LES PORPHYRES LUGANAIS ENTRE LE LAC DE LUGANO ET LE VALGANNA

PAR

L. U. DE SITTER.

(Avec les planches 16 et 17).

INTRODUCTION.

Le terrain exploré est limité au Nord par une ligne droite, qui va de Ghirla en passant par Marzio à Brusimpiano. La limite Est est formée par le lago di Lugano et par la vallée de Porto Ceresio jusqu'à Pogliana. La limite Sud est plus irrégulière; elle passe au Sud de Pogliana vers le sommet de la Poncione di Ganna et descend après vers S. Gemolo. La limite Ouest est formée par le Valganna. La surface de tout le terrain exploré est à peu près de 24,5 km².

Les limites Nord et Sud sont formées par des sédiments mésozoïques, que je n'ai point examinés. Les récentes recherches de M. A. Senn nous ont fait connaître les formations mésozoïques au Sud de mon terrain. Les mêmes formations au Nord constituent le sujet d'une étude déjà entreprise.

La carte topographique italienne 1:25000 a servi de base pour la carte géologique ajoutée à cette étude. J'en ai fait faire un agrandissement photographique, et sur cette carte j'ai dessiné la géologie en omettant une bonne partie de la topographie originale. Je l'ai fait ensuite réduire pour la reproduction. Les routes militaires qui ont été dessinées sur la carte avant que les projets aient été exécutés, ne suivent pas exactement leurs projets originaux. Il faut admettre que les corrections apportées à la carte ne sont pas le résultat d'exactes mesures topographiques. Elles ne sont apportées que là, où la fausse trace d'une route pourrait contrarier le rapport entre la géologie et la topographie. Ce sont les routes du Piambello et de la Poncione, et celle qui fait le tour de la côte 1009, qui ont été corrigées. La route du Piambello au bas de Boarezzo à 600 m. d'alt. et plus haut à 975 m. a été corrigée. Le deuxième tournant vers le Nord de la route de la Poncione est plus méridional qu'il n'est marqué, directement au dessus du premier tournant vers le Sud. La route SE. de la côte 1009 est située moins haut qu'elle n'est marquée sur la carte et

continue plus loin vers le Sud. Toute la partie Nord de cette route avec ses emplacements militaires devrait être placée plus vers le Sud, de sorte que la route n'arrive pas sur le col.

Les dessins ajoutés à la deuxième partie ont été faits avec un appareil de projection de M. LEITZ. L'image a été projetée sur le papier au moyen d'un miroir d'argent, de sorte que la plus grande précision a été obtenue. Quelquefois un phénocristal a été remplacé par un autre plus intéressant, afin que le dessin représente le mieux que possible le caractère de la roche.

Une liste explicative des signes abréviatifs ajoutés aux dessins, se trouve à la fin de l'ouvrage.

Le terrain examiné fait partie des montagnes d'origine volcanique, qui entourent le lago di Lugano, et se trouvent entre ce lac-ci et le lago Maggiore, et à l'extrémité Sud de ce dernier lac. Les roches volcaniques forment une couche épaisse de plusieurs centaines de mètres, composée de porphyrites, de porphyres et de leurs tufs divers, sous lesquels on voit apparaître les schistes cristallins anciens, qui en font la base.

L'exploration géologique a été commencée en 1827 par LEOPOLD VON BUCH (1). Il donna une description pétrographique des porphyres rouges et noirs. Après lui ce sont surtout M. M. STUDER, BRUNNER, NEGRI, SPREAFICO, MICHEL-LEVY, FELLENBERG et HARADA qui se sont occupés de la pétrographie de notre terrain.

M. STUDER a découvert des filons de porphyres rouges et noirs près de Melano et Maroggia. (2, 4).

M. BRUNNER croit avoir observé des filons de porphyre noir dans le porphyre rouge et un mélange des deux sortes de porphyres en général. De là il conclut à une simultanéité des deux éruptions. (3).

M. M. NEGRI et SPREAFICO ne distinguent plus les deux éruptions, et expliquent la différence entre les deux porphyres par un changement dans les conditions de l'éruption. (5).

M. M. MICHEL-LEVY et FELLENBERG enfin ont finalement fixé les caractères des deux porphyres. Le premier par l'étude microscopique et la comparaison avec les roches du plateau central, le deuxième par des analyses chimiques. (7,6).

Enfin le terrain a été entièrement exploré par M. HARADA (8), surtout au point de vue pétrographique. Il donne une description détaillée des roches trouvées par lui. Ses études pétrographiques sont excellentes et n'ont rien perdu de leur valeur. Mais pour comprendre la pétrographie du terrain, il est nécessaire d'avoir une idée de sa géologie générale et de sa tectonique. M. HARADA a remarqué que le facies marginal de la nappe de granophyre a une structure porphyrique. Ce facies n'existe presque pas. Ce sont probablement les laves sous-jacentes de quartzporphyre fluidal et peut-être aussi des filons de microgranite qu'il a ajoutés au granophyre. M. HARADA regarde les porphyres et les tufs du Mt. la Nave comme la continuation de nos porphyres. Selon lui le porphyre rouge (le granophyre), se change en porphyre brun; ce dernier est en vérité un tuf. Les deux terrains volcaniques n'ont aucune lave commune. Il donne un très bon aperçu de la littéra-

ture ancienne sur les porphyres luganais. Les deux sortes de porphyre ont été bien déterminées par M. HARADA. En outre, il a étudié les tufs et le vitrophyre de Grantola, mais il ne donne guère de details sur les conditions tectoniques. Le système des filons de microgranite dans le gneiss et dans la porphyrite du côté Est de la péninsule de Mt. Arbostora a été mal examiné, comme M. ESCHER l'a démontré. Ils ont pour la plupart une direction plus ou moins horizontale et non pas verticale, comme le croit M. HARADA. Sa carte montre plusieurs erreurs du reste, mais comme il ne s'était donné que quatre semaines pour visiter tout le terrain autour du lago di Lugano, d'Arosia jusqu'à Cabiaglio, il n'est pas étonnant que les détails de sa carte montrent des inexactitudes.

Le travail de M. M. SCHMIDT & STEINMANN (9) est un aperçu général des résultats obtenus jusqu'à la date de cet ouvrage. Ils ne proposent pas de nouvelles choses. C'est pourquoi, vu les récentes publications sur ce sujet, leur travail a perdu beaucoup de sa valeur.

Parmi les auteurs plus modernes il faut nommer premièrement M. CARLO RIVA (10). Il distingue les granitites, les quartzporphyres granophyriques et les quartzporphyres felsophyriques et deux porphyres noirs. Mais ce sont surtout les schistes cristallins qu'il a étudiés profondément. Il a découvert leur caractère de gneiss de contact. Dans mon étude je n'ai rien pu trouver à ajouter à ce travail admirable.

M. KAECH (12) a étudié le terrain autour d'Arona, à l'extrémité Sud du lago Maggiore. Il donne des descriptions détaillées des roches volcaniques. Ses porphyrites ne ressemblent pas aux nôtres, quoique les felsophyres et les vitrophyres de ce terrain ressemblent beaucoup à nos quartzporphyres fluidaux. Son quartzporphyre granophyrique n'est pas la même roche que nous avons appelée granophyre.

