, 2, 3 et 4.

INDEX.

	page
I. Introduction	4
II. Stratigraphie	7
A. Les schistes cristallins	7
B. Le Permien	8
1. Le Conglomérat basal	10
2. Le Collio	10
a. Le Collio inférieur	11
b. Le Collio supérieur	13
3. Le Verrucano	14
Pétrographie du Permien	15
Les Quartzporphyres	15
Les Conglomérats du Collio et le Verrucano	16
C. Le Trias	18
1. Le Werfénien	18
2. L'Anisien	19
3. Le Ladinien	20
a. Les couches de Buchenstein et de Wengen	22
b. Calcaires d'Esino et C. d'Esino supérieurs	25
4. Le Carnien	25
III. Roches filoniennes	27
A. Les filons pré-permiens	27
B. Les filons alpins-tardifs	27
IV. Dynamo-métamorphose	29
V. Activité hydrothermale	32
Le minerai de fer	32
VI. Tectonique	35
A. La formation de massifs surélevés et affaissés	36
B. La formation de charriages et de failles renversées	38
C. Charriage et plissement en sens NE—SW	46
D. Les petits mouvements alpins-tardifs	47
Conclusions	47
VII. Excursions	50
VIII. Bibliographie	53

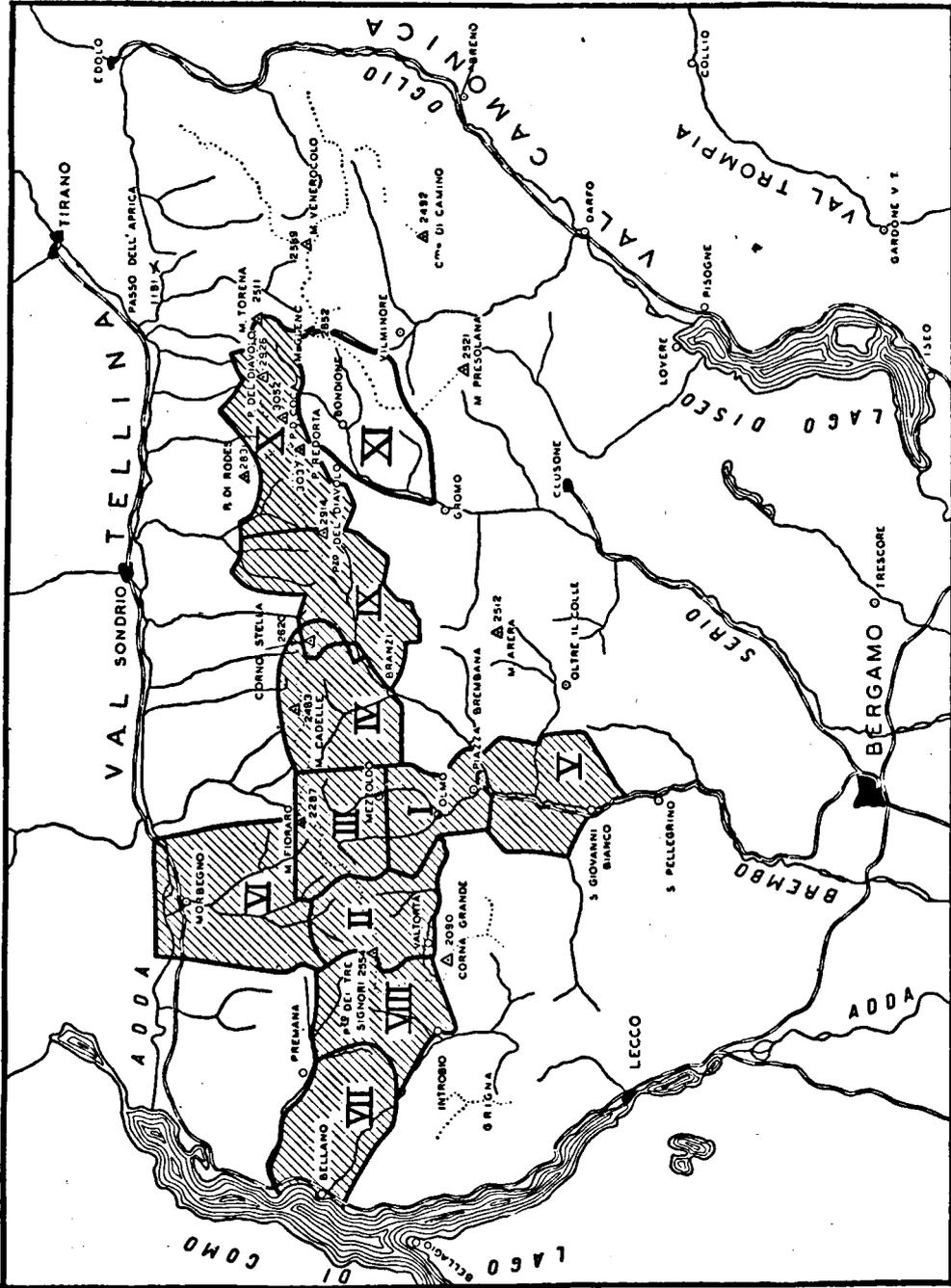


Fig. 1.
Esquisse du territoire entre le lac de Côme et le lac d'Iseo.
Echelle 1 : 500.000.

Les terrains, indiqués sur la carte (Fig. 1), ont été relevés par:

- I J. COSIJN, 1926—1927
- II W. J. JONG, 1926—1927
- III TH. H. F. KLOMPÉ, 1927—1928
- IV J. H. L. WENNEKERS, 1928—1929
- V G. L. HOFSTEENGE, 1929—1930
- VI S. W. TROMP, 1930—1931
- VII W. L. BUNING, 1929—1931
- VIII R. D. CROMMELIN, 1929—1931
- IX J. J. DOZY, 1931—1932
- X J. J. DOZY et P. D. TIMMERMANS, 1933
- XI J. WEEDA, 1931—1933

La présente étude est également publiée dans les „Leidsche Geologische Mededeelingen”, Dl. VIII.

Dans les „Contributions à la Géologie des Alpes Bergamasques” ont déjà paru les publications suivantes des „Leidsche Geologische Mededeelingen (L. G. M.):

- No. 1. J. COSIJN, „De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo”. 1928. L. G. M. II, p. 251—324.
- ” 2. W. J. JONG, „Zur Geologie der Bergamasker Alpen, nördlich des Val Stabina”. 1928. L. G. M. III, p. 48—104.
- ” 3. TH. H. F. KLOMPÉ, „Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo”. 1929. Diss.
- ” 4. J. H. L. WENNEKERS, „De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole”. 1930. L. G. M. III, p. 265—333.
- ” 5. G. L. HOFSTEENGE, „La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino”. 1931. L. G. M. III, p. 25—82.
- ” 6. S. W. TROMP, „La Géologie du Valle del Bitto et la Tectonique des Alpes Lombardes”. 1932. L. G. M., p. 123—320.
- ” 7. W. L. BUNING, „De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio”. 1932. L. G. M. III, p. 321—399.
- ” 8. R. D. CROMMELIN, „La Géologie de la Valsassina et de la Région adjacente au Nord”. 1932. L. G. M. III, p. 400—459.
- ” 8a. J. H. L. WENNEKERS, „The structure of the Bergamo Alps compared with that of the Northwest Highlands of Scotland”. 1932. L. G. M. IV, p. 83—93.
- ” 9. G. L. HOFSTEENGE, „Mineragraphisch onderzoek der Loodzinkertsen uit de Bergamasker Alpen”. 1934. L. G. M. VI, p. 59—78.
- ” 10. J. J. DOZY, „Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda”. 1935. L. G. M. VI, p. 133—230.
- ” 10a. J. J. DOZY, „Ueber das Perm der Südalpen”. 1935. L. G. M. VII, p. 41—62.
- ” 11. J. J. DOZY, „Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen”. 1935. L. G. M. VII, p. 63—84.
- ” 12. J. J. DOZY et P. D. TIMMERMANS, „Erläuterungen zur Geologischen Karte der Zentralen Bergamasker Alpen”. 1935. L. G. M. VII, p. 85—109.

I. INTRODUCTION.

Le terrain que nous avons étudié dans les étés successifs des années 1931, -32 et -33, fait partie de la zone d'activité cartographique des géologues de Leyde dans les Alpes Bergamasques. Un coup d'oeil sur la carte de PORRO (1903), nous fit immédiatement penser qu'il y aurait des observations très intéressantes d'ordre tectonique à y faire. PORRO nous dessine la faille de Valcanale—Bondione comme s'arrêtant brusquement dans le versant méridional du Toazzo. Il indique la limite Nord du massif affaissé par une ligne en équerre, qui se termine à l'Est près d'une zone à Servino, là où nous avons figuré la faille de Flès. Toute la région calcaire aurait donc subi un affaissement le long de la faille de Valcanale—Bondione, dont le charnière eût été une ligne passant par Nona et le Passo della Manina.

En outre, PORRO a figuré fort irrégulièrement la limite, normale partout, entre le Permien et le Cristallophyllien. En 1933 cependant, il remarque lui-même (PORRO, 1933, p. 378) que ce relevé a été sommairement fait, et que cette limite aurait été très disloquée selon lui.

Un petit coin de Calcaire d'Esino, figurant sur sa carte dans la Valle Sedornia comme contigu au Permien par une limite normale, doit n'être qu'une faute d'impression. Sa figuration s'accorde en effet assez avec l'emplacement des schistes cristallins en cet endroit.

Nous avons constaté qu'en réalité la limite entre le Cristallophyllien et le Permien a été très disloquée. Puis il nous a semblé plus exact d'admettre un ancien massif affaissé là, où, sur la carte, ont été indiqués du Calcaire d'Esino et de l'Anisien. La tectonique du Toazzo s'est révélée toute autre que PORRO ne l'a figurée. Des calcaires furent en effet également trouvés dans le versant Nord de cette montagne, et la route vers le Rifugio Curó, construite pendant la guerre, en a amené des affleurements très nets et faciles à atteindre. Mais toute trace de ces calcaires fait défaut dans le versant Nord de la Valle Seriana.

Grâce à tout cela nous avons pu nous former une idée autre et plus juste du cours de la faille de Valcanale—Bondione, mais nous n'avons néanmoins pas pu réussir à fournir une explication tout-à-fait satisfaisante de la tectogenèse du Monte Toazzo.

Il y a à peu de temps, NANGERONI (1931) a publié des notes d'observations faites aux environs du Monte Gleno.

Pour ce qui touche notre terrain ces observations sont exactes dans les grandes lignes.

La figuration a été faite sur les feuilles suivantes de la „Carta d'Italia”, à l'échelle de 1:25000:

Fo. 18.	Corno Stella	Tav. Sud-Est	
Fo. 19.	Schilpario	Tav. Sud-Ovest	relevé en 1912
		Tav. Sud-Est	relevé en 1912
Fo. 33.	Clusone	Tav. Nord-Est	
Fo. 34.	Vilminore	Tav. Nord-Ovest	relevé en 1913

Ces cartes sont des agrandissements photographiques d'un relevé à l'échelle de 1:50.000. Les feuilles 19 (Schilpario) et 34 (Vilminore) ont des courbes de niveau tous les 25 m, les autres feuilles en ont tous les 50 m. Elles ne présentaient en général pas d'erreurs grossières. Seules les indications de roches avaient été trop nombreuses et trop peu minutieuses, et une figuration géologique précise en devint impossible en maint endroit escarpé. Toutes les cartes étaient en outre très surannées. Pendant la guerre justement et après, de nombreux travaux de construction ont été édifiés.

Comme un nouveau relevé a été entamé en 1932, nous en avons tenu compte, et fixé tous les points d'observation au moyen de visées.

Pour la figuration de notre carte nous avons pu utiliser toutes les feuilles mentionnées ci-dessus dans la nouvelle édition, sauf celle de Fo. 19. Schilpario, Tav. Sud-Est.

La nouvelle figuration est excellente et très minutieuse. Il est à regretter que, pour des raisons militaires, on ait omis d'y porter des travaux de construction très utiles pour l'orientation, mais nous nous sommes estimés tenus en notre qualité d'hôtes de garder le secret. A l'usage, les cartes ne révélèrent que les deux erreurs suivantes:

1. En-dessous du Pinacolo, au Nord-Est de la Valle Piccinella, se trouve une courbe de niveau marquée de 2500 m. Ceci doit être 1500 m.

2. La route de Valbondione vers le lac du Barbellino monte régulièrement, mais au premier lacet on voit un chiffre d'altitude supérieur à celui placé au second. Le premier de ces deux chiffres doit d'ailleurs être erroné vu les courbes de niveau.

Notre terrain est situé dans la partie la plus haute des Alpes Bergamasques. La différence de niveau maxima est de 2200 m largement. Il fallut donc fixer plusieurs points de départ. A part Valbondione, les „Rifugi” Curó et Coea servirent de points d'attache, mais il fallut camper également. Le séjour y a souvent été solitaire, mais en 1933 la présence de mon ami J. WINTERS m'a été d'un précieux secours dans des circonstances souvent précaires.

Je tiens à rappeler ici l'amabilité avec laquelle la S. A. IDRO-ELETTRICA BARBELLINO m'a offert le libre usage de ses moyens de transport ainsi que de ses voies de communication dans la montagne, ce qui n'a pas peu contribué à me faciliter le travail.

Au commencement des travaux, un voisin travaillait sur notre côté Est en contact avec le terrain exploré par J. J. Dozy. Cet ami, J. E. MULOCK HOUWER, était sur le point de partir pour sa seconde saison dans les Alpes Bergamasques, lorsqu'un funeste accident lui

coûta la vie, et nous priva d'un collègue et d'un ami dont l'absence a été cruellement ressentie dans la suite. Notre collègue H. C. RAASVELDT reprendra ses travaux en 1936.

Le terrain immédiatement au Nord du nôtre, la crête principale de la Catena Orobica, fut jugé trop dangereux pour un seul investigateur. Il fut décidé d'étudier ce terrain au moyen d'équipes d'ascensionnistes sous la conduite de Dozy et de P. D. TIMMERMANS (1935). Leurs indications et communications furent très utiles au présent travail. Sur la limite orientale de notre terrain TIMMERMANS a travaillé quelque temps dans le Val Gleno. Au Sud la mise en carte fut commencée en 1935. H. SWOLFS a été chargé du terrain au Sud de la Costa Magrera, W. A. VISSER des environs du Monte Ferrante.

Pour permettre au lecteur de se faire rapidement une idée d'ensemble des observations qui ont servi de bases aux lignes géologiques, les parties du terrain sans affleurements ont été laissées en blanc sur notre carte. Les limites de ces taches blanches ont été empruntées en partie à des constatations faites sur place, et en partie aux nouvelles cartes. Cette méthode d'indication rendit superflu un exposé circonstancié des arguments en faveur du tracé des failles et des limites.

Pour faciliter l'orientation sur la carte nous avons adopté un système de coordonnées du type qu'on utilise au jeu d'échecs, p. ex.: M. Vigna Soliva (C. d 3).

Qu'il me soit permis d'exprimer ici la profonde gratitude que je porte à mon maître, le Professeur B. G. ESCHER, pour l'aide et les conseils qu'il m'a prodigués au cours des travaux que nécessita cette thèse.

Le Dr. PH. H. KUENEN dans le terrain, et le Dr. L. U. DE SITTER au laboratoire de Leyde, se sont toujours trouvés prêts à m'aider de leur savoir et de leur expérience, et j'espère qu'ils voudront bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

Monsieur I. F. B. v. HUMALDA v. EYSINGA a consacré tous ses soins à la traduction du texte original, ce dont je le remercie.

Monsieur W. F. TEGELAAR a dessiné la carte, les profils et les esquisses de cette publication. Le travail y a gagné en bonne apparence, et je lui en suis très reconnaissant.

II. STRATIGRAPHIE.

A. Les Schistes cristallins.

Tout comme dans les autres parties des Alpes Bergamasques, le sous-sol des sédiments permo-triasiques est formé de schistes cristallins. Des investigateurs antérieurs les ont examinés dans des terrains situés plus à l'Ouest, et décrits en détail. (JONG, 1928; KLOMPÉ, 1929; WENNEKERS, 1930; TROMP, 1932; DOZY, 1935, *a*).

La Valle Seriana en présente un développement assez uniforme. Ils y appartiennent aux quartzites et aux gneiss-micacés. On trouve également des formes transitoires entre ces deux roches. La teneur en feldspath est en général faible. Le mica est formé de muscovite, de séricite et de chlorite pseudo-morphosée de grenat et de biotite.

Les coupes-minces du substratum de ce terrain ne présentent pas

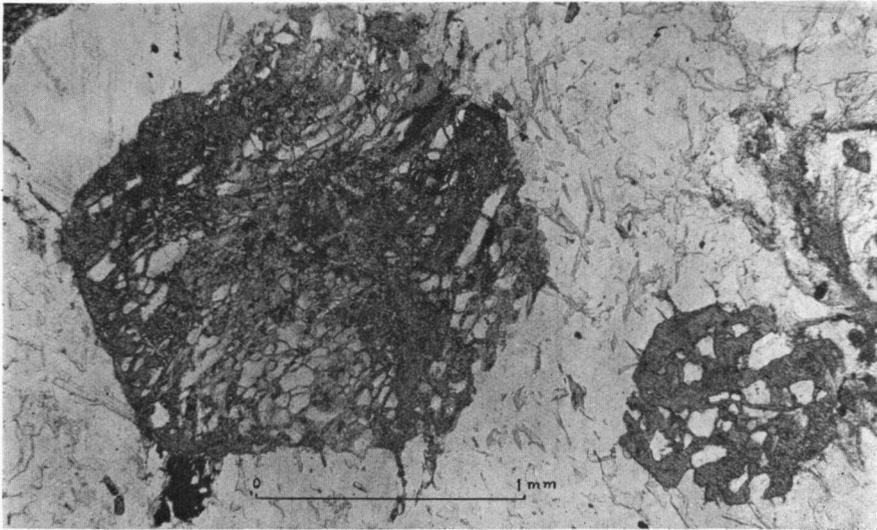


Fig. 2.

Pseudo-morphose de grenat en chlorite avec inclusions de quartz.

ces derniers minéraux à l'état inchangé. Cependant un échantillon pris aux environs du Lago del Barbellino présente des vestiges de biotite dans la masse verte de la chlorite.

Considérons maintenant d'un peu plus près deux espèces de ces roches.

Nous commençons par un échantillon de quartzite à chlorite et à muscovite trouvé aux environs de l'Asta Bassa (C. e 4).

Composants principaux: quartz et chlorite.

Composants de second ordre: la muscovite, la tourmaline, le zircon, l'apatite, la magnétite et l'hématite.

Structure: Porphyroblastique avec une pâte de quartz granoblastique.

Le *quartz*, finement mais irrégulièrement granulé, à une extinction onduleuse. La *chlorite* se présente sous forme de remplissage de gros noyaux, quelquefois à limites rectilignes, dans lesquels on trouve des inclusions de quartz en cordons sinueux et interrompus (fig. 2). TROMP (1932, Pl. 19, fig. 3) a décrit de ces inclusions dans le grenat et les a reproduites. Apparemment il s'agit donc ici d'une pseudo-morphose de *grenat* en chlorite verte pléochroïque. La roche était donc à l'origine un *quartzite grenatifère à muscovite*.

Le second échantillon est un gneiss des plus caractéristiques de toute cette région et a été pris dans le ruisseau qui va de Baita Piodera à Fiumenero à 875 m d'altitude.

Composants principaux: l'orthose, le plagioclase acide, le quartz et la chlorite.

Composants de second ordre: La muscovite, la séricite, la tourmaline, l'apatite, la calcite, l'épidote, le zircon, la pyrite et la magnétite.

Structure: Porphyroblastique à pâte granoblastique.

La muscovite se présente parfois en cordons.

Dans la pâte, composée de grains de *quartz* de dimensions irrégulières et quelquefois onduleux, on rencontre des agrégats xénoblastiques d'orthose et de *plagioclase* acide. Eu égard à ceci on pourrait s'attendre à une structure ocellée, mais on n'en voit rien à l'oeil nu.

La *chlorite* se présente de trois façons différentes, à savoir: comme remplissage de noyaux, comme minéral feuilleté contenant du minerai de fer, et sous forme de filon, côtoyant de la calcite. La *calcite* se présente sous la forme de noyau d'un filon dont la partie extérieure est formée de chlorite. On la rencontre encore ailleurs dans la roche. La *tourmaline* se présente sous forme d'individus de 0.7 mm et de structure zonée. Sa couleur à l'extérieur est brunâtre alors qu'elle tire sur le gris-vert en allant vers le centre.

A l'oeil nu la roche présente un aspect dense à plan de clivage net mais rugueux sur lequel le mica se détache. La couleur est gris-vert. De petites mouchetures noires et luisantes représentent probablement des cristaux de tourmaline. L'échantillon montre encore un petit filament de FeS_2 .

La roche doit avoir été à l'origine un *gneiss-à-feldspath-alkalin-et-à-deux micas contenant du grenat*. Actuellement il faudrait l'appeler du „gneiss-à-feldspath-alkalin-à-muscovite-et-à-chlorite”.

B. Le Permien.

Entre les marnes de Servino du Werfénien et les schistes cristallins se trouve une très épaisse série de roches d'origine tant

sédimentaire qu'effusive. Nous manquons par malheur de données paléontologiques qui nous permettent d'en donner une parallélisation stratigraphique correcte. Dozy (1935, b) a fait une étude plus approfondie de ces couches par rapport à toutes les Alpes Méridionales, tant sur le terrain qu'au moyen des publications antérieures. Nous apprenons ainsi que les plantes fossiles trouvées dans la Valle Trompia (E. SUSS, 1869; Dozy, 1935, b) ont amené ces investigateurs à attribuer aux parties du milieu de la série qui nous occupe, l'âge du Permien et du Permien inférieur respectivement. La limite inférieure est cependant peu certaine, et pourrait être du Carbonifère. Mais, étant donné que les couches qui se trouvent immédiatement au-dessus du terrain cristallophyllien, se trouvent en concordance sous les couches plus jeunes, on a provisoirement rangé dans le Permien toute la série comprise entre les schistes cristallins et le Servino. L'absence de matériel paléontologique est la cause que la figuration sur la carte du Permien des Alpes Bergamasques a été basée sur la lithologie.

Les roches permienes les plus anciennes présentent un caractère de conglomérat basal. Dans la Valle Seriana nous le voyons suivi de roches volcaniques, de grès, de schistes et de conglomérats de la série du Collio. La sédimentation permienne se termina par la formation d'un conglomérat rouge: le Verrucano.

PORRO (1933) constata que pour ce qui concerne la partie des Alpes Bergamasques située au Nord de la Valle Stabina, il ne faut pas accorder de valeur stratigraphique à la distinction des conglomérats par rapport aux grès, schistes, et roches volcaniques permienes. Ces conglomérats en effet présentent à de courtes distances des transitions latérales en les schistes et les grès caractéristiques du Collio.

DOZY (1935, b) a confirmé cela, tout en relevant que cela n'exclut pas nécessairement l'exactitude stratigraphique de la différenciation d'une sorte particulière de conglomérat, des autres roches permienes. Il distingua la couche de conglomérat la plus élevée: le Verrucano, qu'il estimait caractérisé par la présence de nombreux petits galets de porphyre d'un rouge typique. Cette distinction lui paraissait parfaitement motivée, tout au moins pour la partie les Alpes Bergamasques qu'il avait explorée. Tout cela n'empêche pas que pour chaque nouvelle section de Alpes Bergamasques à étudier, il faudra vérifier à nouveau si vraiment l'on peut séparer du Collio un horizon supérieur de conglomérat: Le Verrucano.

Dans notre terrain cela se trouve être le cas en effet. Nous en reparlerons à la page 14. En outre nous avons figuré séparément le Conglomérat basal, à cause de sa grande étendue, de son placement curieux et de son caractère constant.

Nous subdivisions donc le Permien en:

3. Le Verrucano.
2. Le Collio.
1. Le Conglomérat basal.

1. Le Conglomérat basal.

Partout où, dans le terrain exploré, on peut s'attendre à une succession normale des couches, on trouve immédiatement sur le cristallophylien, un conglomérat basal, ou tout au moins des traces de celui-ci. Il se compose de couches contenant des blocs de cristallophylien alternant avec des bancs de grès. La couleur des couches de conglomérat est tantôt très claire, tantôt elle a un éclat rougeâtre par suite d'une saturation de limonite. Les bancs de grès sont rouges ou verts, et présentent parfois une surface irrégulière.

Contrairement aux autres conglomérats de ce terrain, on n'a jamais trouvé de matières volcaniques dans le conglomérat basal, ce qui le fait ressembler au conglomérat aporphyrique de PORRO et au conglomérat basal, type 1, de DOZY (1935, *a*).

La limite inférieure en est souvent difficile à distinguer, à cause de la forte teneur en mica de la pâte. En remontant, cette teneur diminue, et la prépondérance des galets de quartz va croissant. L'épaisseur de cette couche a été déterminée à 50 m environ près du Mte Masone (C. b 5), et du Rifugio Curó (C. g 6). Il a été impossible d'obtenir une détermination ailleurs, et le même chiffre a été admis, sauf dans les cas où il paraissait clairement en être autrement. Parfois l'apparence habituelle du Conglomérat basal fait complètement défaut.

Aux environs de Gromo et sur le versant méridional de la Valle Sedornia (C. c 1), un banc de quartz contenant du mica apparaît entre les schistes cristallins et la série du Collio. Ce banc a par endroits l'apparence d'un conglomérat. Il a été considéré comme un équivalent du Conglomérat basal, et porté en carte comme tel. La transformation peut être attribuée probablement à des causes tectoniques dans le premier de ces deux cas, avec certitude dans le second.

2. Le Collio.

Au Conglomérat basal se trouve succéder immédiatement une série très épaisse de composition très variée. On y trouve des schistes, des grès et des conglomérats, et des roches d'origine volcanique, comme des porphyres, des porphyrites et leurs tufs.

D'une manière générale nous pouvons considérer que les couches inférieures du Collio se composent en majeure partie de matières volcaniques, contrairement aux couches plus récentes de cette série. Cela nous a permis la classification suivante :

- b.* Collio supérieur (de type peu ou pas volcanique).
- a.* Collio inférieur (de type volcanique).

Cette distinction ne peut guère être très précise, puisque nous trouvons encore des quartzporphyres dans le Collio supérieur. Nous nous rangeons donc à l'avis de DOZY (1935, *b*), et nous appellerons Collio toute la série comprise entre le Conglomérat basal et le Verrucano. Le caractère très varié des roches volcaniques nous rend impossible de tirer des conclusions d'ordre tectonique ni de leur absence ni de leur pré-

sence, et nous n'avons donc pas inséré dans les profils cette distinction entre le Collio inférieur et le Collio supérieur.

Nous devons cependant relever que la plupart des investigateurs ont, dans des terrains plus à l'Ouest, distingué une „série porphyrique” inférieure d'une supérieure, non-volcanique.

a. Le Collio Inférieur.

En de fréquents endroits le terrain nous présente un paquet de quelques centaines de mètres de puissance. Ces localités, non reliées entr'elles, mais d'une distribution semblable à celle du cristallin, nous montrent le paquet composé de roches d'épanchement, de tufs, de tufs conglomératiques et de poudingues.

L'examen de terrains volcaniques récents et moins récents nous apprend que laves et tufs s'y trouvent éparpillés en grand désordre, que même, en des cas de relief très accidenté des couches plus récentes peuvent se trouver plus bas que des couches plus anciennes. Il va d'ailleurs de soi qu'il peut exister des quantités de transitions entre les matériaux purement volcaniques et les matériaux provenant uniquement d'érosions ou d'éboulements.

Il ne sera donc guère possible d'établir des caractéristiques distinctifs pour cette catégorie, tout-au-plus pourrons nous déterminer dans les grandes lignes que tel ou tel groupe rocheux a été formé au cours d'une période d'activité volcanique dans les environs.

Si nous n'avons pas figuré séparément les roches d'épanchement, cela tient autant à la difficulté de les distinguer de tufs à cristaux et vitreux analogues sur le terrain comme même sous le microscope, qu'à leur valeur stratigraphique restreinte. Il faudra bien remettre provisoirement à plus tard la reconstruction dans un terrain si disloqué d'anciens volcans et de leurs coulées de lave.

Nous faisons suivre encore quelques données sur la nature de ces couches dans leurs diverses localités:

1. Région du Mte Masone (C. b 5). La série présente un affleurement normal dans un vallon qui part du sommet pour arriver à Vle Antica en passant par-dessus la faille de Mola.

A 1450 m nous trouvons une couche de quartzporphyre au-dessus de tufs à très gros grains de quartz, et de grès tuffeux. Cette couche s'y trouve donc de 150 à 175 m au-dessus du cristallin.

Viennent ensuite des grès tuffeux, des poudingues à galets jaunes et violets, suivis, à 1560 m d'une couche de grès vert schisteux, qui, en remontant, ressemble de plus en plus aux schistes du Collio, quoiqu'on y trouve encore des particules tuffeuses à Corna Ecla à 1675 m d'altitude.

Un porphyre analogue a été signalé sur le versant Est de la Valle du Fiume Nero à 120 m environ au-dessus de la base de cristallin.

2. Le ruisseau près de Baita de Larici dans le même ensemble tectonique. Nous y trouvons une matière composée de tufs, acquérant en remontant un type de plus en plus fin et schisteux. A 1350 m la masse rocheuse est séricitisée. Peut-être y avons-nous affaire à une por-

phyrite violacée ou à un tuf. Il faut remarquer spécialement la présence d'un tuf avec des composants rouges, que l'on trouve aussi à Cavandola della Corna (C. e 3), et près du Rifugio Curó (C. g 6).

Des roches d'épanchement proprement dites n'ont pas été relevées, mais il peut y en avoir au-dessous des limites inférieures des affleurements.

3. La Costa Magrera, au Sud de la région précédente. Les matériaux volcaniques atteignent ici une épaisseur de 500 m environ. Dans cette région la figuration a été sommaire et uniquement dans le but d'établir le contact avec le terrain plus au Sud. Notre collègue SWOLFS a l'intention de fournir à ce sujet de plus amples renseignements, de compléter la carte et de la corriger s'il y a lieu.

4. La partie Est de la Vigna Soliva. Au-dessus de la Baita Bassa di Vigna Soliva on trouve des tufs à cristaux de structure nettement vitroclastique. Mais ici les roches ont subi de fortes influences tectoniques, et leur continuation dans la Costa Magrera présente même une très forte réduction tectonique.

5. Au-dessus de Cavandola della Corna (C. e 3). Nous ne possédons pas de coupes-minces de roches d'épanchement positives de cette petite région. Quelques échantillons qui y ressemblent révèlent sous le microscope une structure nettement vitroclastique, et doivent donc être rangés dans les tufs à cristaux. Ils ont néanmoins la composition minéralogique des quartzporphyres. Ici encore la roche a été très disloquée.

5. Au-dessus du Lago del Barbellino (C. h 7). Leur position en pente très raide permet l'étude, le long du chemin, des couches inférieures du Collio et du Conglomérat basal. Tous deux sont malheureusement hachés de failles, ce qui rend impossible d'établir une succession exacte.

Au cristallophyllien succèdent des conglomérats très grossiers, clairs d'abord, puis des grès verts et rouges et des conglomérats à reflets rougeâtres. La limite entre le Collio et le Conglomérat basal n'est pas visible de la route.

Le premier affleurement de roche volcanique montre un tuf ou un porphyre vert embrassant une couche violacée, probablement de porphyrite, qui contient des phénocristaux d'orthose et de plagioclase. Elle contient encore du quartz, mais en petites quantités.

Il est suivi, entre deux failles, par des schistes du genre de ceux du Collio. Jusqu'à Val Trobi cette alternance se manifeste encore plusieurs fois, mais plus loin les schistes dominent.

7. Aux environs du Rifugio Curó (C. g 6), on trouve l'autre flanc synclinal. Ici aussi la roche est nettement volcanique, comme on peut très bien le voir le long de la grande route vers la cabane. Quelques coupes-minces de la paroi du tunnel et des couches au Nord de Baita Casinel (C. g 5) nous font supposer, à cause de la structure vitroclastique ou bien à cause de la forme très imparfaite des cristaux, qu'ici encore nous avons surtout affaire à des tufs à cristaux, mais d'un type en général quartzporphyrique. Seul un échantillon pris dans les rochers

à pic près de la branche supérieure de la grande route, nous donne l'impression d'être une roche d'épanchement, à savoir une porphyrite quartzifère. Il est curieux de voir que ces rochers, placés sur un entablement de Conglomérat basal, contiennent de nouveau une roche riche en feldspath avec de petits galets rouges, et qui ressemble quelque peu à du Verrucano.

8. Le bassin de Marifùnt (C. h 5). Les roches volcaniques qui y ont été trouvées appartiennent aux roches d'épanchement les plus caractéristiques de tout le terrain exploré. Elles sont formées de felsophyres verts et de porphyrites quartzifères violacés.

Quoique la tectonique du Permien inférieur n'y soit pas très exactement connue, l'on peut admettre qu'ici les couches du Collio supérieur sont assez minces et se présentent surtout sous forme de schistes.

Ceci peut s'accorder avec le fait que dans le Val Gleno aussi, des roches volcaniques apparaissent assez rapidement sous le Verrucano.

On n'y peut évidemment pas déterminer s'il s'agit là de la série volcanique inférieure ou bien d'une série supérieure.

b. Le Collio supérieur.

Les schistes argileux et les conglomérats du Collio supérieur occupent une très grande partie du terrain étudié. L'épaisseur de la série va diminuant du Nord au Midi. Elle atteint probablement une puissance de 1300 m environ près de la crête principale, et de 300 m à peu près au Midi dans la Valle Sedornia. A l'Est, les conglomérats et les schistes du Recastello atteignent une épaisseur minima de 700 m, alors que dans le Val Gleno comme près de Marifùnt, les couches droit au-dessous du Verrucano portent des traces nettes de volcanisme. Il a été essayé, mais en vain, d'établir une norme de succession des couches qui vaudrait pour tout le terrain, et de séparer les parties conglomératiques des parties schisteuses. Les nombreuses transitions rendent cela impossible.