La carte de TARAMELLI (11), publiée en 1902, n'apporte en général pas de corrections, au contraire elle est plutôt un pas en arrière. Il cite des filons de porphyrite dans le granophyre de Cuasso a. P., que j'ai retrouvés et déterminés comme étant des filons de diabase.

Dans sa note provisoire, M. ESCHER (14) a introduit dans la série volcanique des tufs inconnus jusqu'à présent, entre les porphyres et les gneiss et a rectifié les notions sur les filons de microgranite.

L'étude de M. FRAUENFELDER (15) s'est limitée aux sédiments mésozoïques et aux filons de microgranite, dont il a spécifié différents systèmes sur la côte Est du lago di Lugano. En outre il a fait une étude spéciale de la tectonique.

M. A. SENN (16) a examiné tout le terrain sédimentaire, du Mt. Giorgio jusqu'au Mt. Campo di Fiori, qui limite les porphyres vers le Sud. Pour notre étude c'est surtout la tectonique de cette région qui est importante.

A présent M. HARLOFF de Leyde s'occupe du terrain volcanique de Mt. la Nave, et M. LEUZINGER de Bâle publiera bientôt ses recherches sur le terrain sédimentaire au Nord des terrains volcaniques.

PREMIÈRE PARTIE.

LA GÉOLOGIE GÉNÉRALE.

CHAPITRE PREMIER.

APERÇU GÉNÉRAL DES ROCHES ÉRUPTIVES ET DE LEUR SITUATION RELATIVE DANS LA SÉRIE VOLCANIQUE.

Avant de passer à la description détaillée des roches éruptives, dont le terrain est formé, il serait désirable de donner un aperçu général de leur caractère et de la succession des différents types.

Sur le gneiss fondamental, plissé par les mouvements orogéniques hercyniens, se sont déposées des roches effusives. Dans tout le terrain rien n'indique que les appareils volcaniques aient été sous-marins, au contraire, la formation des tufs et des autres sédiments clastiques m'a donné la ferme conviction, que pendant l'époque de l'activité volcanique, tout le terrain s'élévait au dessus du niveau de la mer. Ce n'est qu'après cette période, avec la transgression werfénienne, que le sol s'est affaissé.

Aussi l'érosion pouvait attaquer directement les dépôts de tufs. De là une plus grande irrégularité encore dans la distribution des différentes sortes de roches.

Les coulées de lave et les dépôts de tufs volcaniques suivront dans le gneiss fondamental les vallées existantes.

De cette manière il nous sera plus facile d'expliquer la disparition subite de toute une série de roches effusives sur une distance de quelques centaines de mètres. Même il ne serait point impossible qu'une formation quelconque ait été transportée ailleurs par l'érosion, avant qu'une éruption suivante ait pu la couvrir, de sorte qu'elle pourra manquer dans la série à une certaine place, attaquée plus vigoureusement par l'érosion.

L'épaisseur variable de la grande nappe de granophyre peut nous donner une idée du relief du sol du gneiss fondamental. Le plan qui sépare le granophyre du gneiss au dessus de la grande route longeant le lago di Lugano nous donne en effet une image assez exacte du caractère du relief. Nous y voyons des vallées plus ou moins grandes, maintenant occupées par le granophyre, un relief assez accidenté.

De la première phase de l'activité volcanique il nous est resté toute une série de tufs et de laves, de composition chimique différente, qui forme presque tout le flanc Ouest du Mt. Piambello et se retrouve sous la nappe de granophyre au Nord du terrain.

Les couches alternantes de lave et de tufs, et la composition chimique et minéralogique variable, nous font penser immédiatement à un volcan ordinaire, à cratère central. Toutefois il nous est impossible d'indiquer avec certitude la position du centre du cône, du cratère, quoique l'épaisseur relativement faible de toute la série et sa disparition soudaine demandent la proximité immédiate de celui-ci.

Tandis que cette série est caractérisée par l'abondance de tufs de différentes sortes et par le changement rapide de la composition chimique et minéralogique des laves et des tufs, la grande nappe de granophyre qui s'est étendue au dessus, garde partout le même caractère, et de plus on n'a jamais trouvé aucun tuf appartenant à cette roche. Cette différence dépend du mode d'éruption, par lequel les deux types sont arrivés à la surface de la terre.

La forme allongée du terrain volcanique de Lugano indique déjà que ce sont des éruptions fissurales. Dans la première période d'action volcanique la lave ne pouvait pas encore passer librement de la fissure à la surface de la terre. Le magma montant dans la fissure existante, poussé par l'énorme pression interne, a dû s'arrêter en sa course montante, là où la fissure aboutissait. Les gaz s'accumulaient toujours, et à cause du refroidissement accéleré sous des pressions toujours plus grandes ils se sont forcé enfin un chemin à travers la roche. L'éruption explosive des premières laves a été accompagnée de tufs et les coulées de laves n'étaient pas très volumineuses. Plus tard la fissure a atteint la surface, et la lave a pu couler directement sur la terre, sans avoir besoin de se frayer un chemin par voie d'explosion. La première phase d'activité volcanique, la phase des volcans stratifiés, a été relativement longue. Le magma a eu le temps de se différencier, ou d'absorber des roches étrangères de sorte que les laves sortantes changeaient de caractère. Tandis que la seconde phase, la phase des nappes de laves, a fini très vite quoique la masse de lave fût beaucoup plus grande que celle de la première phase. La grande fissure par laquelle le granophyre est principalement sorti se voit à Alla Ferrara sur la péninsule du Mt. Arbostora, et dans le Val Seranno du côté Ouest du lago di Lugano et dans le village de Brinzio. En outre on trouve dans les roches cristallines archéennes une grande quantité de fissures de granophyre qui ont donné sans doute passage à cette roche. Les necks par lesquels les roches de la première phase sont sorties affleurent nulle part, mais leur situation peut être fixée avec quelque exactitude.

La succession des tufs et des laves différents se montre admirablement, quoiqu'il nous échappe certainement des faits de détails intéressants, surtout par l'altération complète des tufs, à un point qu'on ne peut plus les reconnaître macroscopiquement. (v. fig. 27).

Directement sur le gneiss, se trouve une série de tufs acides formés par des couches alternantes de tufs cristallins (fig. 11) et de tufs lithiques (fig. 10), d'une épaisseur d'environ 100 m. Cette série commence par des tufs lithiques contenant des morceaux plus ou moins arrondis de quartz et de gneiss originaires des éboulis du gneiss. L'acidité des tufs a été clairement prouvée par le grand nombre de

cristaux de quartz qui en font presque une quartzite. On y retrouve des enclaves d'un quartzporphyre du même caractère qu'une coulée de lave située plus haut.

Les meilleurs affleurements de cette roche se trouvent le long de la grande route de Ganna à Boarezzo, le long du sentier montant directement vers ce village, et puis près du deuxième tournant Nord, au dessus de Boarezzo, de la grande route du Piambello. Là, un petit chemin quitte la grande route et monte vers le Nord. Ce chemin traverse les tufs et arrive après dans le gneiss. Ici on peut voir la succession des différents tufs. La figure 1 donne un croquis de ce chemin avec la direction et l'épaisseur des différents bancs. C'est une alternance de couches de tuf, couleur bleu foncé ou vert-gris, d'un grain extrêmement fin (tufs cristallins), et de bancs plus épais, ressemblent à un grès, (tufs lithiques). A la base de cette série on remarque en montant le chemin, après qu'il a traversé le gneiss, les tuffites basales. Ici les tufs lithiques ordinaires renferment des fragments de quartz peu arrondis, de quelques cm. de grandeur. Ces morceaux de quartz représentent certainement les éboulis des montagnes gneissiques qui se trouvaient à la surface, quand les tufs les couvraient.

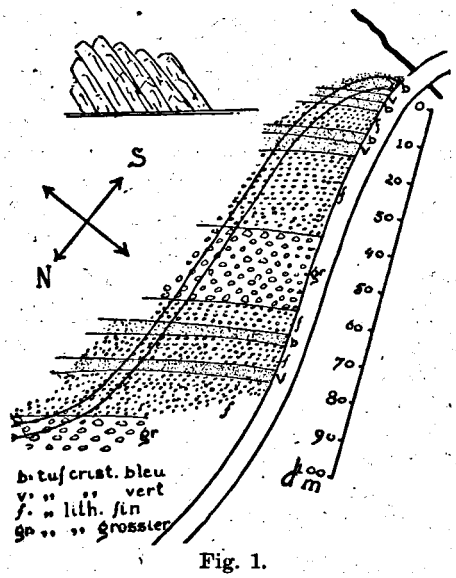


Fig. 1.

La succession des tufs cristallins et des tufs lithiques (l'échelle en mètres doit être en décimètres: m doit être dm.)

En haut, vers le sommet du Piambello ces tufs sont couverts d'une lave basique, une porphyrite à biotite (fig. 13). Cette porphyrite, dont la pâte est très fine, avec des phénocristaux très petits et relativement peu abondants, a une couleur rouge verdâtre. Les meilleurs affleurements de cette roche se trouvent le long du dernier bout de chemin sur le sommet du Piambello. Cette porphyrite est separée de celle à pyroxene par un tuf lithique de la première. L'affleurement de ce tuf se trouve au troisième tournant Nord de la grande route du Piambello à partir de Boarezzo. Sur la carte topographique italienne le tournant a été dessiné trop vers le Nord. Ce tuf est très décomposé, sa couleur est violet pâle.

En général les tufs porphyritiques ressemblent tellement à leurs roches originaires qu'on ne découvre leur vrai caractère qu'après la détermination au microscope, de sorte qu'il nous a été absolument impossible de déterminer l'étendue et la situation exacte de ces tufs.

La porphyrite à pyroxène (fig. 14) mentionnée plus haut est plus

fraîche. C'est une roche d'un vert foncé, dont la surface devient facilement blanche sous l'action atmosphérique. Mais cette couche blanchie n'est jamais épaisse, quelques millimètres tout ou plus. Tout le long de la grande route du Piambello, on trouve des affleurements admirables de cette porphyrite.

L'effusion des deux laves basiques est suivie d'une série de tufs et de roches massales acides. L'élément principal de cette série est un quartzporphyre fluidal à l'orthose rouge. Toute la série est formée de couches alternantes de ce quartzporphyre et de ces tufs, et de quartzporphyrite et de ses tufs. Il est complètement impossible d'en donner un profil exact pour toute son étendue, car la succession change rapidement. A la base, on trouve des tufs lithiques acides accompagnés de quelques tufs cristallins. On trouve le meilleur profil le long de la dernière partie de la route, sur le sommet du Piambello. Ces tufs sont absolument identiques à ceux, qu'on trouve à la base de toute la série volcanique. C'est encore une alternance de tufs cristallins extrêmement fins, de couleur verte et rouge foncé, et de tufs lithiques (fig. 10) plus grossiers. Sur ces tufs on trouve deux bancs de tufs porphyritiques, dont l'un est un tuf cristallin (fig. 12) composé presque entièrement de cristaux de plagioclase dans une pâte vert foncé chloritisée avec quelques cristaux de biotite. Ce tuf appartient à l'effusion de la porphyrite à pyroxene. Le banc a une épaisseur de 80 cm. Séparé du tuf cristallin par un banc de quartzporphyre fluidal se trouve un tuf conglomératique porphyritique du même magma porphyritique. Il est très curieux qu'on trouve sur une distance de 30 mètres tant de tufs différents, appartenant même à des effusions, différant largement de composition chimique. Cette série est couverte d'une large série de tufs acides, dont le caractère est très difficile à déterminer. Quelquefois on croit voir une lave fluidale, mais une coupe mince de la même roche donne l'impression d'un tuf. La série est parfaitement visible sur la même partie de la route.

Cependant on peut distinguer trois sortes de tufs. Celui à la base a l'air d'un quartzporphyre fluidal à grain fin. Il est rose très pâle avec quelques phénocristaux de feldspath rouge. Sous le microscope son caractère de tuf nous a été plusieurs fois incontestablement prouvé par la structure vitroclastique. Ensuite vient un tuf violet, plus grossier, qui continue jusqu'au tournant du chemin. Au tournant même, on trouve un tuf rouge, qui est remarquable par des lignes blanches de quartz. La formation de ce tuf continue vers le Sud.

Sur les tufs viennent les roches massales; à la base de celles-ci, on trouve au sommet du Piambello des roches acides, des quartzporphyres fluidaux (fig. 17), dont les affleurements sont très incomplets, mais qui sont identiques à ceux, qui se trouvent un peu plus haut dans la même série.

Les quartzporphyres sont suivis d'une série de quartzporphyrites. C'est dans la forteresse, située à mille mètres d'altitude à l'Est de la grande route, que ces porphyrites peuvent être le mieux étudiées.

On y arrive par un grand chemin, qui quitte la grande route du Piambello à 1030 m. En pénétrant dans cette forteresse, on trouve

de l'autre côté d'admirables affleurements de cette roche. On en trouve de grande variété, quelquefois ce sont des tufs verts, tout pleins de pyrite. J'ai rassemblé sous le nom de quartzporphyrite toute cette série, puisqu'une division exacte est impossible à cause de l'imperfection des affleurements.

Toutes les roches décrites ci-dessus sont couvertes par le quartzporphyre fluidal (fig. 17) du Piambello. Ce porphyre est surtout caractérisé par la couleur rouge de ses feldspaths. La pâte est généralement rouge foncé. Les meilleurs affleurements se trouvent au Nord du Mt. Val de Corni. Ce type normal de roche, qu'on retrouve près de Marzio et près de Gerizzo, est connu aussi en dehors de notre terrain. La coulée de quartzporphyre fluidal de Carona sur la péninsule du Mt. Arbostora est identique à la nôtre. On en trouve en outre beaucoup de variétés. Une très belle roche, d'une texture fluidale remarquable se trouve sur la grande route près de Ganna, là où le sentier la traverse (fig. 2).