Nous trouvons très répandu le conglomérat qu'on voit par exemple au pied de la Redorta près de Bondione. Il contient beaucoup de galets provenant des schistes cristallins, de même que beaucoup d'un porphyre vert, et, sous la Baita di Coca, des quartzporphyres violacés à phénocristaux de quartz et de feldspath très distincts. La pâte est assez foncée. En remontant, la roche devient plus finement grenue et sa teneur en quartz augmente, et elle finit par se transformer entièrement en grès et en schistes.

On trouve des roches de cette espèce au M. Verme (C. h 6), au M. Pomnolo (C. g 5), aux environs de Crostaro (C. g 4) et sur les versants Nord et Sud de la Vigna Soliva.

Parfois les conglomérats du Collio contiennent des galets de porphyrite violacés et très denses, et des grès violacés. Ils ressemblent alors beaucoup à du Verrucano.

Relevons encore pour finir que des intercalations tuffeuses peuvent se présenter au milieu des couches du Collio supérieur, dans une carrière au Sud de Gavazzo, par exemple.

Dans les charriages des environs de Baita Rigone (C. d 5), on trouve des quartzporphyres très distincts entre les schistes. On peut très bien voir à l'oeil un qu'ils ont été très mylonitisés, ce qui donne une cause tectonique à leur situation.

3. Le Verrucano.

A l'Est comme à l'Ouest du terrain, les marnes triasiques du Servino sont en concordance sur des conglomérats et des grès en majeure partie rouges, et si caractéristiquement développés aux environs de Sasna, que les indigènes appellent cette contrée les „Terre Rosse”.

Les conglomérats contiennent des galets de roches d'épanchement violacées et rouge-foncées, de quartz et de schistes cristallins.

La teneur en particules colorées étant très variable, tout comme la finesse du grain, nous trouvons toutes les transitions des conglomérats rouges grossiers aux grès. Ces derniers sont en général verts et contiennent de petits galets de quartz, mais très souvent aussi de petites inclusions de porphyre rouge-foncé. Il se présente également de nombreux grès à mica fins et rouges, dits „sernifites”.

Sur la carte, cette série de conglomérat a été mentionnée séparément des roches sédimentaires permienes plus anciennes, conformément aux figurations des géologues de Leyde, plus au Nord et à l'Ouest.

La présence de petits galets de porphyre rouge-foncés dans le Verrucano a servi de critère à cette différenciation. En outre les formes d'altération superficielle du Verrucano sont beaucoup plus accidentées que celles des conglomérats du Collio qui y ressemblent; ce qui n'était pas sans importance pour obtenir un aperçu commode de la constitution géologique du terrain.

La limite inférieure du Verrucano est indiquée par des roches de Collio, développées tantôt comme schistes, tantôt comme conglomérats de quartz, ou comme conglomérats polygènes grossiers à pâte verte.

C'est ainsi que près d'Infernello (C. c 4) nous trouvons sur les grès vert-foncés du Collio des conglomérats contenant de gros galets de quartz de provenance cristallophyllienne et de porphyre, de même que des cristaux de feldspath et des quartz corrodés. Leur plan limite est très net, et figure sur la carte comme limite provisoire.

A 50 ou 75 m au-dessus de cette base suit une couche de quartzporphyrite de quelques mètres d'épaisseur, qui présente, sous le microscope des phénocristaux de quartz corrodés.

Puis nous voyons suivre de nouveau des conglomérats de composition à peu près identiques aux premiers, avec, dans le bas, une pâte riche en feldspath et de gros galets durs. Ces derniers vont se rapetissant en remontant, tout en devenant plus rouges, jusqu'à ce que, vers 1700 m d'altitude, donc à 250 ou 300 m au-dessus de la limite provisoire, la roche ait acquis complètement le type du Verrucano sus-jacent.

Dans le couloir au-dessus de Baita 1553 (C. b 3), à 1800 m d'altitude, se trouve, dans la paroi Nord, une mince couche de quartzporphyre à plus forte teneur de feldspath, et à 1900 m la transition en Verrucano est un fait accompli.

Dans le Pinacolo (C. f 6), on trouve également des roches volcaniques, comme des tufs, des conglomérats volcaniques, et peut-être des laves, entre des schistes du Collio et des roches tirant de plus en plus vers le Verrucano. Près de Miniere del Collo (C. g 5), et près des restes de Verrucano de la crête principale, un conglomérat vert avec des galets rouge-pâle constitue la transition.

Le nom de „Verrucano”, plus amplement traité par JONG (1928) et par KLOMPÉ (1929), n'a de valeur précise ni au point de vue stratigraphique, ni petrographiquement parlant. MILCH (1892), en donne un résumé. Lui-même considère encore des porphyres autochtones comme faisant partie de la série du Verrucano, et, en effet, un climat désertique et le volcanisme ne s'excluent pas nécessairement l'un l'autre, et ne l'ont d'ailleurs certainement pas fait. (Dozy, 1935, b.)

Cependant il était nécessaire, en raison du peu d'étendue du terrain étudié, de s'en tenir très exactement aux critères établis. C'est pourquoi, dans la Vigna Soliva, la limite qui sépare le Verrucano du Collio a été déplacée de 275 m vers le haut.

Nous réussîmes à trouver un charriage partout où, dans ce terrain, les schistes et les conglomérats du Collio furent trouvés au-dessus du Verrucano.

Ainsi, près de Passevra (C. g 4), où des conglomérats avec des galets rouges et à altération superficielle accidentée (Verrucano) sont immédiatement reliés à du Servino. Des conglomérats de Collio à altération superficielle en pente douce, et contenant parfois de nombreux galets de cristallin ou de porphyre vert, jaune, ou violacé, y ont été charriés par-dessus. Des schistes du Collio les surmontent à leur tour.

A l'aide d'une interprétation tectonique évidente, on peut paralléliser ces derniers schistes avec ceux qu'on trouve au Nord du M. Pomnolo (C. g 5), et qui se trouvent sous un conglomérat à galets de porphyre rouge et à altération superficielle rugueuse.

Il nous fut possible près du Val Gleno et près de la Vigna Soliva de déterminer à 600 m l'épaisseur du Verrucano. Cette égalité n'est probablement que fortuite, vu les considérables variations d'épaisseur ailleurs. Nous avons gardé ce chiffre dans un but pratique.

Pétrographie du Permien.

Les Quartzporphyres.

Bien des roches que l'oeil nu prend pour des quartzporphyres, révèlent sous le microscope leur nature tuffeuse par la présence d'une structure vitroclastique. Cette indication manquait à d'autres échantillons, et il en devenait plus difficile de conclure quant à leur origine. Des cristaux brisés ou mal formés, un habitus irrégulier, contribuèrent alors à leur faire attribuer une origine sédimentaire volcanique.

Les quartzporphyres proprement dits sont souvent très pauvres en phénocristaux. Une coupe-mince d'un échantillon pris dans le ruisseau à l'Ouest de Marifunt (C. h 5), n'en révèle même aucun. La roche est devenue un agrégat panallotriomorphe et grossièrement grenu de quartz et de feldspath. Le caractère microfelsitique plus fin est limité à de

rare endroits. Les roches du charriage qui longe la route entre Bondione et Case di Redorta (C. c 5) présente quelques phénocristaux de quartz dans une fine pâte holocristalline de quartz et de feldspath. Cette structure est conséquence de la dévitrification. La pâte contient parfois de nombreuses paillettes de plagioclase. La couleur en est vert-pâle.

Le charriage le plus haut de Baita Rigone présente des phénocristaux de quartz, d'orthose et de plagioclase dans le quartzporphyre. La pâte montre de nouveau les petites paillettes de feldspath dans le fin agrégat panalotriomorphe de quartz et de feldspath. Il s'y trouve des phénocristaux de quartz entourés de quartz de formation secondaire.

Dans les minces bancs de quartzporphyre du versant Nord de la Vigna Soliva, nous voyons, très proches en-dessous du Verrucano, des phénocristaux de quartz, d'orthose et de plagioclase dans une pâte microfelsitique. Il est probable qu'à l'origine il s'y trouvait également de la biotite.

Les conglomérats du Collio et le Verrucano.

Il n'a malheureusement pas été possible de découvrir des particularités microscopiques propres à distinguer les conglomérats du Verrucano de ceux du Collio. Pour plus de clarté nous traiterons ici de quelques échantillons.

Le premier a été pris dans le couloir au-dessus de l'Infernello (C. c 4), à 1725 m d'altitude, donc, à peu près à 30 m au-dessus de la limite inférieure du Verrucano telle que nous l'avons admise. La roche qui y présente déjà l'habitus typique du Verrucano, nous a fourni trois coupes-minces. Celle qui présente le conglomérat le plus grossier contient :

1. du *quartzite à séricite*, tant en morceaux normaux que sous forme de galets présentant des symptômes de cataclase.
2. une roche fortement broyée, composée de quartz, d'orthose, et de plagioclase acide. Elle contient des parties à micropegmatite et à micropertchite très nettes. On n'y observe point de parties foncées. Outre l'extinction onduleuse du quartz, la cohésion de la roche a été rompue. Les fissures ont été remplies plus tard d'une matière contenant beaucoup de séricite. La netteté de la structure a souffert de ce morcellement, peut-être la roche est-elle du *granite*, plus probablement du *gneiss chiari*. (TROMP 1932.)
3. du *felsophyre* à pâte panalotriomorphe grossière. Un morceau de quartz clair appartient peut-être encore au galet, et est alors un phénocristal. Les cristaux de zircon sont à remarquer. Un filon de quartz traverse tout le morceau et finit à ses limites, ce qui prouve qu'il a été formé avant que le morceau se soit détaché.
4. des fragments de *pâte irrégulièrement microfelsitique* sans phénocristaux.
5. quelques rares morceaux de *quartz corrodés*, déjà tant soit peu arrondis et sans extinction onduleuse.

La pâte est fine. Dans un des coins de la coupe-mince, la roche devient sableuse.

Les coupes-minces de la roche de conglomérat plus fin nous montrent des fragments de cristallophyllien (des quartzites) dans une pâte foncée par la limonite et contenant des fragments de quartz. Il fut impossible d'obtenir des données supplémentaires.

La troisième coupe-mince a été faite d'une roche, fine à l'oeil nu, à petits galets rouges. Le microscope nous révèle des grains de quartz et de plagioclase ensemble avec des fragments de *felsophyre* (à granulation fine et grossière), et un fragment de *quartzite à deux micas*. La pâte a une forte teneur de séricite. Les grains sont passablement arrondis. Les roches volcaniques surtout sont colorées par la limonite.

Le Verrucano de la crête principale a un habitus différent de celui de la Vigna Soliva. La roche contient moins de pâte et davantage de roche cristallophyllienne. Ces restes ne présentent point de sernifites.

Il a été fait plusieurs coupes-minces d'un galet de poudingue trouvé à l'Ouest du ruisseau qui sort du Lago di Coca. La première contient :

1. du *quartzite à muscovite*, de structure lépidoblastique. La roche ne contient pas de feldspath, et ne présente que des traces minimales de cataclase. Elle contient un peu de zircon.
2. des *quartzites* mylonitisés de structure granoblastique avec des cristaux de quartz à extinction onduleuse, quelquefois un peu broyés.
3. des *schistes à muscovite*.
4. du *gneiss à feldspath alcalin* très broyé avec de l'orthose et du plagioclase fléchi. Les fissures de la roche sont remplies de séricite et de chlorite.

La pâte est très séricitisée, colorée par la limonite, et méconnaissable.

La seconde coupe-mince contient :

1. du *quartzite à muscovite*.
2. du *gneiss* à beaucoup de quartz et à noyaux de plagioclase.
3. du *quartzporphyre* à quartz magmatiquement corrodé, et contenant un minéral aculéiforme qui peut avoir été de l'amphibole ou de la biotite. La pâte est finement devitrifiée, allotriomorphe et légèrement séricitisée. Un petit filon de quartz s'arrête au milieu de la roche, et est probablement de formation antérieure au déplacement.
4. une roche méconnaissable foncée par la limonite. De fines paillettes claires nous font supposer avoir affaire à une roche d'épanchement de *structure trachytique*.

La pâte du grès contient de la tourmaline.

Un conglomérat polygène du Collio, trouvé sur la crête Ouest du Pomnolo contient :

1. du *quartzite à muscovite* de structure lépidoblastique. Il est peu mylonitisé.
2. des *schistes à muscovite*.

3. des *gneiss à feldspath alcalin* très broyés.
4. du *quartzite à deux micas*.
5. du *quartzporphyre* à quartz corrodé et contenant du zircon et de la tourmaline. La pâte microfelsitique, colorée par du minerai, a peut-être présenté une structure vitroclastique. Il se pourrait alors que nous ayons affaire à du tuf.
6. un mélange allotriomorphe séricitisé de quartz et de feldspath.
La roche contient passablement de sidérite.

Au sommet du Pomnolo nous avons pris un échantillon d'un conglomérat sableux, gris-brun, du Collio, dont la coupe-mince nous montre beaucoup de plagioclase des fragments cristallophylliens, et une roche de couleur foncée par le minerai de fer, contenant des microlites clairs, de feldspath probablement. Il s'agit probablement d'une roche d'épanchement de *structure trachytique*.

La grande variété de composition des conglomérats du Collio et du Verrucano, nous contraint donc, si nous voulons les différencier, d'avoir recours à leur apparence extérieure et à leur teneur en limonite. Cette teneur est bien plus considérable dans le Verrucano que dans le Collio. On la trouve tantôt dans la pâte, tantôt dans les galets volcaniques, tantôt dans tous les deux.

Les galets sont formés de roches, qui, pour n'avoir pas été trouvées dans les environs, n'y sont cependant pas étrangères. Seules les structures trachytiques n'ont pas été relevées par nous dans les roches autochtones. Le gneiss chiari doit, lui aussi, avoir été importé de hors du terrain étudié.

C. Le Trias.

1. Le Werfénien.

Entre les roches rouges du Verrucano et les calcaires de L'Anisien, le terrain nous fournit une série de minces couches de marnes fines, de grès riches en mica et de schistes. La couleur en est généralement verte, parfois rouge ou brune, quelquefois même noirâtre.

Près du Pso della Manina, à 50 m au-dessus de sa base, des fossiles se présentèrent. Les mouvements qui avaient eu lieu le long des plans de la stratification, en rendirent impossible la détermination. Près de Nona (C. h 3) cependant, il fut possible de relever la présence de *Myophoria Costata* ZEN. sp. dans de minces plaques de schistes durs, verts et riches en mica, et, dans des schistes plus mous, de couleur vert-brune, de *Myophoria Costata* ZEN. sp. et de *Gervilleia* sp. (FRECH, 1912).

Nous avons donc affaire aux couches de Campil, du Werfénien. Toutes ces roches rouges, vertes et brunes se transforment progressivement, en devenant en même temps de plus en plus calcaireuses, en une roche dolomitique brune, sableuse et poreuse, qui leur sert de trait d'union avec l'Anisien. La suite normale de la série ayant été souvent rompue dans cette roche de transition, celle-ci a été rangée tantôt dans le Werfénien, tantôt dans l'Anisien.

Les grès verts marneux et schisteux des couches plus anciennes doivent correspondre à celles de Seiss. Ce parallèle est d'autant plus admissible que le Werfénien garde le même caractère sur une si grande étendue (FRECH, 1912).

La transition au Verrucano est très brusque et se manifeste par l'apparition de bancs caractéristiques de grès et de dolomie de couleur claire à altération superficielle brune. L'épaisseur du Werfénien, le Servino des géologues Italiens, atteint plus de 175 m.

Les nombreuses dislocations rendirent impossible une détermination plus exacte.

2. L'Anisien.

On trouve sur le Servino une série, constituée, dans l'ordre, par des calcaires, des marnes calcareuses et des calcaires à nodules. A la limite des marnes calcareuses et des couches à nodules je trouvai dans des plaques de calcaire, des *Daonellae*, et parmi eux un *Daonella Sturi* BEN. (KIRIL, 1911), ce qui range ces calcaires dans l'âge de l'Anisien supérieur.

Si nous considérons maintenant qu'aux environs de Schilpario, dans la Valle Oglio, MOJSISOVICS (1880) a constaté la présence de calcaires à nodules gris au-dessus des calcaires à *D. Sturi*, et que ces calcaires à nodules contenaient des fossiles qui les plaçaient à l'âge du Ladinien inférieur (couches de Buchenstein), il me paraît tout-à-fait admissible de placer également, dans le terrain qui nous occupe, la limite entre l'Anisien et le Ladinien immédiatement au-dessus des marnes, et au-dessous de calcaires à nodules.

L'Anisien correspond au Muschelkalk des publications antérieures de MOJSISOVICS. COSIJN (1928), JONG (1928) et WENNEKERS (1930) se servirent de ce dernier terme pour désigner les couches entre le Servino et le Calcaire d'Esino. Aux environs de Lenna cela correspond en effet à l'Anisien (MOJSISOVICS, 1880), comme HOFSTEEGE (1931) l'a indiqué.

Le Muschelkalk de PORRO est une catégorie bien plus étendue, qui englobe également les roches du faciès de l'Esino et de l'Esino supérieur. Il reconnaissait lui-même, dans les couches au-dessous de ces calcaires à faciès récifal des roches d'une époque autre que du pur Anisien. Cependant il renonça consciemment à une mise en carte plus en détail.