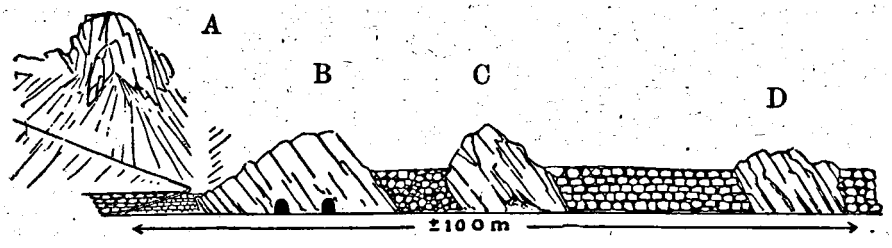


Fig. 2.

Le quartzporphyre fluidal le long du chemin du Mt. Piambello à 550 m. d'alt. A. le type normal. B. la même roche à texture fluidale très prononcée. Les phénocristaux sont plus petits. C. quartzporphyrite. D. le type normal.

Cette roche évolue insensiblement vers le type normal vers le Nord. Vers le Sud on voit encore une fois une quartzporphyrite. Je crois que les quartzporphyres et les quartzporphyrites se trouvent en relation chimique directe, les deux roches ne se distinguent que par la quantité de phénocristaux de quartz. Vers le Sud, cette quartzporphyrite se change quelquefois en quartzporphyre, type normal. Près de Boarezzo, la série de quartzporphyre repose sur les tufs acides basaux. A la base, on trouve des tufs sembables à ceux qu'on rencontre sur le sommet du Piambello. Il est impossible de constater, où les tufs se changent en lave, tellement ils se ressemblent.

Sans doute on pourrait arriver à une division en différentes coulées plus précise, si les affleurements étaient meilleurs. Je n'ai pu pour l'instant composer qu'un aperçu général de la succession des différents tufs et laves.

La série de quartzporphyre fluidal du Piambello (comme je propose d'appeler les couches décrites ci-dessus), est suivie d'un dépôt très épais de tufs conglomératiques d'une porphyrite à pyroxène. Ce sont les débris de coulées de lave de cette roche. La porphyrite elle-même n'existe que dans une petite coulée au dessus de Tedesco, où

elle contient aussi la hornblende comme phénocristal (fig. 18). Le reste a été détruit et se retrouve comme conglomérat. Le conglomérat est seulement composé d'éléments porphyritiques, ce qui indique déjà que le transport ne peut pas avoir été long. Ce tuf conglomératique a une épaisseur de 500 mètres.

On voit de très beaux échantillons de cette roche juste au dessus de Ganna dans les gros blocs, qui se sont détachés de la roche qui domine Ganna. On y voit très bien leur structure conglomératique. Pour voir la roche solide, il faut monter sur le Mt. Val de Corni.

Près de Tedesco, on se trouve dans une coulée de porphyrite à pyroxène et à hornblende (fig. 18). Je l'ai trouvée en montant le sentier le long du ruisseau. On s'approche du tuf conglomératique sans qu'on s'aperçoive que la roche change. Tout à coup on remarque que la roche renferme des blocs en grande abondance. Il est difficile de se figurer comment le tuf conglomératique a pu se former, sans qu'une limite exacte existe entre le tuf sous-jacent et la lave.

Faisant suite aux éruptions porphyritiques, viennent encore des effusions acides de quartzporphyre fluidal. Un banc de 2 m. d'épaisseur d'un tuf conglomératique composé d'éléments porphyritiques et du quartzporphyre, les sépare. Ce banc est bien visible dans un couloir quelques mètres dessous le premier tournant de la grande route de la Poncione. On y voit le tuf conglomératique porphyritique, au dessus le banc de deux mètres, et puis le quartzporphyre fluidal. Le tournant a été dessiné un peu trop au Nord sur la carte topographique. Je n'ai pas pu retrouver ce banc ailleurs, mais partout où l'on pouvait le supposer, j'en ai trouvé des échantillons dans les éboulis.

Les coulées de quartzporphyre fluidal (fig. 19) ne changent guère de composition. Partout le long du chemin de la Poncione elles sont visibles. J'ai remarqué des coulées différentes, séparées par des zones breccieuses, mais il m'a été complètement impossible d'en déterminer le nombre et de les suivre. Le plissement les a charriées et plissées. Dans l'affleurement de ce quartzporphyre on voit encore une petite zone de porphyrite à pyroxène, semblable à celle qui a produit les tufs conglomératiques et à celle de Tedesco.

Toutes les roches que je viens de décrire font partie d'un seul appareil volcanique, un cône stratifié, dont le centre n'a jamais été trouvé. Ce cratère se trouve probablement un peu plus au Nord, sous les sédiments mésozoïques et la nappe de granophyre.

Le granophyre (fig. 20) qui forme une nappe énorme n'appartient plus à ce volcan stratifié. C'est une effusion fissurale sans explosion. La première phase de l'activité volcanique finit par les dernières coulées de quartzporphyre.

On n'a jamais trouvé de produits postérieurs à la nappe de granophyre, sauf les filons et impregnations des actions postvolcaniques. Avec l'effusion de cette lave la période volcanique est finie. La terre qui jusqu'à maintenant est toujours restée à sec, s'abaisse, la transgression werfénienne commence. Sur tout le terrain se dépose un conglomérat aux débris porphyriques mêlés à ceux du gneiss.

L'activité volcanique, dont nous venons de décrire les produits

effusifs, se montre en outre dans des filons de caractère différent. Comme nous l'avons déjà remarqué le neck, qui a donné accès aux roches de la première phase volcanique, n'a jamais été trouvé non plus que des filons ou des apophyses appartenant à cette période. Mais la période de la grande nappe de granophyre est caractérisée par une grande abondance de filons. Les filons sont divisibles en deux sortes. La première sorte est celle par où le granophyre est arrivé à la surface. Ils sont remplis de granophyre, identique à celui de la grande nappe. La deuxième sorte est postérieure à l'effusion de granopyre puisque ces filons la traversent. C'est un microgranite (fig. 23) aux phénocristaux de quartz, de feldspath et de biotite. La roche ressemble macroscopiquement au granophyre, de sorte qu'on ne la distingue pas facilement de celui-ci. Aussi je suis convaincu qu'il y en a beaucoup plus dans la nappe que je n'en ai trouvé. C'est dans le gneiss fondamental entre Cuasso a. M. et le lago di Lugano qu'on peut les étudier le mieux.

Mais l'activité volcanique n'est pas finie avec les filons de microgranite. On remarque souvent que le granophyre est impregné de très petits filons de quartz, et qu'alors la roche elle-même est devenue verte. Cette action hydrothermale est très répandue dans tout le terrain. Les filons de tourmaline dans les tufs de Boarezzo et les innombrables endroits où le granophyre a été métamorphosé hydrothermalement, la grande quantité de filons de quartz dans le granophyre et quelquefois dans la porphyrite, appartiennent tous à cette phase pneumatolithique. Il paraît que le quartz filonien serait aurifère. A Cavagnano, on parle encore d'une mine d'or, où l'on n'a plus travaillé depuis longtemps.

Encore plus tard, quand le magma sous-jacent s'était entièrement refroidi, et qu'il ne restait que des solutions hydrothermales relativement froides, les filons de barytine galénifère se sont introduits. Ils ont suivi des zones où la roche était moins résistante, (failles et filons de microgranite). Les minerais sont la galène argentifère et la pyrite, tandis que la gangue a été formée, soit par la barytine soit par le quartz.