Dans l'Anisien inférieur nous constatons la prédominance de calcaires blancs, noirs et gris en minces strates et à altération superficielle blanche. Comme curiosité nous relevons entre ces couches une couche de calcaire gris, à nodules fines avec de très minces couches de marnes jaune d'ocre entre les bancs, ce qui donne à la surface de la couche des irrégularités grises, sinueuses. Cette roche se présente en outre aux environs de Lenna dans la Valle Brembana, comme près de Val Canale, à l'Ouest de Gromo. On la relie toujours à l'Anisien tout-à-fait inférieur.

Au haut de cette partie calcareuse on trouve des calcaires et des calcaires marneux rougeâtres, suivis d'une série de calcaires marneux

noirs en strates minces. L'altération superficielle leur fait donner une argile brune.

En remontant, les couches deviennent de nouveau plus calcaires, et on trouve alors des calcaires à *Daonellae* et à *Ammonites*. On doit y trouver également les calcaires-à-nodules bleus et grossiers, qui contiennent des ammonites et des articles de crinoïdes, et qu'on trouve dans les éboulis près d'Asta Alta.

L'Anisien se trouvant partout très disloqué, il n'a pas été possible d'en déterminer l'épaisseur. Aux environs de Lizzola Alta (C. e 4), nous avons réussi à déterminer l'épaisseur des calcaires de l'Anisien inférieur à un minimum de 25 m. Cette épaisseur peut cependant tout aussi bien atteindre les 100 m.

Les couches de marne sont encore plus disloquées. Elles sont très finement plissées, ou bien présentent une fissilité telle, que, sur de grandes distances, il est impossible de déterminer la direction des couches. Elles ont peut-être servi d'horizon de glissement, ce pourquoi l'on ne peut faire aucune déduction concernant leur épaisseur originelle, qui doit avoir été probablement de 100 ou de 200 m.

3. Le Ladinien.

HOFSTEENGE (1931) a été le premier des géologues de Leyde à estimer le Ladinien représenté par les calcaires d'Esino. Après lui, TROMP (1932) en a fait de même dans son aperçu de la géologie des Alpes Bergamasques. PORRO, lui, ne distingue les calcaires d'Esino que comme faciès. Si nous passons en revue la littérature, nous voyons le terme „Ladinien” lancé par BITTNER, qui entendait désigner ainsi l'ensemble des couches comprises entre les couches à *Trinodosus* de l'Anisien, et le Carnien.

Il subdivisait le Ladinien en :

- Couches de St. Cassian.
- Couches de Wengen.
- Couches de Buchenstein.

Dans ses premières publications MOJŠISOVICS appelle „Norien” les couches inférieures à celles de St. Cassian, qu'il rangeait dans le Carnien. Mais il a réalisé plus tard que ce „Norien” se trouvait au bas pour des causes tectoniques seulement, et s'est rallié alors au terme de „Ladinien”.

Dans les Alpes Bergamasques, les couches de St. Cassian se sont développées dans le faciès des Calcaires d'Esino.

A Esino même, qui se trouve vers l'Ouest, MOJŠISOVICS (1880) mentionna des *Daonella Lommeli* dans les calcaires d'Esino, dont il appert que ceux-ci ont été également constitués dans la période de Wengen.

TRÜMPY (1930) communiqua des détails plus précis concernant cette région. Il en résulte que les deux étages inférieurs du Ladinien peuvent se rencontrer tant dans le faciès des calcaires d'Esino que dans celui des couches de Buchenstein et de Wengen. Ce dernier faciès est composé de calcaires bleus à nodules de silice, et contient aussi des

couches tuffogènes. Il existe des transitions latérales entre ces deux groupes de faciès, et c'est ainsi que l'épaisseur des couches de Wengen peut varier de 0 à 400 m sur une distance de 1 km.

Aux environs de Lenna, qui est la seule localité dans le terrain exploré par HOFSTEENGE où l'on trouve du „Muschelkalk", les calcaires d'Esino se trouvent en concordance sur les couches à *Trinodosus*, qui ont l'âge de l'Anisien supérieur. Le parallèle tiré par HOFSTEENGE est donc exact quant à son terrain.

De même nous communiquent-on de terrains situés à l'Est de la Valle Seriana, la présence de Ladinien inférieur en d'autres faciès que celui du calcaire d'Esino.

MOJSISOVICS (1880) trouva près de Schilpario aussi bien des couches à *Trachyceras Curionii*, qui sont des couches de Buchenstein, que des couches de Wengen, contenant e. a. : *Daonella Lommeli*. Les deux se présentent développés avec leurs faciès typiques.

GÜMBEL (1880) mentionna, lui aussi, dans la Valle Trompia, la Valle Dezzo et la vallée de l'Oglio, des roches qu'il estimait appartenir aux couches de Buchenstein et de Wengen. Dans les deux premières de ces localités cette attribution fut faite en raison des fossiles trouvés.

En 1874 cependant, MOJSISOVICS (1874) écrivit que la *Daonella Lommeli* de GÜMBEL dans sa série de „Geologische Streifzüge...", doit être dénommée *Daonella Parthanensis*, et est caractéristique de l'Anisien supérieur. Il est donc très difficile de se faire une idée des preuves paléontologiques de GÜMBEL, étant donné que l'on ignore jusqu'à quel point il s'est servi de cet index-fossile, et si, dans ce cas, il s'est adapté aux tendances modernes.

Les deux auteurs cités ne s'entendent pas davantage sur les caractéristiques pétrographiques distinctives des couches de Buchenstein et de Wengen. C'est ainsi que les sédiments à „Pietra verde" sont rangés dans les couches de Wengen par GÜMBEL, dans celles de Buchenstein par MOJSISOVICS. ARTHABER (1908) se rallie à ce dernier, et TRÜMPY (1930) ne décrit, lui aussi, cette roche que dans les couches de Buchenstein.

Les couches de Wengen sont plus ou moins caractérisées pétrographiquement dans les Alpes Bergamasques par des calcaires à intercalations tuffogènes. Elles contiennent quelquefois du „Häcksel" végétal.

Les couches de Buchenstein contiennent des calcaires à nodules, des intercalations tuffogènes vertes et des „Hornsteine", ce qui, littéralement traduit, signifierait: des cornéennes, et doit correspondre ici à ce qu'on appelle: des „gaizes".

PORRO (1903) trouva au Nord de la Presolana une *Daonella Lommeli* dans les calcaires noirs à couches de grès du type de Wengen. Ceci place donc, pour ce terrain, les calcaires d'Esino inférieurs dans la période de Wengen ou légèrement plus tard.

Dans notre terrain, nous trouvons au-dessus des calcaires à *Daonella Sturi*, en premier lieu des couches à gaizes, à calcaires foncés et à grès. Ces derniers sont souvent riches en plagioclase. Les calcaires d'Esino ne viennent qu'ensuite.

Cette opposition a causé la distinction du Ladinien en 2 parties:

b. Les Calcaires d'Esino, et les Calcaires d'Esino supérieurs.

a. Les couches de Buchenstein et de Wengen.

a. Les couches de Buchenstein et de Wengen.

A la base des Calcaires d'Esino, et au-dessus des plaques calcaires de l'Anisien, on trouve un paquet sédimentaire d'une épaisseur de 250 à 300 m. Ce paquet ne fut pas subdivisé, en raison de l'absence de fossiles. Nous avons mentionné ci-dessus les raisons pour lesquelles nous leur attribuons un âge. Sur le tout on estime que les couches de Buchenstein occupent une épaisseur approximative de 175 à 200 m. Elles sont formées de calcaires-à-nodules bruns et bleus, de grès, de couches de gaize, d'épais bancs de calcaire à altération superficielle brune, grise, ou bleue et à surface rugueuse, et de petits bancs de grès.

Les gaizes, qui appartiennent probablement à la partie supérieure de ce dernier ensemble, contiennent des *radiolaires* qui n'apparaissent qu'entres des nicols croisés. Leurs squelettes sont donc cristallisés. Ils sont uniglobulaires et sphériques. Les pores ont un diamètre plus petit que l'épaisseur des parois intermédiaires. Ils ressemblent en cela à *Cenosphaera Pachyderma* Rüst (Rüst, 1885), mais ils s'en distinguent par la minceur de leur squelette. Il faut donc y voir des *Cenosphaera gen.* HAECKEL (HAECKEL: Chall. Rep.). La même coupe-mince nous fournit encore des spicules de *Sphaerozoa* qui concordent avec les reproductions de Rüst (1885).

TAN SIN HOK a publié des considérations sur la valeur stratigraphique des trouvailles de radiolaires (1926, 1931), et ne leur en accorde guère. On ne peut guère tirer des conclusions concernant le profondeur à laquelle le dépôt a eu lieu, en raison de la pauvreté de sa faune.

Au-dessus des couches de Buchenstein on trouve des calcaires foncés en plaques minces, surmontés de calcaires noirs à bancs de grès vert. Le tout a une épaisseur de 50 à 100 m. Près du Lago di Vigna Vaga (C. e2) on distingue une transition de marnes sableuses en calcaires d'Esino.

Quelquefois les roches élastiques sont entièrement formées de plagioclase bien idiomorphe mais altéré à la surface.

La mer doit être devenue considérablement moins profonde, vu qu'une des roches contenant du plagioclase présente également des débris végétaux.

Presque juste en-dessous des calcaires d'Esino, nous trouvâmes, près du Lago di Vigna Vaga (C. e2), une alternance de couches marneuses et plus grossières, en stratification entrecroisée.

Aux environs du M. Barbarossa (C. f3), on trouve une brèche de marne calcaire dans laquelle la séparation entre les fragments et la pâte est très indistincte. Peut-être a-t-elle été formée à la suite d'un glissement sous-marin.

Pétrographie. Parmi les calcaires du Ladinien inférieur se trouvent aussi des roches entièrement composées de silice. Le microscope nous montre que les composants élastiques sont parfois en quantité minime. Des restes de spicules d'éponges et de squelettes de radiolaires en trahissent l'origine organique.

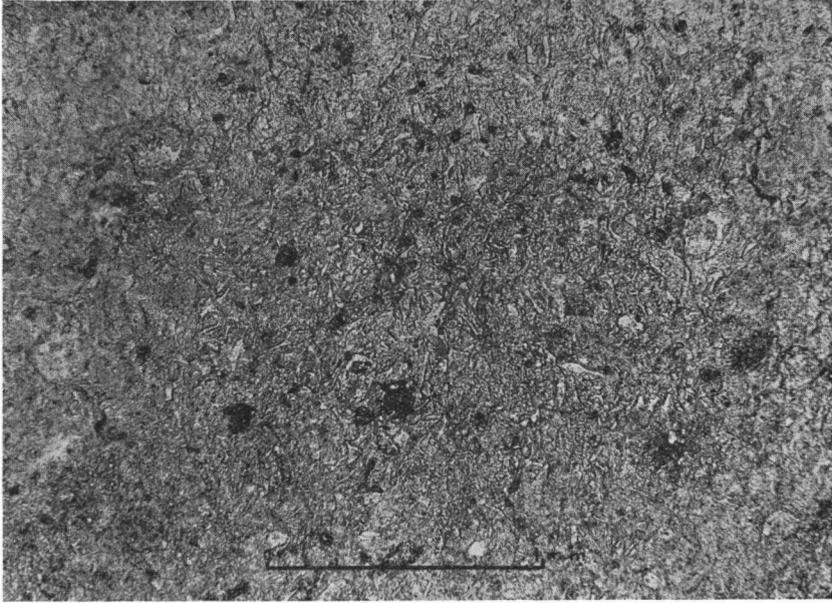


Fig. 3.
Vase à radiolaires et à spicules d'éponges de la mer ladinienne.
(Lum. nat.)

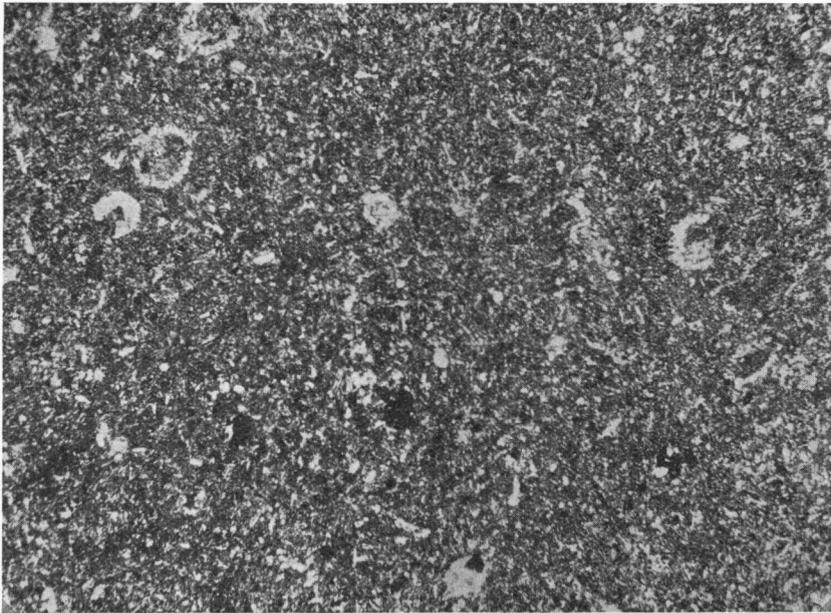


Fig. 4.
La même, entre deux nicols croisés.

CAYEUX (1929) a décrit des roches de cette espèce sous le nom de „vases des mers anciennes” et de „gaizes”. Les dernières ont davantage de composants élastiques que les premières. Les durcissements chertueux y sont fréquents, et elles sont souvent mêlées de glauconite. Les organismes qui ont fourni l'acide silicique peuvent avoir été des spongiaires, des radiolaires et des diatomées.

La roche la plus organogène que nous ayons trouvée est faite d'une matière dense de couleur ocre, trouvée près de Sponda Vaga. Le microscope ne révèle que très peu de composants élastiques. Les restes de squelettes de radiolaires (*Cenosphaera*) par contre, sont très nombreux. Chaque squelette est cristallisé et s'éteint complètement entre les nicols croisés. Il est donc probablement devenu un seul cristal de quartz. CAYEUX mentionne quelque chose d'analogue d'une radiolarite en Crète (p. 322).

Les spicules qui contribuent à la formation de la roche ont une forme capricieuse. Elles proviennent de spongiaires et de radiolaires. Quelques rares cas seulement nous ont permis de décider de laquelle de ces deux sortes d'animaux ces spicules provenaient. Elles sont irrégulièrement cristallisées.

La pâte est cryptocristalline, et présente entre les nicols croisés beaucoup de petites taches blanches sur un fond noir. La tourmaline, le zircon, la pyrite, se présentent en petites quantités.

Des roches analogues, décrites par CAYEUX sous le nom de „jaspes à radiolaires”, ne présentent point de spicules de spongiaires ni de composants élastiques. Il ne nous reste donc qu'à dénommer cette roche: „Gaize à radiolaires”, ou bien: „Vase à radiolaires des mers anciennes”. Le nom de „Radiolarites” s'applique aussi à des roches calcifiées, et les noms ci-dessus sont donc plus précis.

Au Nord de Zuccotto (C. d 1), à 100 m environ au-dessous des calcaires d'Esino, nous trouvâmes une roche noire, dure, à taches blanches, contenant davantage de composants élastiques.

Le microscope nous montre une pâte à pigment foncé, contenant des fragments de quartz et de feldspath. Ces derniers sont très altérés, mais on peut cependant encore constater par endroits qu'ils sont idiomorphes. La gangue elle-même présente de nouveau beaucoup de restes de spicules d'éponges, et très peu provenant de radiolaires. Dans quelques fragments de spicules de spongiaires on peut encore distinguer le canal central par le fait qu'il a été rempli de matière pigmentée de la gangue.

Le microscope révèle des taches claires dans la pâte foncée. Les nicols croisés nous permettent de voir que ce sont de fins agrégats de quartz, ce qui fait que nous avons donc affaire à des concentrations siliceuses. Le pigment est parfois amoncelé concentriquement autour de ces concentrations. La circulation, ou l'apport ultérieur de silice, est démontré par la présence de petits filons de quartz, et par le fait que les creux des petits organismes (des gastéropodes?) sont remplis de silice. Il faut donc appeler cette roche une „Gaize à spongiaires” quoiqu'elle soit plus dense.

Nous avons encore trouvé une roche légère, qui concorde à tous les

points de vue avec la description des gaizes. Elle est de couleur vert-pâle avec des noyaux bruns. Cette roche contient beaucoup d'éléments élastiques. Un fragment de quartz à muscovite indique de la matière cristallophyllienne, alors qu'il y a peut-être aussi un fragment de roche volcanique. La roche contient encore de la glauconie. Les concentrations siliceuses sont, sous le microscope, difficiles à distinguer du reste de la roche.

b. Calcaires d'Esino, et C. d'Esino supérieurs.

Si les couches Ladiniennes inférieures nous montrent des pentes vertes à végétation abondante, les parois blanches aux contours imprévus des calcaires d'Esino de la Vigna Vaga et du Pizzo di Petto leur font un violent contraste.