L'intrusion hydrothermale se poursuivit jusque dans l'époque werfénienne, puisque M. Senn a trouvé sur le Mt. Giorgio de tels filons, continuant dans cette couche.

A part les filons appartenant au granophyre on trouve encore des filons de diabase (fig. 26) postérieurs à cette roche. Ces diabases sont probablement analogues à ceux de M. Kelterborn, de M. Kaech et d'autres auteurs (17, 12). M. Kaech suppose que le granite de Bavéno et les porphyres de Lugano sont liés l'un à l'autre génétiquement, et que les filons de dioriteporphyrite, de diabase et de microgranite représentent tous des produits du même magma. M. Riva et M. Escher (10, 14) ont remarqué que les schistes cristallins de Porto Ceresio (fig. 8 et 9) et de la péninsule de Mt. Arbostora montrent une métamorphose de contact, et ont conclu de cette indication à une masse de granite sous-jacente; la même masse que nous devrons supposer pour nos éruptions fissurales. La grande étendue de ce granite nous fait penser à une batholite, dont nous sont exposés quelques cupolas satellitiques [1]) comme

[1]) Daly. Igneous rocks and their origin, p. 102.

le granite de Baveno. Les porphyres de Lugano et d'Arona présentant le facies effusif et les filons différents, nous montrent encore quels sont les produits de différenciation de ce magma.

CHAPITRE II.

LA GÉOLOGIE HISTORIQUE.

A la base de toutes les formations permiennes ou mésozoïques on trouve les schistes cristallins fondamentaux. Ces schistes cristallins s'étendent au Nord dans le gneiss de Ticino et les massifs centraux des Alpes. Leur âge reste ici douteux, sauf qu'ils sont précarbonifères. Les conglomérats de Manno, que M. ESCHER (13) et M. KELTEBORN (17) ont étudiés, nous montrent qu'on conglomérat incontestablement carbonifère repose sur le gneiss. Si ces conglomérats ont été plissés avec le gneiss et que les tufs silificiés reposent au-dessus en discordance, comme le propose M. ESCHER, ou si le carbonifère et les tufs sont concordemment déposés sur les schistes cristallins, c'est une question que l'on ne peut pas trancher dans notre terrain.

Ces schistes cristallins, plissés par les forces orogéniques hercyniennes formaient dans le temps où l'action volcanique allait commencer une chaîne de montagnes avec un relief fort accidenté. Il nous est possible de reconstruire ce relief du sol à l'aide des couches volcaniques, de leur étendue et de leur succession. Toutefois cette reconstruction reste naturellement fort hypothétique, mais elle nous aidera beaucoup à comprendre l'histoire de la période volcanique.

Poussé par des considérations pétrographiques et géologiques j'ai dû conclure que la série des roches volcaniques, formée par des couches alternantes de tufs, de porphyrites différentes et de quartzporphyres différents, appartient à un seul volcan stratifié. Ces considérations ont déjà été données. Après cette période de longue durée l'effusion de la grande nappe de granophyre est venue, qui a tout couvert. Cette effusion a eu lieu suivant des fissures ouvertes et en peu de temps.

Si on regarde maintenant la carte, on est frappé par le fait curieux que cette série du cône volcanique est bornée absolument au côté Ouest du terrain. Toute cette série entre la Poncione di Ganna et le Mt. Piambello, qui repose sur le gneiss affleurant entre Ganna et Mt. Piambello, est antérieure à la formation du granophyre, ainsi que les affleurements de cette série près de Gerizzo et de Marzio. Mais un peu plus vers l'Est toute la série manque complètement. Là, le granophyre repose directement sur le gneiss. La disparition soudaine de la série volcanique stratifiée ne peut être expliquée que par le relief du sol, tel qu'il était avant l'éruption. Les laves stratifiées ont été déposées dans une vallée, tandis que les montagnes n'ont pas été recouvertes au dessus d'une certaine altitude, de sorte que les parties,

où les laves stratifiées manquent, sont des restes des montagnes hercyniennes.

De Brusimpiccolo jusqu'à la Poncione di Ganna on trouve de tels affleurements de gneiss. Sur la Poncione, juste en dessous du sommet, on voit le Werfénien, déposé immédiatement sur le gneiss. La nappe de granophyre y est très mince et les couches des laves s'amincissent aussi contre cette colline de gneiss. Autour de tout l'affleurement de gneiss, de Cuasso a. M. le granophyre repose immédiatement sur le gneiss, sans aucune intercalation de tufs ni de laves appartenant à la première série. Près de Brusimpiccolo on trouve encore un semblable affleurement de gneiss, qui n'est pas couvert de laves de cette série. La série volcanique du Mt. la Nave est complètement dépourvue de granophyre, et les laves et les tufs qu'on y trouve ne peuvent probablement pas être identifiés avec les nôtres (d'après les communications verbales de M. HARLOFF, qui en fait une étude détailée). Vers l'Ouest, près de Bedero, on trouve un affleurement de gneiss couvert de sédiments mésozoïques, où manque tout aussi bien le granophyre que les laves de la première série. Sur le Mt. Martica, M. KUENEN a trouvé des laves et des tufs porphyritiques qui ressemblent tout à fait aux nôtres, mais il me semble assez improbable qu'on puisse unir ces deux affleurements dans l'ensemble d'un seul appareil volcanique. Certains faits semblent indiquer que notre série disparaît aussi vers l'Ouest. En bas de la pente du Mt. Val de Corni le granophyre repose sur les tufs conglomératicques porphyritiques, c. à. d. que le quartzporphyre de la Poncione a déjà disparu. Les porphyrites du Piambello aussi, ne se trouvent plus dans la série, de sorte qu'il est très probable, que toute la série disparaît aussi vers l'Ouest.

Vers le Sud, on trouve la petite montagne de gneiss de la Poncione, qui limite le domaine de notre volcan. Mais entre la Poncione et Cuasso a. M. il reste une zone large, où on ne peut d'aucune manière déterminer le territoire de notre volcan. Sur le Mt. Giorgio, on retrouve des tufs acides (1) et des laves porphyritiques accompagnées d'autres tufs, qui ressemblent beaucoup aux roches trouvées dans notre terrain. Seulement, leur épaisseur est si grande qu'il est impossible que ces roches proviennent du volcan, qui a fourni les roches de notre terrain.

Ces considérations nous conduisent alors à supposer une suite de collines gneissiques longeant le Nord du terrain volcanique, disons d'Ardena vers Ghirla et Bedero. Une autre colline passe de la côte du Lago di Lugano vers le SW., s'abaisse à la hauteur d'Imborgnana mais remonte vers des altitudes considérables sur la Poncione di Ganna. Ces deux chaînes renferment une vallée, qui a été remplie par les dépots du volcan, situé sur son versant Nord.

Les dépots de ce volcan s'étendent sur une surface de 14 km². Quand on compare ce chiffre avec l'étendue des volcans récents, on voit que

[1]) Le conglomérat carbonifère décrit par M. SENN est parfaitement identique à nos tuffites basales permiennes; c. à. d. des tufs lithiques acides avec des débris de roches gneissiques.

notre volcan n'est qu'un tout petit cône. Ces cônes minusculs se trouvent justement très souvent sur une fissure.