De près, la stratification est difficile à distinguer dans la masse principale, et les points capitaux en sont presque impossible à atteindre, aussi devons-nous nous en tenir à l'énumération de quelques particularités relevées au Sud de la Vigna Vaga en allant vers Foppana. Les nombres représentent des hauteurs stratigraphiques au-dessus de la limite des couches de Wengen.

- De 0 à 700 m: Du calcaire clair en bancs épais, foncé par endroits, avec des structures évinospongiaires à 250 m environ, et un banc de gastéropodes à 400 m.
- De 700 à 800 m: Des couches plus minces de calcaires alternativement clairs et foncés.
- De 800 à 1000 m: De minces bancs de calcaires marneux rouges, noirs, à altération superficielle claire, parfois jaune, brune aussi, quelquefois.
- A 1000 m environ: Du calcaire noir à bandes jaunes, à fossiles (des coraux?), et à structures concentriques.

Dans ces calcaires d'Esino furent trouvés des fossiles, concordant avec les formes suivantes de KITTL (1899):

Coelostilina (gradiella) semigradata KITTL.

Coelostilina (gradiella) acutemaculata STOPP.

Coelostilina (gradiella) acutemaculata STOPP.: forme transitionnelle vers *Coelostilina* EMMRICHI.

Omphaloptycha Heeri KITTL.

Hologyra sublimneiformis KITTL.

Tripanostylus geograficus STOPP.

Il fut encore trouvé des curieuses traces de vie planes, probablement des restes de lamellibranches, et des traces en forme de tiges d'algues calcaires. Des structures concentriques furent trouvées près de Vigna Vaga à un niveau très élevé, peut-être même dans les couches de Raibl. Peut-être sont-elles aussi des restes d'algues calcaires.

4. Le Carnien.

Aux environs de Foppana furent trouvées des roches que PORRO (1903) fait figurer sur sa carte comme des couches de Raibl, ou du Carnien.

Nous n'y trouvâmes point de fossiles déterminables.

Comme le terrain étudié n'offre aucune autre localité propice à l'examen de la transition des calcaires d'Esino aux couches de Raibl, il est difficile de dire jusqu'à quel point cette transition possède des caractéristiques constantes qui permettent de donner un critère de délimitation entre les Calcaire d'Esino et le C. d'Esino supérieur, comme entre ce dernier et les couches de Raibl.

Selon toute probabilité, les couches du profil de la page 25 situées entre 700 et 900 m peuvent être considérées comme appartenant aux Calcaires d'Esino supérieurs, et les couches plus récentes comme faisant partie de celles de Raibl. Ceci correspond à peu près à la figuration de PORRO. Notre collègue VISSER s'est chargé de l'étude plus détaillée de cette limite stratigraphique.

III. ROCHES FILONNIENNES.

Comme partout ailleurs dans les Alpes Bergamasques, des filons de roches éruptives ont été trouvés dans notre terrain également.

Leur caractère géologique les fait distinguer en deux catégories :

- B. Les filons Alpains-tardifs.
- A. Les filons Pré-Permien.

A. Les filons Pré-Permien.

Aux environs de Maslana, mais au Sud de Bondione surtout dans son développement le plus net, on trouve dans les schistes micacés une roche dure, très dense, de couleur tirant du vert clair au blanc.

On peut bien voir près de la Valle Isola (C. d 4) et près du Pinacolo (C. f 6) qu'elle a subi des dislocations tectoniques considérables. Cela concorde avec le fait qu'on ne les trouve que dans le cristallophyllien.

L'inclinaison est faible au Nord de Lizzola Alta. Ailleurs, elle n'a pas pu être déterminée.

Presque toutes les coupes-minces de cette roche révèlent quelques phénocristaux de plagioclase, parfois aussi de quartz idiomorphe et d'orthose. La pâte est de structure granophyrique à granulation tant fine que grossière, et se compose d'orthose, de plagioclase et de quartz. Le plagioclase est souvent légèrement idiomorphe, et les feldspaths et les quartz forment des sphérolites. En fait d'autres composants nous rencontrons de la muscovite, et, sporadiquement, du minerai de fer.

Le microscope révèle des petits filons formés de quartz, de plagioclase ou des deux. Ceci rend difficile de se former une idée de la teneur en plagioclase originelle de la pâte. Nous avons affaire ici à une roche aplitique : des aplites de granite ou de diorite. Les premiers paraissent plus probables. L'intrusion pourrait fort bien se trouver en quelque rapport avec celle des gneiss chiari.

B. Les filons Alpains-tardifs.

A travers tout le terrain, coupant les structures les plus importantes, on trouve des filons d'un magma dioritique, comme Dozy (1935, a), en a décrits. Ils sont d'un gris-vert, avec parfois de gros phénocristaux blancs de plagioclase, et se composent alors de diorite-porphyrite à amphibole. D'autres, composés de spessartite, sont plus denses et de granulation plus fine avec des aiguilles d'amphibole très distinctes. La pâte de ces dernières roches est d'une couleur un peu plus foncée que

celles des autres, auxquelles appartiennent e. a. les filons de Val Morta (C. f 6), et ceux de Rifugio Coca (C. e 6).

Des bifurcations vers le haut se dessinent parfois très nettement (Rif. Coca), mais il faut regretter que les filons de la largeur de la main soient si difficiles à suivre plus loin.

Nous avons attribué un âge Alpin-tardif à ces filons, en raison du fait qu'ils coupent de grands plans de mouvement sans aucun obstacle, ce qui prouve que les injections ont du avoir lieu après les phases principales.

Ces systèmes filoniens présentent par contre des symptômes de mylonitisation à leurs surfaces. Cela se manifeste parfois par un étirement des feldspaths en des stries blanches. De brusques rejets, comme on en trouve quelques uns, peuvent d'ailleurs se rapporter à des mouvements ultérieurs le long de plans approximativement horizontaux.

Ceci prouve des mouvements de moindre intensité, postérieurs à ceux qui contribuèrent aux structures les plus importantes, et réduit à néant la possibilité de se servir de rayures mesurées sur des miroirs de glissement, pour en déduire les mouvements qui peuvent nous servir dans l'analyse des grandes lignes de la tectonique de ce terrain.

IV. DYNAMO-METAMORPHOSE.

La roche du terrain que nous avons étudié a subi de fortes influences tectoniques. Elle est coupée de nombreuses dislocations. Parfois même la roche présente sur de grandes distances une forte schistosité de pression. Cela se remarque particulièrement bien dans la crête entre le Pizzo dei Tre Confini et le Monte Gleno. Le Verrucano du flanc Nord vertical du synclinal de Sasna y a été complètement écaillé, et les couches de Collio du Pizzo dei Tre Confini ont été feuilletées par la pression jusqu'à l'épaisseur du papier, mais on n'y observe aucun charriage important.

Les marnes calcaires de l'Anisien montrent aussi un très fort clivage dû à la pression tectonique. On peut le constater tant à l'Ouest, dans le ruisseau de la Valle Sedornia, qu'à l'Est dans le ruisseau qui longe les Miniere del Flès (C. f 3). Dans ce dernier ruisseau on extrait des plaques de marnes pour en faire des ardoises.

Dans les failles, d'autres symptômes de dynamo-métamorphose se présentent. A même le plan de mouvement, la roche a souvent été pulvérisée sur une épaisseur de plusieurs centimètres. L'altération superficielle de ces matières pulvérisées donne de l'argile. La roche encaissante est souvent écaillée et de couleur foncée. Parfois nous trouvons sur les plans de mouvement une roche noire et dense: la pseudo-tachylite. (TROMP 1932, p. 187, Dozy 1935a, p. 186).

Plusieurs de ces symptômes de dynamo-métamorphose purent être étudiés au microscope. Un quartzporphyre du versant Est de la Valle du Fiume Nero ne présente encore qu'une cataclase légère. Le quartz très nettement corrodé montre une extinction onduleuse en stries, mais celles-ci ne sont pas très nettement délimitées. Les cristaux de quartz sont cependant encore complètement intacts à l'extérieur. Le plagioclase présente des lamelles très broyées. Comme signes de cataclase, des cordons de séricite, d'orientation optique parallèle, courent à travers la pâte. Il faut remarquer, que par-ci par-là du quartz et du plagioclase ont été épargnés et ne présentent point de traces de cataclase.

Une coupe-mince de Conglomérat basal, prise le long de la route de Bondione au Rifugio Curó près du chevauchement de la Valle della Cascina, nous présente une roche très quartzifère.

La texture est orientée en sens irrégulièrement parallèle par des cordons de séricite. Le degré de cataclase de la roche correspond à celui du type A de R. STAUB (1915, p. 73). GRUBENMANN et NIGGLI l'appellent une cataclasite (1924, p. 219). La roche se trouve en effet à une distance un peu trop grande de la faille pour être très mylonitisée. Le quartz est très onduleux, et présente parfois la „*Böhmsche*

Streifung'' (Fig. 5) (GRUBENMANN-NIGGLI 1924, p. 220). Entre les nicols croisés on distingue de fines lamelles parallèles, qui rappellent celles du plagioclase, mais en moins net. STAUB décrit ce symptôme dans son degré A de mylonitisation. A part cette lamellation visible à la lumière polarisée, il y a encore un second système de plans posés presque verticalement sur les premiers. On peut déjà distinguer ces

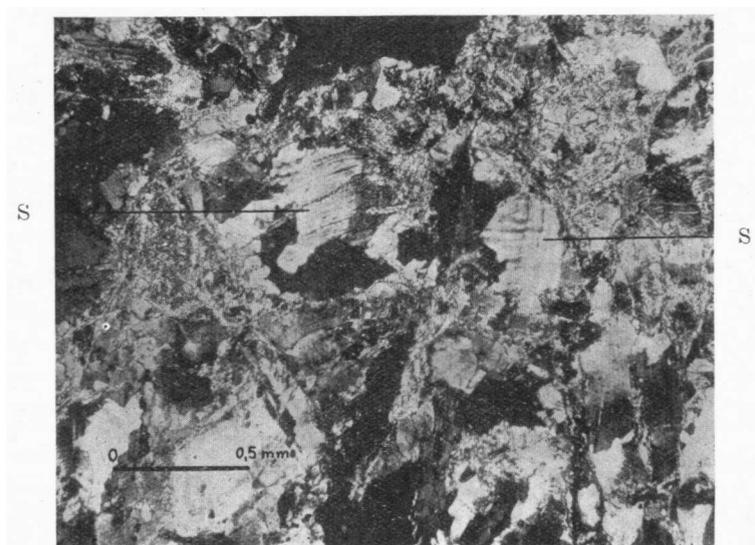


Fig. 5.

Cataclasite (nicols croisés).
S — Quartz avec „Böhmsche Streifung''. (36 ×)

derniers plans à la lumière naturelle à cause des petites inclusions fines qu'ils contiennent. Le rôle mécanique que doivent avoir joué ces plans quelquefois infléchis, ressort du fait que, sur toute leur longueur, les lamelles de quartz ont été rejetées (Fig. 6). Leur place dans la roche est cependant tout-à-fait arbitraire.

Nous trouvons toutefois aussi des mylonites qui présentent des traces de laminage. Le quartz y forme un certain nombre de minces couches parallèles par suite de la translation. Chacune de ces couches présente une orientation optique propre. En cas de mylonitisation plus avancée, on trouve des lentilles de quartz très broyé dans une pâte fortement séricitisée. Elles sont d'ailleurs encore laminées davantage, et leurs limites sont devenues confuses. La roche en est alors à la transition en ultramylonite.

A 1525 m d'altitude, dans le ruisseau de la Valle della Cascina, fut trouvé une couche de 10 à 20 cm d'épaisseur d'une roche tirant du gris foncé au noir. Cette roche suit le plan du charriage qui se trouve là. Une coupe-mince d'une des parties les plus claires de cette roche

nous révéla une limite entre une ultramylonite et une pseudo-tachylite. L'ultramylonite est surtout formée de quartz et contient beaucoup de calcite très fine. De petits cristaux très intacts de plagioclase sont

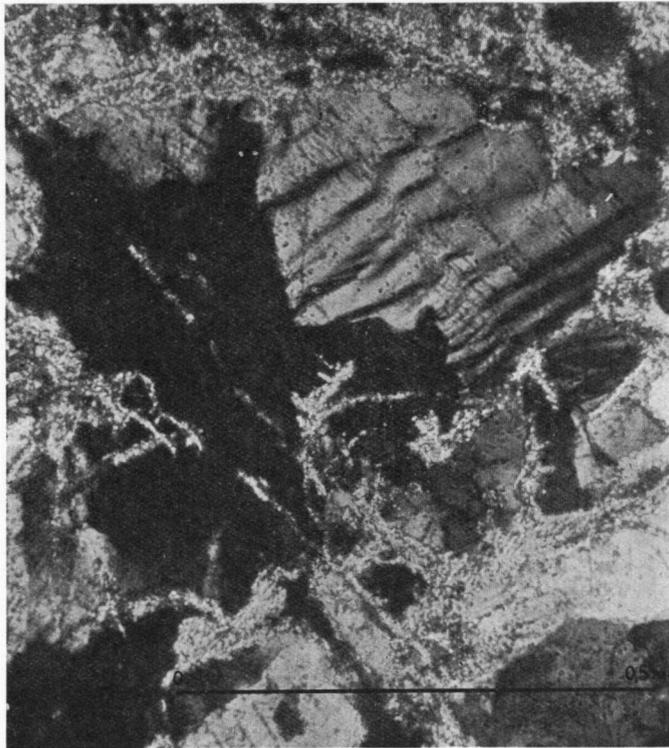


Fig. 6.

Comme fig. 5 (130 X).

peut-être d'origine secondaire. Des filons noirs parallèles de structure méconnaissable, courent à travers l'ultramylonite.

La pseudo-tachylite est formée d'une matière vitreuse foncée, contenant de très rares inclusions de quartz. Sa séparation d'avec l'ultramylonite est assez nette.

V. ACTIVITE HYDROTHERMALE.

Les symptômes les plus anciens d'activité hydrothermale après le commencement de la sédimentation permienne, se présentent à nos yeux dans les galets du Verrucano (p. 16, 17). Les fragments de roches d'épanchement qu'on y trouve contiennent des filons de quartz qui y sont manifestement limités. Le quartz s'est donc déposé sur place dans le porphyre. Beaucoup d'autres traces d'activité hydrothermale sont probablement postérieures de plus ou moins de temps à l'orogénie alpine. Près des zones fracturées, on trouve en général des filons de calcite dans la roche broyée. Parfois la calcite prévaut, et l'on voit alors apparaître des bancs de calcite qui peuvent atteindre un mètre d'épaisseur (cf. le versant Sud du M. Toazzo). Les couches inférieures du Calcaire d'Esino aussi, contiennent souvent ce minéral, alors que la limite entre le Ladinien et l'Anisien présente sur de grandes distances des filons de calcite. On voit surgir ces derniers en compagnie de miroirs de glissement et de symptômes de mylonitisation.

Près des dislocations, les roches quartzifères contiennent des filons de quartz. De même les couches supérieures du Verrucano, à sa limite d'avec le Servino, contiennent du quartz hydrothermal. On l'y trouve à côté de miroirs de glissement dans le plan des couches qui indiquent des déplacements de ces couches les unes vis-à-vis des autres.

Des filons de quartz furent même trouvés, dont le rapport avec les dislocations n'était pas évident. A l'Est du Pinacolo, dans le Serio, on trouve dans les schistes cristallins, un petit filon de quartz à aiguilles de tourmaline nombreuses sur la limite d'avec la roche encaissante. Nous constatons donc des effets pneumatolitiques, mais auxquels il est impossible d'attribuer un âge.

Le Minerai de Fer.

Beaucoup des petits filons de quartz contiennent de la sidérite et de la pyrite. Parfois aussi la sidérite domine, et sont-ce des filons de sidérite que l'on trouve. Ceux-ci ont donné lieu autrefois à des exploitations minières. Les principales en sont indiquées sur la carte. Ce sont celles de Collo (C. g 5), de la Vigna Soliva (C. d 2) et du Passo della Manina (C. f 3). Les deux premières ont été complètement abandonnées, la dernière était fermée, mais a été reprise en exploitation en 1936, à la suite des sanctions internationales.

CURIONI (1877) visita les mines en pleine activité; il les mentionne en effet dans son ouvrage en deux catégories, à savoir:

- a. Le carbonate de fer dans les grès Carbonifères et les schistes. Les mines de la Vigna Soliva, dont il prise fort les produits, appartiennent à cette catégorie. Le minerai en est très pauvre en Mn.

- b. Le carbonate de fer dans le Servino. Il cite près du M. Sasna trois bancs de sidérite presque verticaux dans le Servino. Ces bancs sont exploités au moyen de nombreuses galeries de mine, dont l'ensemble constitue le groupe minier de Manina.

Il mentionne encore trois autres galeries dans la commune de Lizzola près du Monte Pomna. Ceci est sans doute le Monte Pomnolo des cartes actuelles. Sur sa carte il y figure du Servino. PORRO (1903) y mentionne du Permien.

On trouve encore en de nombreuses localités des traces d'anciennes exploitations minières. Il serait aisé de compléter la liste de CURIONI, en mentionnant par exemple une galerie à l'Est du M. Sasna, le long de la grande faille normale, une autre dans la crête Nord du M. Pomnolo près d'un filon de quartz, une autre encore près du petit reste de Verrucano (C. g 5), entre ce sommet et le Monte Cimone.

Il faut noter que les galeries des mines suivent les grandes lignes de dislocation. La limite entre le Servino et le Verrucano affleure sur de grandes étendues, et on ne rencontre du minerai qu'à proximité des dislocations.

Le minerai se compose de sidérite et d'hématite avec du quartz et quelquefois de la calcite comme composants de second ordre. Les bancs sont souvent formés de sidérite très pure. Il en fut trouvé encore deux dans le terrain, dont l'un dans le ruisseau qui va des Miniere del Collo à Passavra, à 1900 m. Le filon est en pente raide à orientation NE—SW, dans le plan de la schistosité de pression et a une épaisseur de 10 cms. L'autre filon se trouve 1300 m d'altitude, à l'Est de Valbuona (C. f 5), près de la faille. Ce filon est vertical avec une orientation NW—SE. L'épaisseur en est de 10 à 15 cms. Les deux filons de sidérite se présentent dans la roche permienne.

Pour finir nous pouvions encore constater qu'on a également exploité la pyrite à une altitude de 1950 m, dans les schistes du Collio, à l'Ouest de la vallée qui suit sur la carte le trait-limite entre les colonnes g et h (C. g 5). La roche contient des filons de quartz avec de la pyrite, qui se retrouve aussi en grandes quantités dans les schistes eux-mêmes. Le Verrucano qu'on trouve plus à l'Est, contient des cristaux de pyrite qui atteignent jusqu'à $\frac{1}{2}$ cm de taille.

VI. TECTONIQUE.

Parmi les géologues de Leyden, ce sont surtout WENNEKERS (1930, 1932) et Dozy (1935, *a* et *c*), qui ont essayé de déterminer le mécanisme selon lequel la construction tectonique des Alpes Bergamasques s'est faite. Le premier de ces deux investigateurs a accordé, du moins pour la partie située au midi de la faille orobique, une importance considérable aux glissements de paquets sédimentaires le long de certaines couches, aptes à cela de par leur nature même. Ces sédiments sont en majeure partie riches en marnes. La cause de ces glissements serait le grand chevauchement orobique de cristallophyllien qui déplaçait les couches sous-jacentes. Les roches qui se trouvaient entre deux plans de glissement auraient été imbriquées alors de manière tout-à-fait indépendante. L'ancienne surface du cristallophyllien aurait été le plan de glissement inférieur, au-dessous duquel la roche cristallophyllienne n'aurait pris qu'une part passive aux mouvements.

Dozy, lui, a davantage insisté sur les mouvements qui ne rompaient pas la cohésion entre le cristallophyllien et les sédiments qui reposaient dessus. Ces mouvements, causant surtout des failles renversées, auraient provoqué une imbrication, mais sur une échelle bien moindre que ne l'admettait WENNEKERS. Dozy distinguait plusieurs phases dans la tectogenèse des Alpes Bergamasques. Dans la Valle Seriana supérieure, on peut également discerner quelques phases, dans lesquelles les forces orogéniques se manifestaient chaque fois d'une manière différente. Une distinction nette n'est pas possible.

Ces phases ne sont cependant pas exactement les mêmes que celles de Dozy. Avant que d'essayer d'accorder les deux conceptions, nous allons tenter de restituer l'histoire tectonique du terrain étudié, telle qu'il nous l'apprend, indépendamment des autres recherches.

Nous pouvons grouper en quatre subdivisions les mouvements subis par les couches rocheuses après l'époque permienne. Nous les passerons en revue par rang d'âge.

A. La formation de massifs surélevés et affaissés.

La faille de Mola et celle de Flès disparaissent toutes deux sous des charriages et sont par conséquent plus âgées que ces derniers.

En beaucoup d'endroits les couches rocheuses se trouvent en contact anormal sur des couches plus anciennes, en sautant une série, qui normalement eût du se trouver entre deux.

C'est ainsi que dans le Toazzo (C. f 4), les calcaires de l'Anisien

reposent immédiatement sur le cristallophyllien. Près de la cascade du Serio (C. g 6), des schistes du Collio se trouvent successivement sur du cristallophyllien, du Conglomérat basal, et des couches du Collio inférieur. Dans les deux cas les limites ont été très mylonitisées.

Nous ne parvenons pas à expliquer ces lacunes autrement qu'en admettant comme mouvement le plus ancien une formation de massifs surélevés et affaissés. Les failles produites par ce mouvement doivent avoir été orientées en sens N—S, ou NE—SW.

B. La formation de charriages et de failles renversées.

Après la formation des massifs surélevés et affaissés, le terrain s'est trouvé soumis à une pression à direction N—S ou NW—SE. Les sédiments se sont plissés et imbriqués. Au-dessus de Maslana on peut voir comment une des anciennes failles a été rejetée.

Les plus anciens mouvements avaient rendu la croûte terrestre non-homogène en sens horizontal, et nous pouvions donc nous attendre à trouver des traces de mouvements transversaux. Nous les trouvâmes en effet, mais en majeure partie très difficilement déterminables.

Les plans de failles renversées ont en général une inclinaison très forte. Ce phénomène peut s'être produit à la fin de cette phase ou au cours de la phase suivante.

C. Charriage et plissement en sens NE—SW.

Après la phase B, les mouvements doivent avoir pris davantage un caractère de plissements, et les forces doivent avoir été dirigées davantage en sens NE—SW. Il est curieux de voir, en effet, comment, à proximité surtout des décrochements transversaux, la direction des couches va en sens parallèle à la direction des failles. Ceci se constate p. ex. dans les décrochements transversaux des Miniere del Collo (C. g 5), et à l'Est du M. Pomnolo (C. g 5). A peu de distance des failles normales en sens NW—SE, le plongement des couches est en sens contraire à celui du retroussement (M. Sasna, faille de Mola). Pour finir on observe encore des failles renversées à orientation NNW—SSE dans les couches de Collio du Pomnolo et dans l'Anisien du ruisseau au-dessus de Lizzola Alta.

D. Les petits mouvements tardifs.

Parfois les limites de couches en pente abrupte se trouvent rejetées de quelques mètres suivant un plan très peu incliné. Des filons de porphyrite présentent des symptômes analogues (cf. p. 28). Ces mouvements sont donc très récents.

Nous devons également considérer comme appartenant à cette période finale, la formation de quelques failles normales verticales, quoique ces mouvements n'aient pas nécessairement été synchrones avec les précédents.

A. La formation de massifs surélevés et affaissés.

Nous devons nous imaginer le terrain initial partagé en cinq parties de niveaux différents. Quatre failles les séparent.

1. La faille de Mola. De ces quatre séparations la faille de Mola a été la mieux conservée. Au-dessus de Mola nous voyons les schistes cristallins du massif Est montrer des symptômes de retroussement. Les couches de Collio par contre s'inclinent, à peu de distance de là, en un sens contraire à celui auquel on s'attendrait. La faille a été charriée et déplacée, ce qui fait qu'il faut peut-être en chercher la continuation plus à l'Est, vers le sommet de la Redorta. Il y a en effet des indications en ce sens. La continuation vers le Sud est hypothétique. On ne sait rien quant à sa transition en la faille de Valcanale—Bondione.

2. La faille de la Valle Seriana. Cette faille est, elle aussi, facile à suivre. Les couches du Collio s'y trouvent tout le long en discordance sur le cristallophyllien. A l'Est de la Vigna Soliva, ce dernier se trouve même à la même hauteur que le Verrucano. Au Sud, dans la Valle Sedornia, nous pouvons estimer que cette faille se termine contre la faille de Mola, après avoir subi un changement de direction. La limite Nord-Est devra être cherchée hors du terrain étudié par nous. Les roches des environs du Rifugio Curó ont glissé du fossé du massif 2 sur les roches du massif surélevé voisin.

3. La faille de Valcanale—Bondione. Si la faille de la Valle Seriana est encore aisée à suivre, la limite Est du troisième massif ne l'est plus guère. Nous y avons affaire à la faille de Valcanale—Bondione, déjà portée en carte par PORRO (1903). Ici, les calcaires anisiens se trouvent parfois immédiatement sur ou contre le cristallophyllien, le Conglomérat basal, les couches de Collio, et le Verrucano. L'inclination de cette faille est très variable, et concurremment nous en voyons varier le type entre la faille normale et la faille renversée. Plus tard les calcaires ont évidemment été charriés de nouveau sur les roches du massif 3. C'est pour cette raison que cette faille, si facile à figurer, nous laisse néanmoins dans l'incertitude au sujet de l'emplacement de la faille originelle. Celle-ci doit évidemment être présente, mais n'a donc pas été figurée (profils J, G).

Au Nord du Toazzo on trouve des calcaires et des marnes qui doivent indubitablement être rangés dans le Servino supérieur et l'Anisien inférieur, et qui reposent immédiatement sur des schistes cristallins. Le relevé des diverses orientations du plan de contact comparé à l'affleurement près de Valbuona (C. f 5) démontre la grande variabilité de ce plan, plus grande même qu'elle n'a été figurée sur la carte. Quelquefois des indices de Collio furent trouvés dans ce plan.

La continuation vers le NE de la faille de Valcanale—Bondione passe peut-être en-dessous de Maslana où le Verrucano et le Collio sont en contact vertical avec les schistes cristallins. Cette ligne se poursuit encore, après un petit décrochement transversal, jusqu'à la Valle della Cascina (C. g 6). Là, bordant la route vers le Rifugio Curó, on trouve de nouveau des schistes cristallins avec un petit reste de Conglomérat basal en contact vertical avec des couches de Collio.

Ici un chevauchement a rejeté la faille. La faille normale en sens N—S et à inclinaison très forte, qu'on trouve au-dessus de

Baita Casinel (C. g 5) en est peut-être la continuation. Cette faille se poursuit jusque dans le terrain relevé par DOZY et TIMMERMANS (1935). Il faut remarquer en outre que dans notre terrain, le flanc Ouest se trouve au-dessus du flanc Est, contrairement à ce que disent ces deux investigateurs.

Mais si nous considérons que les couches au Nord du Lago del Barbellino s'inclinent vers le Nord au lieu du Midi, nous constatons que la ligne de l'affleurement comporte le mode de la faille tel que nous l'avons exposé ci-dessus. Le rejet vertical n'y est encore que de 400 m environ.

4. La faille de Flès. A l'Est, la limite du massif 4 est plutôt un système de failles qu'une faille simple. Près de Nona, au Midi, le rejet vertical est assez petit. De chaque côté, les roches ont réagi de façon indépendante aux pressions.

Près du Passo della Manina, par contre, le rejet vertical est très considérable, puisqu'on y trouve des calcaires de l'Anisien inférieur, droit contre les couches du Collio supérieur. Vers le Nord il nous faudra probablement continuer une ligne hypothétique jusque dans la Valle Seriana, vis-à-vis de Maslana. Elle plongerait donc par-dessous le charriage du Toazzo.

B. La formation de charriages et de failles renversées. ¹⁾

Après que le terrain se fût partagé en massifs surélevés et affaissés, il s'est produit des pressions qui provoquèrent des charriages.

Le chevauchement de la Valle della Cascina. Le chevauchement de la Valle della Cascina est un des plus importants (C. g 6). On peut le suivre jusqu'au petit col au Nord du M. Gleno (C. j 6). Vers l'Est il est probablement en rapport avec la ligne de Gallinera de PORRO (1911).

Dans l'autre sens nous trouvons sa continuation près de Maslana, où la faille de la Valle Seriana a été rejetée. Encore plus vers l'Ouest, la figuration est hypothétique. Comme cela concorde avec le sens de la direction, il pourrait fort bien dans la suite se trouver en corrélation avec la faille normale figurée par DOZY et TIMMERMANS (1935) le long du Pizzo Tendina dans le Val Nero. Ceci nous ferait rejoindre le système du „Chevauchement Orobique”.

Dans le profil A nous avons montré que, conformément aux constructions et aux mensurations, l'inclinaison du chevauchement est très forte dans le Permien, d'environ 45° seulement dans le cristallophyllien.

Les chevauchements du Curó. Les chevauchement trouvés près du Rifugio Curó (C. g 6) sont très intéressants (Profil A). En montant vers la cabane par la grand'route, on voit, après avoir

¹⁾ Comme nous sommes bien obligés d'admettre que les plans de failles se sont redressés plus tard, il est difficile de dire si nous avons affaire à une faille renversée originelle ou bien à un chevauchement. Nous en avons admis la limite à 45° environ.

traversé le tunnel, apparaît les schistes des couches supérieures du Collio. Le plan-limite a été nettement dessiné par l'altération superficielle, et présente des traces de mylonitisation. En redescendant le long du sentier qui passe par la vanne du lac artificiel de Barbellino, on voit ces schistes surmonter du Conglomérat basal, puis, au Sud de la grande chute d'eau du Serio, ils reposent sur des schistes cristallins. Ces schistes du Collio n'ont jamais une inclinaison supérieure à 50°.

Dans la paroi de la chute on voit des schistes du Collio verticaux en contact avec du cristallophyllien. A l'angle Sud-Est du gradin médian de la chute on voit encore un restant de Conglomérat basal fortement mylonitisé. Vers le Sud-Est les couches de Collio en pente raide deviennent conglomératiques. La limite d'avec les couches plus horizontales longe une galerie par laquelle on peut grimper jusqu'au point près du Rifugio Curó où se trouve le pylône principal de l'ancien funiculaire. Il est à remarquer que les phénomènes de retroussement sont tels qu'il semble que les schistes inférieurs en pente douce se sont mus plus rapidement que les schistes supérieurs à forte inclinaison. Comme les couches du Collio inférieur changent en Collio supérieur au Sud du Rifugio Curó, près du tunnel de la grand'route, il est impossible de suivre le charriage le plus horizontal des schistes. Ceci empêcha de lui attribuer un âge par rapport à la faille normale verticale, considérée par ailleurs comme plus ancienne que le charriage en question.

Les failles renversées de la crête principale. Les couches de Collio du Pizzo di Coca et du Pizzo di Redorta abondent en zones de failles.

La monotonie de la roche, mais surtout la condition du terrain, rendirent impossible une figuration et une interprétation complètes. Seules les failles qui coupent les crêtes latérales présentent une bonne vue d'ensemble.

Cette partie du terrain rejoint celui qu'ont étudié Dozy et TIMMERMANS (1935). A eux nous empruntons la continuation des grandes failles jusque dans le substratum.

La nature de notre terrain rendait cela très probable en effet, mais nous n'avons pu le démontrer nulle part. La limite entre le Cristalloyphyllien et le Permien a pu être évaluée parce que le rejet vertical de la faille de Mola peut être approximativement repéré (600 m env.) (Profils J, H). Les plans de failles présentent des inclinaisons particulièrement prononcées. On ne peut guère s'imaginer que ces failles auraient été produites par des pressions, alors que les couches du Collio auraient à peine bougé. Surtout si l'on pense que ces couches, comme il a été prouvé ailleurs, constituent un matériel extrêmement malléable (fig. 9). Il ne nous reste qu'à admettre un redressement ultérieur.

Toutes ces failles renversées présentent un plan incliné vers le Nord. Les symptômes de retroussement indiquent que la lèvre Nord doit se trouver au dessus de l'autre. La présence de Verrucano nous permet de le contrôler. Mais il n'en est pas ainsi dans la seule faille qui longe les restes les plus au Sud du Verrucano de la crête occidentale de la Valle Secorpa (Profils C, D).

En effet, la position du Verrucano nous montre que là la lèvre Nord se trouve au-dessous de l'autre. Cependant, à juger d'après la configuration des couches nous devons avoir affaire à une faille renversée, et nous devrions donc nous attendre au contraire. Nous avons par conséquent affaire, à une faille normale ancienne, dont le plan a fonctionné plus tard comme plan de faille renversée. Nous pouvons nous servir du mécanisme indiqué par Dozy (1935, *a*, p. 227) pour établir un rapport de cause à effet entre ces deux phénomènes.

Nous rencontrons encore quelque chose d'analogue dans le Verrucano de la crête située au Sud du Pizzo di Coca. Partant de la limite Sud du Verrucano et se dirigeant vers l'Ouest, court un ruisseau dans lequel on trouve une zone de mylonites qui suit un plan à discordance tectonique. Il n'est pas possible de suivre cette zone jusque dans la vallée plus à l'Ouest.

Les plissements de la Valle della Cerviera. Au Sud du chevauchement de la Valle della Cascina, dans la Valle della Cerviera (C. h 5), dans le M. Cimone (C. h 5), le M. Pomnolo (C. g 5) et le M. Toazzo (C. f 4), nous relevons des symptômes d'un très fort rétrécissement de la surface originellement occupée par les couches. Dans la première localité ce rétrécissement se manifeste surtout par des plissements. NANGERONI (1931 fig. 8) a visité cette partie du terrain et en a publié un profil. Ce profil est juste pour la partie au Sud du Monte Recastello (fig. 9). Il a très exactement observé le chevauchement de la Valle Cascina et la flexure synclinale (fig. 10) des environs de Sasna. Mais à l'examiner de plus près, on voit que la crête entre le M. Recastello et le Pizzo dei Tre Confini présente quelques synclinaux et anticlinaux. Les schistes du Collio du M. Gleno sont une continuation de ceux de cette crête.