J'ai essayé de représenter par des diagrammes purement hypothétiques (fig. 3) l'histoire des formations volcaniques de notre terrain. Le premier croquis (fig. 3A) donne le relief du sol avant toute éruption, les chaînes de montagnes et les vallées, reconstruites à l'aide de considérations expliquées plus haut. La direction verticale est SSW—NNE. Le point le plus au Sud est la Poncione di Ganna. Les limites au Nord sont à peu près le Lago di Lugano et une ligne passant d'un km. au Nord de notre terrain.

L'étude des conditions géologiques des laves et des tufs nous apprend que l'érosion a certainement eu une influence directe sur la repartition des roches. Elle a problablement travaillé entre les différentes éruptions, et a compliqué la succession apparente. Comme nous l'avons vu, il y a eu trois phases déruptions de roches acides, séparées par deux phases d'éruptions basiques. Chaque phase est composée d'éruptions de différentes roches.

Une si grande diversité de roches ne peut exister que si la durée de l'activité a été assez longue. La durée ne peut jamais être fixée exactement, mais en tout cas elle a été assez longue pour donner à l'érosion le temps d'exercer largement son influence. Aussi, il n'est pas nécessaire d'attribuer chaque irrégularité dans la succession des laves à des causes primaires. Il est très possible qu'une couche de lave ou de tuf ait été transportée ailleurs, entièrement ou partiellement, par l'érosion. Par exemple, on trouve au dessus des dépôts de tufs conglomératiques porphyritiques une coulée de porphyrite à pyroxène et à hornblende affleurant en bas près de Tedesco, tandis que cette coulée manque complètement sur le sommet des montagnes. Il me semble très probable que c'est à cause de l'érosion que cette coulée a disparu à cet endroit, avant que la coulée de quartzporphyre fluidal l'ait couverte.

Pour fixer la position du cône central de notre petit volcan il faut considérer l'inclinaison et la direction des couches, leur étendue et la direction de leur disparition.

Tout le complexe du Mt. Piambello et du Mt. Valde Corni a une inclinaison de 20° jusqu'à 50° vers le Sud. Sans doute, cette inclinaison est partiellement due au plissement postérieur, mais il reste tout de même très probable que le sens de l'inclinaison n'a pas changé à cause du plissement. L'affleurement de Gerizzo nous montre des couches à peu près horizontales. Les couches affleurant dans le Valganasca montrent un faible anticlinal, dont l'axe N.—S. passe à environ 200 m. à l'Est de Marzio. Le flanc Est a une inclinaison de 15° vers l'Est, celui à l'Ouest est presque horizontal. Si on place le centre du volcan un peu au Nord de Marzio, toutes les circonstances sont en un rapport logique, tandis que toute autre place donnerait lieu à de grandes difficultés. Le centre est alors situé sur le versant des montagnes hercyniennes, et le cône a une forme très assymétrique (voir fig. 3B). La plus grande épaisseur de ces dépôts est dans la vallée, et les couches finissent contre la montagne de la Poncione et celles de Cuasso a. M.

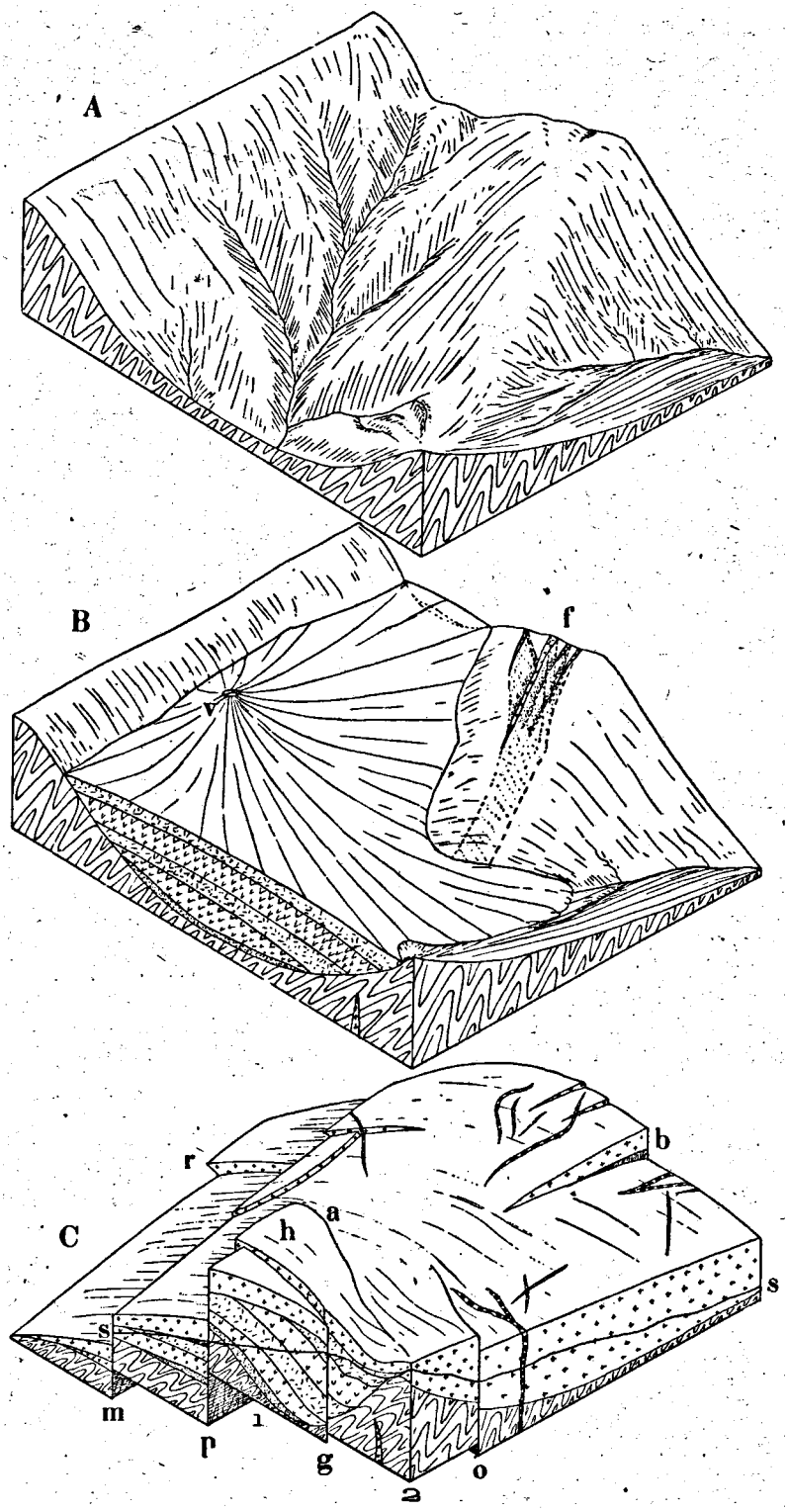


Fig. 3.
L'histoire géologique du terrain.