La Valle della Cerviera ne nous donne pas toujours une limite nette entre ces plissements et le synclinal de Sasna. Vers l'Est cependant, cette limite prend de plus en plus l'air d'un charriage de Collio sur du Verrucano (près du Passo di Belviso).

Le chevauchement du M. Cimone (Profil A, B, C). Le long des petits lacs de la Valle Cerviera, s'étend une zone de dislocation, qui s'arrête net contre le chevauchement de la Valle della Cascina. Vers l'Ouest le chevauchement s'allonge jusqu'au sommet du M. Pomnolo (Fig. 11). Les couches sous-jacentes ont une tectonique de plissements propre, qui doit être en corrélation avec celle de la Valle della Cerviera. On trouve encore du Verrucano dans un des noyaux synclinaux.

Le chevauchement du Pomnolo (Profil L). Près des Miniere del Collo abandonnées (C. g 5), des roches du Collio se trouvent charriées sur du Verrucano et du Servino (Fig. 11). Le plan de charriage traverse aussi le Verrucano du flanc Nord du synclinal de Sasna. Ceci doit être la conséquence de mouvements ultérieurs. A cela aussi nous pouvons attribuer le fait que le Collio et le Verrucano qui se trouvent sous le charriage du Cimone se trouvent également au-dessus du plan de charriage du Pomnolo.

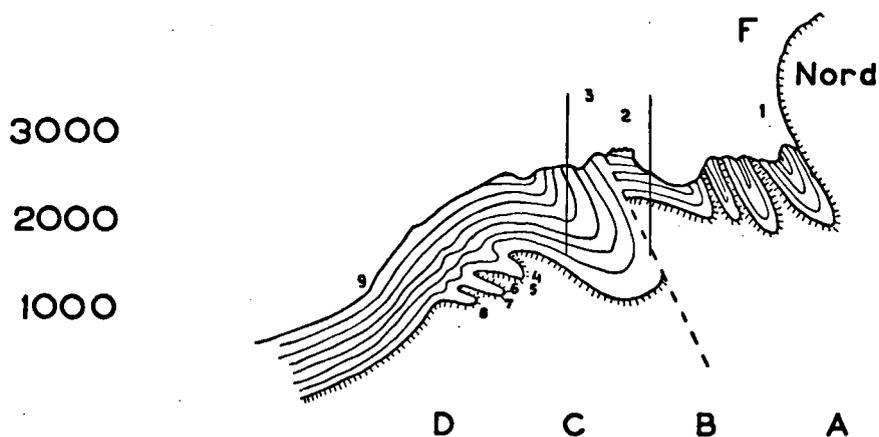


Fig. 8.

Coupe schématique entre Pzo del Diavolo et la Valle del Dczzo,
d'après NANGERONI (1931).

2. Pzo Recastello.

3. M. Gleno.

La tranche entre les deux lignes verticales est représentée par Fig. 9. Le Cristallophyllien est en blanc. Dans le Permien la stratification est figurée.

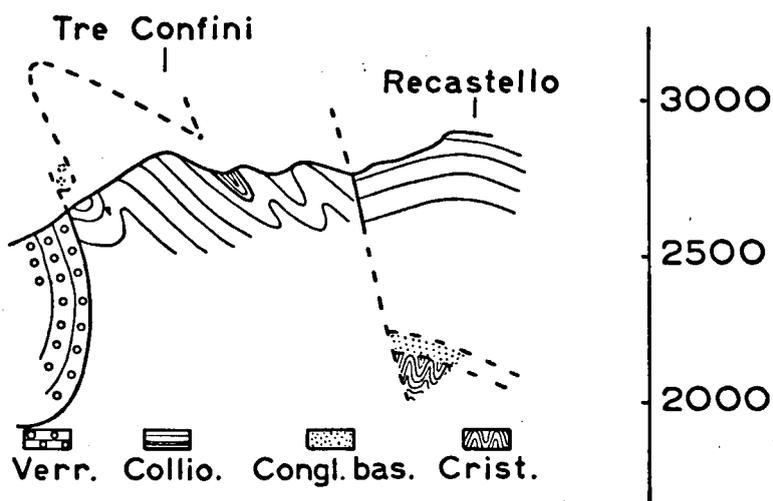


Fig. 9.

Coupe longitudinale de la crête entre Pzo d. Tre Confini et Pzo Recastello.
Echelle 1: 25.000.

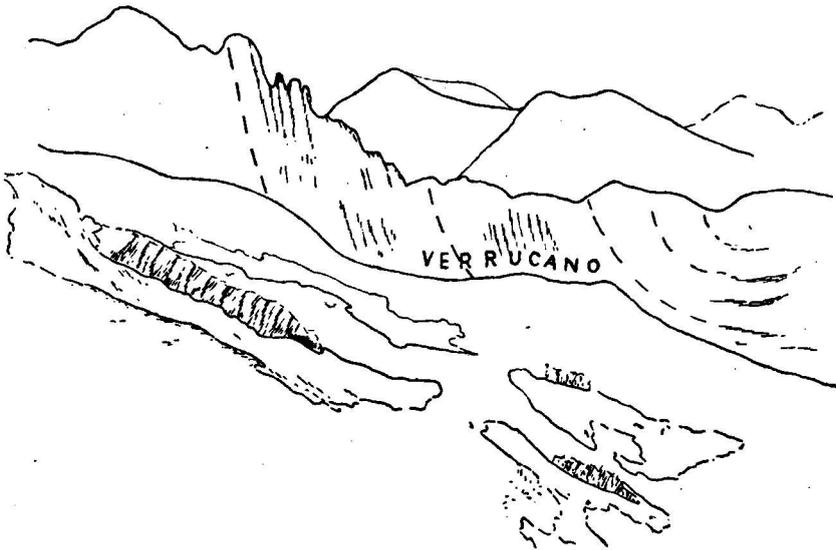


Fig. 10.

Flanc N.W. du synclinal de Sasna, vu du S.W.

Si nous considérons la faille normale au Sud de Maslana comme une continuation de la ligne Valcanale—Bondione, nous devons chercher là la racine du chevauchement, contrairement au chevauchement du M. Cimone, qui doit se trouver en corrélation avec celui de la Valle Cascina.

Le chevauchement du Toazzo (Profils D, E, L) (Fig. 11). On trouve ici une succession normale Collio—Verrucano—Servino posée, en pente très raide, sur des calcaires appartenant à l'Anisien inférieur et au Servino supérieur. Près du Servino du versant Sud du Monte Toazzo, on trouve des calcaires qui ressortent manifestement de l'Anisien tout-à-fait inférieur. La limite, quoique breccieuse, en a été figurée comme étant normale. On a admis le plan de chevauchement un peu plus bas, le long de quelques banes de calcite. Un horizon très fracturé de Verrucano—Servino se présente plus vers l'Est, aux environs de Passevra, tout contre, et, en partie, sur le Verrucano qui y fait corps avec le Collio. Tout près de Passevra, le Servino se rapproche fort de l'Anisien, et a été porté en carte comme tel.

Comme l'un et l'autre cas nous montrent apparemment le même horizon stratigraphique, le même mécanisme devra nous servir à les expliquer tous deux. Aussi sommes nous obligés de supposer que le chevauchement de Toazzo, qui fait angle avec la direction de l'ancien massif affaissé, a glissé ici contre et sur la roche de la paroi Est du massif 4. Des mouvements transversaux se firent évidemment aussi, par la force même des choses.

Une fois que le chevauchement de Toazzo eût été constitué, le Collio du M. Pomnolo le chevaucha à son tour, et les couches en furent très fortement comprimées. Les chevauchements transversaux prirent plus d'importance, et sont probablement en corrélation avec les irrégularités de la limite permo-cristallophyllienne, au Sud et à l'Est de Maslana.

En effet, des examens de détail révélèrent de petits rejets de cette limite verticale, suivant des plans orientés en sens NW—SE.

Il est difficile de désigner la provenance du paquet permien du M. Toazzo. Une provenance du massif 2 n'est guère possible, vu que la masse charriée du M. Pomnolo doit provenir d'un massif situé plus à l'Est. Il se peut que nous ayons affaire ici à une petite partie d'un phénomène beaucoup plus considérable, mais nous devons attendre pour en décider que les terrains au Sud du nôtre soient définitivement portés en carte.

Nous nous contenterons donc de mentionner ici quelques phénomènes que l'on peut observer le long de la ligne de Valcanale—Bondione.

Nous remarquons d'abord que l'Anisien a, dans les grandes lignes, la forme d'un synclinal. En allant vers le Nord, on pénètre dans des couches de plus en plus anciennes, en pentes très raides. Ceci montre que le déplacement de la masse supérieure était dirigé vers le Sud par rapport à la masse inférieure.

Si nous suivons alors la faille de Valcanale—Bondione, nous con-

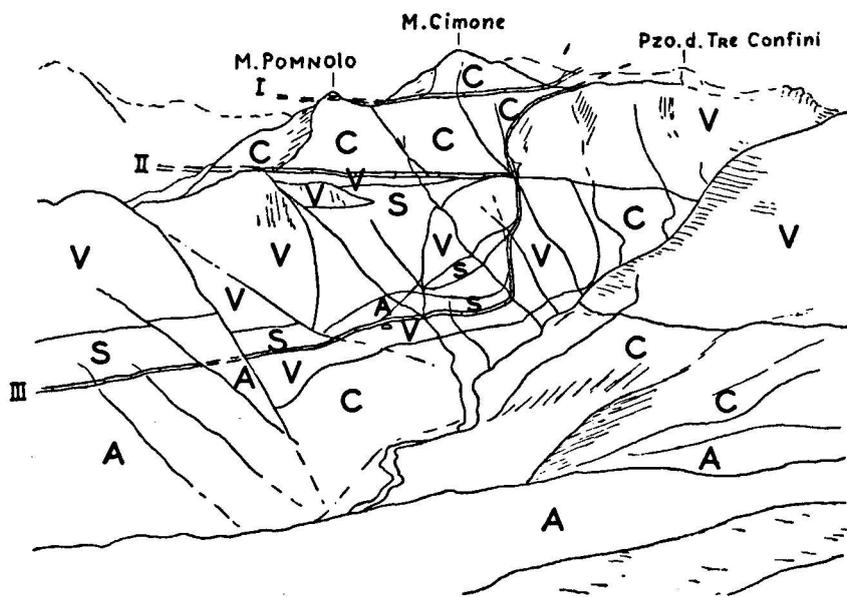


Fig. 11.

Vallée du F. Bondione. Vue prise du S.W., du Pso d. Manina.
 I. Chevauchement du Cimone.
 II. " " Pomnolo.
 III. " " Toazzo avec continuation vers l'Est.
 C = Collio. V = Verrucano. S = Servino. A = Anisien.

stations que partout les calcaires et les marnes de l'Anisien se trouvent sur du Permien et du Crystallophyllien. Ils doivent y avoir été charriés du massif 4 dans une période plus récente. Ces calcaires ont souvent une forte inclinaison. Près du sommet 2055, à l'Ouest de la Sponda Vaga (C. e3, profil F), ils se présentent même en flanc inverse. Là en effet, les calcaires les plus à l'Ouest appartiennent à l'Anisien le plus ancien. Il faut remarquer que le plan de contact permo-calcaire n'y a qu'une faible inclinaison.

Près des Miniere della Vigna Soliva, on peut voir en plus petit comment les calcaires de l'Anisien inférieur ont été charriés vers le Sud-Est sur des marnes plus jeunes, en suivant des plans à faible inclinaison.

Le chevauchement des calcaires sur le Permien et le Cristallophyllien. Tout le long de la faille de Valcanale—Bondione, on peut observer que les calcaires ont été charriés sur du Cristallophyllien et du Permien inférieur. A l'Est de la Vigna Soliva on peut même voir qu'ils ont été projetés sur le massif 2, et recouvrent par conséquent complètement le massif 3. Il est intéressant de voir que ce sont toujours les couches anisiennes qui constituent ici la limite. Vu que l'on peut observer la faille à des niveaux pouvant présenter jusqu'à 1000 m d'écart, il faut bien que l'épaisseur de l'Anisien ait été accrue par des influences tectoniques. Près de Foppana (C. e1), on peut également observer que les couches inférieures des calcaires charriés sur l'Esino ont été fournis par l'Anisien inférieur.

WENNEKERS (1930) a attribué la qualité de zone de glissement à divers horizons riches en marnes. Quoiqu'à un point de vue tectonique un peu différent, nous devons reconnaître cette propriété mécanique au Servino supérieur comme à l'Anisien supérieur.

Les calcaires du massif 4 ont été comprimés contre la faille ancienne. En même temps ils ont été charriés les uns sur les autres suivant des plans qui traversent surtout les couches anisiennes. Ces charriages se sont continués partiellement sur les couches de la lèvre soulevée de la faille.

Le profil G nous apprend que le massif 3 a chaviré vers l'Est. Un profil théorique à travers cette région ressemblera donc forcément beaucoup à celui que nous a donné Dozy (1935, c, p. 73, fig. 4).

La faille de Nona (Profil D). Dans la forêt au-dessus de Nona (C. h3), au milieu des marnes du Servino, passe un bande de Verrucano. La limite Nord, à très forte inclinaison, fléchit légèrement vers le Sud, la limite Sud, elle, fléchit un peu vers le Nord. La bande présente donc une forme de coin. Le prolongement vers le bas de la limite Sud fournit l'interprétation représentée par le profil D.

Le massif 5 doit avoir été partagé à son tour en massifs. Une faille allant du Nord-Est au Sud-Ouest, passe par Crostaro (C. g4), une autre, en sens à peu près NE—SW, passe près de Nona. La pression a fait chavirer ces massifs, et leur tectonique n'est pas en rapport direct avec celle du massif 4. Ceci explique la grande différence du

rejet le long de la faille de Flès. Par suite de ce renversement, un coin s'est détaché du bord Sud du petit massif de Sasna, et a été charrié dessus. Vers l'Est, des schistes du Servino font une suite normale au Verrucano, et le coin devient impossible à suivre. Vers l'Ouest, on ne lui voit point de limite. Une continuation de la faille de Flès en tient probablement lieu. Un examen plus approfondi de la Valle di Saline pourrait fournir une solution éventuelle.

L'imbrication de Bella Valle. Si d'une part les plans des failles renversées et des chevauchements de notre terrain penchent vers le Nord, ceux de Fontana Mora d'autre part, ainsi que de l'imbrication près de Bella Valle (C. h 4) s'inclinent vers le Sud.

Ces lames d'imbrication ont une inclinaison assez forte. On en distingue 3 dans la crête à l'Est de la Baita. Nous les avons portées en carte comme une seule faille renversée en donnant comme son rejet le total additionné des trois rejets.

Les décrochements transversaux. Comme la série rocheuse n'était pas homogène en sens Est—Ouest lors de la formation des chevauchements, nous pouvions nous attendre à trouver des décrochements transversaux. Nous n'avons cependant pas pu en repérer un bien grand nombre. Mais il est certain, qu'il y en a beaucoup plus.

A part le décrochement déjà mentionné à l'occasion du chevauchement de Toazzo (p. 43), on doit encore en admettre un comme limite Ouest du flanc anti-clinal si curieux d'Il Corno (C. f 6, Profils B, E). En toutes les localités indiquées on observa une zone de mylonites ainsi qu'une discordance très nette. La nature de la roche diffère d'ailleurs aussi en général. En remontant, le décrochement devient de plus en plus indistinct. Dans nos profils nous avons considéré comme admis que les irrégularités de la limite collio-cristallophyllienne, à l'Ouest de la Valle Secorpa, sont dues à ce décrochement transversal.

C. Charriage et plissement en sens NE—SW.

Au cours de la phase précédente, la pression avait été orientée en sens NW—SE à N—S. Le terrain offre aussi des traces de forces agissant en sens NE—SW, qui provoquèrent quelques charriages. On les remarque surtout dans le versant Nord du M. Pomnolo, mais on n'y peut pas déterminer leur rejet stratigraphique, assez mince probablement.

Un chevauchement dans le Ladinien affleure très distinctement dans le ruisseau près de Lizzola Alta, juste là où il disparaît dans la crevasse. Le sens en est NNW—SSE, et l'inclinaison est de 60° environ. Cette même orientation se rencontre fréquemment dans les calcaires du versant Nord du M. Toazzo.

Il faut remarquer surtout le versant Nord du M. Pomnolo (C. g 5) et le versant Sud du M. Sasna (C. g 4). Dans tous deux on voit très nettement le changement progressif et graduel de l'orientation. A l'Est, elle est à peu près NE—SW, et à l'Ouest, tout contre les failles et les décrochements transversaux orientés en sens NNW—SSE, elle leur

est parallèle. Près du M. Sasna, ceci coïncide avec un plongement axial vers l'Ouest (Profil K), que l'on peut observer également dans le Verrucano du M. Tornone, à l'Est du Val Gleno.

Il faut bien admettre que ce plongement axial ait été provoqué par des forces tectoniques dans le sens de l'axe, puisque les calcaires, d'Esino près de Baita di Barbarossa constituent un synclinal renversé à axe en sens NNW—SSE (Profil K).

La surface de charriage recouverte par les couches de Collio du M. Pomnolo s'est de nouveau rétrécie plus tard. Il se peut que la faille qui va de Baita Casinel (C. g 5) le long du Verrucano du Pomnolo, se soit d'abord trouvée plus vers l'Est comme un décrochement transversal, pour n'apparaître que plus tard au-dessus du plan de charriage du M. Pomnolo.

Du fait que le chevauchement dans la crête à l'Ouest de Marifünt (C. h 5), quoique se trouvant dans le prolongement de celui du M. Pomnolo, ne présente qu'un faible rejet, il appert que le plan de ce dernier chevauchement a encore fonctionné plus tard comme surface de mouvement.

La séparation entre les deux phases B et C n'est pas nette.

On ne peut malheureusement que suivre l'ordre indiqué de la succession des symptômes, si l'on veut pouvoir expliquer la tectonique du M. Toazzo, du M. Pomnolo et du M. Cimone.

D. Les petits mouvements tardifs.

Comme il a déjà été dit à la page 28, on est dans la nécessité d'admettre, après la formation des filons de porphyrite, des petits mouvements subséquents.

A ce stade appartient probablement aussi le chevauchement à plat des environs de Zuccotto (C. d 1, Profil G), de même que le petit rejet (de 10 m?) de la limite permio-cristallophyllienne à 1500 m à l'Est de Baita Zucchi (C. c 2). Dans les deux cas, les couches supérieures ont été déplacées vers l'Ouest par rapport à celles de dessous.

Les failles verticales qui coupent la crête du M. Sasna (C. g 4) doivent également dater de plus tard.

Le M. Calvera est entièrement hâché de failles normales. Les orientations principales en sont indiquées sur la carte. Leurs rejets sont minimes, mais donnent lieu à une formation très curieuse du sommet, qui présente, en très petit, une formation de massifs affaissés et surélevés.

Conclusions.

Ce qui frappe le plus dans le terrain que nous avons étudié, c'est le contraste entre la tectonique des sédiments triasiques et celle des sédiments permien ensemble avec le Cristallophyllien. Les premiers offrent de forts plissements à flancs verticaux. La ligne d'orientation s'est adaptée à la limite du massif 4, et varie parfois très brusquement. On peut observer par conséquent, en de très nombreuses localités du terrain, des plissements autour d'axes à plongement très rapide, comme par exemple au Sud d'Asta Alta (C. e 3).

Dans la partie méridionale du terrain se trouvent de grands chevauchements à plans légèrement inclinés vers le Sud.

En contraste avec cette réaction violente des calcaires, nous voyons les sédiments permien très proches au Midi, être encore relativement tranquilles.

Au Nord, dans la crête principale, la tectonique est dominée par des failles renversées parallèles, dont les plans de glissement sont inclinés vers le Nord. La tectonique de cette partie du terrain correspond donc avec celle des terrains examinés plus vers l'Ouest (p. ex.: JONG 1928, Dozy 1935, *a*).

Dans le Verrucano se rencontrent des galets, tant de matériaux permien que de matériaux pré-permien. Ces derniers révèlent en général des traces de cataclase, contrairement aux premiers qui en sont dépourvus. L'orogénie serait donc pré-permienne. Dozy la déduit de zones de mylonitisation dans le Cristallophyllien, comme TROMP l'avait déjà fait.

Nous avons décomposé l'orogénie alpine en quatre phases. Dozy, lui aussi, a réussi à établir une succession déterminée de l'apparition des symptômes.

Le tableau ci-dessous facilite la comparaison :

J. J. Dozy (1935, <i>a</i>)	J. WEEDA
2. Formation de synclinaux et d'anticlinaux	A. Formation de massifs sur-élevés et affaissés
3a. Formation de failles. Mouvements verticaux des massifs entre les failles. Les plans de failles s'aplatissent sous les pressions	B. Formation de failles renversées et de chevauchements
b. Compression et imbrication	
c. Compression plus violente et redressement des plans de faille.	C. Charriages et plissements. Force agissant en sens NNE-SSW.
	D. Petits mouvements tardifs.

A première vue les deux colonnes du tableau n'ont pas grand'chose de commun. La raison en est que dans le premier de ces deux terrains il a été insisté davantage sur d'autres symptômes que dans le second.

La phase A, observée dans la partie supérieure de la Valle Seriana, n'a pas été vue par Dozy. Bien qu'il estime la faille de Lago Rotondo comme déjà présente dans le Permien, nous pensons cependant n'avoir pas de raisons probantes pour attribuer un si grand âge à nos massifs affaissés et surélevés. Nous estimons que la phase A est en rapport avec la faille de Valcanale—Bondione.

Notre terrain ne nous a pas obligés à établir la phase 2 de Dozy. Elle doit avoir été présente dans la crête principale, au Nord de notre terrain, selon les profils de Dozy et TIMMERMANS, pris dans cette crête. La phase 3 de Dozy correspond à nos phases B et C.

Nous avons exposé à la page 40 que nous avons en effet trouvé dans la crête, des symptômes dont l'origine nous est devenue claire grâce à la classification de Dozy qui subdivise la phase 3 en *a*, *b*, et *c*.

Dans notre terrain cependant ces symptômes se confinent dans la partie Nord.

La phase C nous a servi à analyser la tectonique du terrain au Sud du Serio. Dozy a également mentionné ce rapport entre le moment et la variation de la pression (1935, *a*, p. 226).

Selon lui, la force agissant en sens NNE—SSW a été en grande partie cause de la phase 3c, qui correspond donc à peu près à notre phase C.

VII. EXCURSIONS.

Nous voudrions recommander plus spécialement deux excursions aux touristes qui désireraient faire plus directement la connaissance de la géologie du terrain que nous avons étudié.

La première quitte Valbondione, pour nous conduire par le sentier à mulets jusqu'au Lago del Barbellino. Puis on prend par la Valle della Cerviera (C. h 5), pour aboutir au Pizzo dei Tre Confini, d'où l'on peut redescendre sur Lizzola Alta par le Lago di Sasna ou par Marifünt, pour retourner à Valbondione par la grand'route. Si on préfère faire l'excursion en deux jours, on peut passer la nuit au Rifugio Curó.

La seconde excursion part également de Valbondione et va à l'Asta Alta (C. e 3) en passant par Lizzola Alta. On atteint ensuite le versant Ouest de la Valle Sedornia, en passant par Cavandola della Corría, pour redescendre sur Gandellino (C. a 2) en passant par Baita bassa Vigna Soliva (C. d 2).

1. La première excursion nous met rapidement en contact avec la tectonique du Monte Toazzo. Le sentier à mulets traverse d'abord des schistes cristallins. On en trouve un bel affleurement aux croisements du sentier avec les deux ruisseaux qui passent au Sud de Valbuona. En remontant, le ruisseau le plus au Sud, on aperçoit à 75 m environ au-dessus du sentier, l'affleurement dans la paroi méridionale, du contact anormal des schistes cristallins avec les roches calcaires (1125 m). Le plan-limite présente naturellement une très forte mylonitisation. Les roches calcaires sont très fracturées. 50 m plus haut, à 1175 m, paraissent les roches du Collio qui ont donc de nouveau escaladé les calcaires. Ces roches du Collio, très fracturées elles aussi, sont traversées par un filon éruptif difficile à distinguer. En continuant à suivre ce sentier, on trouve dans l'ordre, juste à un coude brusque vers la Nord, du Cristallophyllien, des traces de Collio, des calcaires noirs et bruns et de la brèche de calcaire. Les roches calcaires sont très inclinées vers le N.E..

Il n'est guère certain que le Collio n'y provienne pas d'éboulis, alors que cela paraît bien n'être pas le cas pour les calcaires, puisque nous les retrouvons un peu plus loin dans un petit ruisseau. A quelques mètres au-dessous du sentier, à 1100 m d'altitude environ, on voit affleurer le plan-limite des calcaires et du Cristallophyllien. Le sens et l'inclinaison en sont indiqués sur la carte. Si on remonte encore ce petit ruisseau on trouve du Collio à 1130 m. Entre ce dernier et les calcaires, on aperçoit une couche de Cristallophyllien très mylonitisé, d'environ trois mètres d'épaisseur. Cependant les limites entre les couches rocheuses n'affleurent pas.

En revenant par la route on retrouve encore une fois le Trias, à savoir dans le versant Sud de la vallée qui part du M. Pomnolo et passe au Nord de Valbuona. On trouve là des calcaires marneux noirs et bruns très altérés à la surface. Dans le ruisseau lui-même nous trouvons des couches de Collio, que nous côtoyerons jusqu'à un petit ruisseau juste au Nord de l'endroit où une avalanche rocheuse a bloqué la route. Arrivés là nous voyons le Collio en contact anormal fortement incliné avec des schistes cristallins.

Juste avant de pénétrer dans la Valle della Cascina, la route coupe de nouveau ce même plan, ce qui fait que nous voyons de nouveau du Permien.

Aux croisements de la route avec les deux ruisseaux près de la Valle della Cascina, on trouve un bel affleurement du chevauchement auquel cette vallée a donné son nom. Les schistes cristallins y ont escaladé le Collio. Celui-ci est très broyé, et est formé de roches à faciès volcanique (des tufs) et de conglomérats.

Après savoir quitté la Valle della Cascina, la route traverse pendant assez longtemps des schistes cristallins. On peut alors, pour atteindre le Rifugio Curó, choisir entre le sentier à mulets et le sentier qui, partant du coude le plus bas, passe par la vanne du lac artificiel de Barbellino. Dans le premier cas, on voit des roches volcaniques succéder au Cristallophyllien. Quelques failles de peu d'importance apparaissent à l'Est. Au passage du tunnel, la roche ressemble beaucoup aux quartzporphyres que l'on trouve ailleurs, mais les coupes-minces y révélèrent de nombreux tufs vitreux et cristallins. En suivant la grand' route, comme en passant par la vanne, on voit un chevauchement de schistes du Collio, mais la vanne en présente l'affleurement le plus net.

Du Rifugio Curó jusqu'à la Valle Cerviera, on ne traverse que des schistes du Collio avec de nombreuses failles. Là où la vallée a un gradin, on traverse de nouveau le chevauchement de la Valle della Cascina. Quand on se trouve dans la cuvette de Cerviera, on peut très bien voir un noyau synclinal formé de schistes, dans la crête qui passe au Nord-Ouest du Pizzo dei Tre Confini (fig. 9).

Tout près de ce pic on atteint le flanc Nord du synclinal de Sasna.

Il vaut mieux ne pas chercher à atteindre Marifúnt immédiatement de là, mais il est préférable de retourner dans la vallée en passant par le Lago di Sasna. En cours de route on voit des roches du Verrucano à la surface desquels on distingue parfois de très profondes stries glaciaires. En quittant Sasna pour Passetra, on passe près de schistes du Collio, au Sud du ruisseau. Tout près du sentier, ils sont en contact anormal très incliné avec des roches volcaniques. Ce contact se présente de nouveau au passage du T. Bondione.

Au-delà de Passetra, on passe près d'une brèche calcaire dans laquelle on a creusé une galerie. La roche contingue à l'Est présente des caractéristiques de l'Anisien inférieur. Le sentier traverse ensuite du Verrucano et du Collio jusqu'à un cône d'éboulis. Si on remonte ce cône, on laisse derrière soi des ruines de fourneaux à fusion abandonnés, droit au-dessus desquels on trouve encore de l'Anisien très net, présent également le long de la route jusqu'à Lizzola Alta. La

grand'route qui redescend de Lizzola Alta traverse du Cristallophyllien.

2. La seconde excursion nous fait suivre sur une grande distance la faille de Valcanale—Bondione. Le sentier qui va de l'Asta Bassa à l'Asta Alta, traverse le ruisseau à proximité de cette faille. Les roches calcaires y paraissent assez intactes près du plan de contact, quoique celui-ci soit assez fortement incliné. Le sentier traverse ensuite les calcaires marneux de l'Anisien. On atteint alors les couches de Buchenstein près de l'Asta Alta. Elles affleurent dans un petit ruisseau en-dessous de la Baita. Dans le cône d'éboulis à l'Est de la Baita, on trouve des nodules calcaires à ammonites. La Cavandola della Corna est appliquée contre de hautes collines de calcaire, provenant d'un très grand éboulement. Les roches volcaniques en ont également été transportées jusqu'à mi-chemin de Cavandola dell'Asta.

La Valle Sedornia permet l'étude de la faille de Valcanale—Bondione en de nombreuses localités. On peut facilement en remarquer le cours irrégulier ainsi que les fortes variations de sens et d'inclinaison.

En redescendant par la Baita Bassa Vigna Soliva, on remarque encore près d'une source, des traces de schistes cristallins et de Conglomérat basal. Les calcaires de l'Anisien les suivent immédiatement, pour s'arrêter à la grande faille. En descendant encore davantage, la route qui mène à Gandellino ne présente plus que quelques affleurements de Cristallophyllien.

VIII. BIBLIOGRAPHIE.

- ARTHABER, G. v. Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. Frech's Mesozoicum, 2. Teil, Band 1, 1908, p. 223—391.
- CAYEUX, L. Les roches sédimentaires de France. (Roches Siliceuses). Mémoires pour servir à l'expl. de la carte géol. dét. de la France. Paris, 1929.
- COSLJN, J. De geologie van de Valli di Olmo al Brembo. Leidsche geologische Mededeelingen, Dl. II, 1928, p. 253—322.
- CURIONI, G. Geologia. Milano, 1877.
- DOZY, J. J. a) Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pzo. del Diavolo di Tenda. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VI, Afl. 3, 1935, p. 133—230.
- b) Ueber das Perm der Südalpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 1, 1935, p. 41—62.
- c) Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 1, 1935, p. 63—84.
- et P. D. TIMMERMANS. Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. VII, Afl. 7, 1935, p. 85—109.
- FRECH, F. Die Leitfossilien der Werfener Schichten. Result. d. wissensch. Erf. d. Balaton Sees. Teil I, Band II, 1912.
- GRUBENMANN, U.—NIGGLI, P. Die Gesteinsmetamorphose, I. Algem. Teil. Berlin, 1924.
- GÜMBEL, C. W. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen, „Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen.“ Sitzungsbericht, d. math. phys. Cl. d. K. B. Akad. Wiss. München, 1880.
- HAECKEL, E. Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger, during the years 1873—1876. 1887.
- HOFSTEENGE, G. L. La géologie de la vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, 1931, p. 25—82.
- JONG, W. J. Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördlich des Val Stabina. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. III, 1928, p. 49—104.
- KITTL, E. Die Gasteropoden der Esinokalke, nebst einer Revision der Gasteropoden der Marmolata-Kalke. Ann. d. K. K. Naturwiss. Hofmuseums. Band XIV, Heft 1, 2. 1899.
- Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Result. d. Wiss. Erf. d. Balaton Sees. Band I, Teil II. Anhang. 1912.
- KLOMPÉ, TH. H. F. Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Diss., Leiden, 1929.
- MILCH, L. Beiträge zur Kenntniss des Verrucano. I, II, Leipzig, 1892.
- MOJSISOVICS, E. v. Ueber die triadischen Pelecypoden Gattungen Daonella und Halobia. Abh. K. K. Geol. Reichsanst. 1874.
- Ueber heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der Lombardischen Alpen. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, 1880.
- NANGERONI, L. G. Osservazioni sulla tettonica delle Alpi Orobiche orientali. Boll. d. Società Geol. It. Vol. 50, 1931, Fasc. 2, p. 249—253.

- PORRO, C. Alpi Bergamasche. Carta geol. rilevata dal 1895—1901 con „Sezioni geol.” e „Note illustrative”. Milano, 1903.
- Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane. Rendiconti R. Istit. Lomb. di Scienze e Lettere. Serie III, Vol. XLIV, 1911, p. 863—883.
- Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica. Memorie del R. Istit. Lomb. di Scienze e Lettere. Classe d. Scienze Matem. e Nat., Vol. XXII—XXIII della Serie III, Fasc. V, 1933.
- BÜST, J. Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Jura. Palaeontographica, Bnd. 31, 1885.
- STAUB, R. Ueber granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Bernina Gebirge. Viertelj. d. Naturf. Gesellsch. Zürich, Bnd. 60, 1915, p. 71.
- SUËSS, E. Ueber das Rotliegende im Val Trompia. Sitzungsbericht. d. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math. Nat. Classe, Band LIX, 1869, p. 107.
- TAN SIN HOK. Over de samenstelling en het ontstaan van krijt- en mergelgesteenten in de Molukken. Jaarb. v. h. Mijnezen in Ned. Indië, 1926. Verhandelingen, 3e ged.
- „Discoasteridae, Coccolithinae and Radiolaria”. Leidsche Geol. Mededeelingen, V, Feestbundel Martin, 1931, p. 92—114.
- TROMP, S. W. La Géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, 1932, p. 123—320.
- TRÜMPY, E. Beitrag zur Geologie der Grigna Gruppe am Comersee (Lombardei). Eclog. Geol. Helv., Vol. 23, No. 2, 1930, p. 379—487.
- WENNEKERS, J. H. L. De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. III, 1930, p. 265—334.
- The structure of the Bergamo Alps compared with that of the north-west Highlands of Scotland. Leidsche Geol. Mededeelingen, Dl. IV, Afl. 2, 1932, p. 83—93.