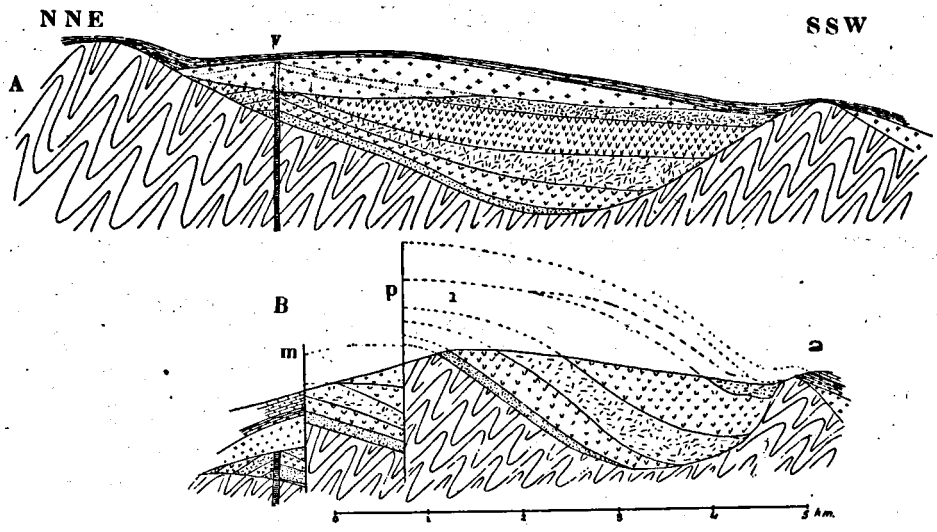


Fig. 4.

Deux profils traversant l'ancien volcan du Mt. Piambello.

A. L'état avant le plissement alpin. Avant l'effusion de la nappe de granophyre l'érosion a fait disparaître le cône du volcan. B. L'état après le plissement alpin. (Les lettres ont la même signification que dans la figure 3).

Fig. 3.

L'histoire géologique du terrain.

A. Le relief du sol des montagnes gneissiques prépermiennes. B. Le volcan du Mt. Piambello (v) s'est formé dans la vallée, et les fissures (f) qui donneront issue au granophyre se sont ouvertes. C. L'état du terrain après le plissement alpin. Les failles du premier système: m — la faille Ghirla-Marzio-Brusimpiano, p — la faille du Mt. Piambello, b — la faille du Val Borsago. Les failles du second système: g — la faille du Valganna, a — la faille Poncione-Piambello, o — la faille de Rovella, r — la faille de Roncate. h — le horst du Mt. Piambello. 1 — l'anticlinal du Mt. Piambello. 2 — l'anticlinal de la Poncione di Ganna. s-s — ligne indiquant le relief présent.

Il est très possible qu 'après cette période l'érosion ait attaqué ce volcan et ait diminué l'épaisseur de ces couches. Le cône central surtout aura été attaqué le plus vigoureusement. Mais nous n'avons aucune indication sur la durée, ni sur le résultat de cette érosion, sauf que dans le Valganasca et près de Gerizzo les couches supérieures manquent. A Gerizzo, c'est le quartzporphyre fluidal du Piambello qui forme la couche supérieure et dans le Valganasca un tuf porphyritique, semblable aux tufs conglomératiques du Mt. Val de Corni. Il est naturellement fort vraisemblable que cette différence soit primaire, mais peut-être est-il plus simple de supposer que c'est l'érosion qui a fait disparaître les couches supérieures. La figure 4 A montre ce que l'érosion a fait disparaître, avant l'effusion du granophyre. La forme du volcan est indiquée par des lignes pointillées.

Comme nous l'avons déjà vu, la deuxième période de l'activité volcanique est celle de l'effusion fissurale du granophyre. La fissure principale est probablement située dans le Val Seranno, quoiqu'il soit bien possible que d'autres fissures, maintenant encore couvertes par la nappe de granophyre aient aussi donné issue à ce magma. En tout cas, il est certain que le granophyre s'est étendu partout, sur le gneiss et sur le volcan déjà attaqué par l'érosion. Il est alors nécessaire, que son point d'effusion ait été situé plus haut que toute autre montagne couverte par lui. Comme nous l'avons déjà remarqué, le manque de toute lave antérieure au granophyre sur le gneiss de Cuasso a. M. montre, que ce gneiss était primairement situé à grande altitude. Sur cette montagne justement l'effusion du granophyre a eu lieu et a complètement couvert les vallées et les montagnes environnantes; le volcan stratifié lui-même en fut entièrement couvert. Le conglomérat werfénien renferme sur la Poncione des morceaux de quartzporphyre fluidal; peut-être qu'à cet endroit le granophyre n'a jamais tout à fait couvert les laves du volcan.

La direction des fissures, par lesquelles le granophyre a passé à la surface est N. 50° E. Cette direction correspond à celle de la chaîne varisque. Comme le système alpin entier a été influencé par ce plissement antérieur, il n'est pas étonnant que les fissures permiennes, les failles et les axes anticlinaux alpins aient à peu près la même direction (1).

La nappe de granophyre a au Sud du terrain, une épaisseur considérable de 300 à 400 m. Au Nord elle n'a que 50 à 100 m. d'épaisseur, ce qui est une preuve de plus que là la surface du sol prépermien était plus élevée.

Je n'ai jamais pu constater si la nappe a été formée par une seule coulée ou par des effusions successives. Partout où il est possible de voir profondément dans l'intérieur de la nappe, comme dans la cave de Cuasso a. M. ou le long du lago di Lugano, la masse paraît parfaitement homogène.

Après l'effusion du granophyre, l'activité volcanique ne se mani-

[1]) Voir Suess. Antlitz der Erde. 2 B. 2e Abschnitt. Uebersicht der vorpermische Gebirge in Europa.

feste plus que par des filons de microgranite et de diabase et des imprégnations pneumatolitiques et hydrothermales.

Les filons de microgranite qui traversent les roches, surtout à l'Est du terrain, ont en général la même direction que le grand filon de granophyre, quoiqu'on trouve des exceptions. Quelquefois la direction est presque N., comme celle du filon près de l'ex miniera dans le Val Revortora et celles des filons du Val Cavallizza. Aucun des filons n'a un facies marginal différent. Ils ne traversent pas les couches du volcan stratifié.

Les deux filons de diabase ont une direction d'environ N.—S. Ils appartiennent probablement à la même phase magmatique que les filons de microgranite, quoique seules des analyses chimiques puissent donner une idée un peu précise sur les rapports originaires.

Les phénomènes post-volcaniques, comme les filons de barytine galénifère, ne semblent être liés à aucune direction spéciale.

Quand l'époque permienne fut finie, avec les phénomènes volcaniques, la terre s'affaissa. La transgression du Trias inférieur (Werfénien) eut lieu. Ce sont des couches conglomératiques et des grès de grain grossier (16). Le Werfénien limite partout au Sud le terrain volcanique. Les couches ont une inclinaison vers le Sud d'environ 30°. Leur direction varie entre N. 60° E. et N. 90° E.

Au dessus du Werfénien ont été déposées les calcaires et dolomites mésozoïques.

Les filons de barytine traversent encore le Werfénien. Des filons semblables ont été constatés par M. Senn sur le Mt. Giorgio. Dans notre terrain, je n'ai pas pu constater de vrais filons traversant le Werfénien, mais dans une coupe mince faite de cette roche, il parut que le cément de ce grès était formé principalement de barytine. Il va sans dire qu'une telle pénétration de barytine doit son origine aux actions postvolcaniques.

CHAPITRE III.

LA TECTONIQUE.

L'histoire de notre terrain depuis la période werfénienne jusqu'aux mouvements orogéniques alpins est certainement analogue à l'histoire des terrains environnants. Cette étude ne serait pas à sa place dans ce travail-ci, puisque l'érosion en a fait disparaître les épreuves dans notre terrain pour rendre visibles les roches volcaniques. Il est certainement dommage pour l'étude de la tectonique que tout recouvrement de roches sédimentaires ait disparu. La grande difficulté est maintement de décider quelle partie de tel ou tel phénomène on doit attribuer à des causes tectoniques et quelle partie à des irrégularités dans le dépôt des formations volcaniques. Je suis arrivé à fixer la limite entre les influences

tectoniques et les irrégularités primaires au point, où elle me paraît le plus vraisemblable, mais en maint cas, il reste une certaine incertitude. Mais, ce qui semble le plus probable, n'est pas toujours la vérité, souvent la nature est plus irrégulière qu'on ne le pense.

La tectonique de notre terrain est dominée par deux phénomènes: l'anticlinal de Campo di Fiori et un système de failles à grand rejet.

L'anticlinal de Campo di Fiori (11, 15) commence un peu à l'Est du lago Maggiore, près de Gemonio. Il a alors une direction de N. 120° E. En continuant par le Mt. Campo di Fiori, où on voit admirablement exposée sa courbure, et par les terrains volcaniques, qui en forment le noyau, dans notre terrain, il change de direction vers N. 75° E. La Poncione di Ganna en forme le flanc Sud, et les calcaires entre Ghirla et Brusimpiano le flanc Nord. Le flanc Nord est d'une tectonique compliquée, qui est le sujet d'une étude spéciale, entreprise déjà par M. LEUZINGER de Bâle.

Le flanc Sud fait partie de l'étude de M. SENN (16). M. SENN nous montre que ce flanc a deux différents caractères à l'Est et à l'Ouest de la faille de Valganna. A l'Ouest, il est simple, tandis qu'à l'Est il est composé de deux différents anticlinaux secondaires. La figure 5

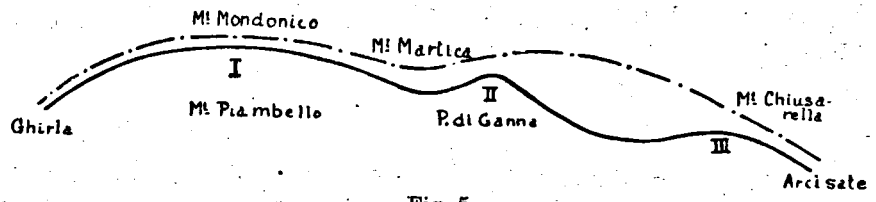


Fig. 5.

La différence du mode de plissement des deux côtés de la faille du Valganna. La ligne tirée indique le plissement à l'Est de la faille, la ligne interrompue indique celui à l'Ouest.
I Anticlinal du Piambello. II Anticlinal de la Poncione. III. Anticlinal de Bisuschio.

montre la différence de la tectonique de l'anticlinal des deux côtés de la faille. Dans la figure, les failles E.—W. ont été omises. M. SENN remarque que près de S. Gemolo le rejet de la faille de Valganna se rapproche de 600 m. Il est probablement arrivé à supposer un si grand rejet après une reconstruction de l'anticlinal à l'Ouest de la faille. Tout de même cette supposition ne reçoit aucun appui, quand on compare les roches volcaniques des deux côtés du Valganna. La nappe de granophyre, qui forme la pente des deux côtés des montagnes, n'a qu'une épaisseur maxima de quelques centaines de mètres. Un rejet de 600 m. devrait donc mettre à jour à l'Ouest de la faille du gneiss. Or, on trouve au contraire à l'Est de la faille le gneiss sur la Poncione di Ganna: Ces considérations me conduisent à supposer que le rejet de la faille est déjà presque nul à cet endroit, et qu'il n'a nulle part atteint de si grandes hauteurs. Si on pense que l'anticlinal

commençant sur le Mt. Chiusarella n'est pas non plus simple, mais qu'il porte là aussi un anticlinal secondaire, on peut comprendre que le rejet de la faille est bien moindre qu'on ne l'a supposé jusqu'à maintenant. Vers le Sud ce rejet diminue, et la faille disparaît dans les calcaires mésozoïques, près de la brasserie Poretti. Vers le Nord on trouve les derniers vestiges de cette faille dans la faille se trouvant sous Boarezzo.

Le grand rejet de cette faille et sa disparition ont été occasionnés par la différence du mode de plissement sur ces deux côtés. Le plissement et la formation de la faille ont été contemporains. La différence de hauteur n'est pas due à un affaissement simple de la lèvre orientale, mais elle a été causée par la même variation dans la tectonique. A l'Ouest du Valganna, l'anticlinal compliqué ne s'est pas élevé si haut que l'anticlinal simple à l'Est de la faille. Dans le plissement du Säntis, on trouve un phénomène semblable. La faille de Sax-Schwendi sépare de la même manière deux genres de plissement, l'un à l'Ouest, ayant des plis aigus, l'autre à l'Est ayant des plis voûtés. Seulement, cette faille a un décrochement horizontal considérable, tandis que la nôtre ne possède pas un mouvement semblable permettant d'expliquer la différence de tectonique. M. Senn remarque déja que le changement de direction de l'axe du grand anticlinal de Campo di Fiori est la cause directe de la faille du Valganna. *J'aimerais mieux dire que le changement de cette direction est la cause d'une différence dans la formation des plis, qui a causé à son tour la faille de Valganna.*

Les seules indications qu'on puisse obtenir sur la direction et l'inclinaison des couches volcaniques sont celles, qu'on obtient en mesurant les couches de tufs, ceux-ci étant les seuls produits volcaniques stratifiés, comme nous l'avons vu dans le premier chapitre. Quels sont maintenant les résultats de ces mesures? Immédiatement sur le gneiss de Boarezzo se trouve le tuf acide, composé de bancs différents. Ces bancs ont une direction variant entre N. 50° et 60° E., et une inclinaison de 30° à 60° S. Le second dépôt de tufs sur le sommet du Piambello, a une direction de N. 55° E. et est presque vertical. Les tufs acides du quartzporphyre fluidal du Mt. Piambello ont une inclinaison de 30° et leur direction est de N. 55° E. Les tufs conglomératiques porphyritiques ne donnent aucun moyen pour en mesurer ni la direciton ni l'inclinaison. Entre le quartzporphyre fluidal de la Poncione et le tuf conglomératique se trouve le banc de tuf conglomératique de quartzporphyre et de porphyrite. Celui-ci a une direction de N. 85° E. et une inclinaison de 45° S. Dans le quartzporphyre lui-même on voit des bancs plissés. La direction, pour autant qu'on peut la mesurer, est environ N. 60° E. L'inclinaison est très variable; évidemment cette partie fut plissée sur elle-même secondairement.

Nous voyons que la direction de tous les tufs varie entre N. 50° à N. 60° E. avec une exception, quand les couches sont verticales. La variation est évidemment due au relief du sol sur lequel ils ont été déposés, ou à des différences secondaires dans le mode de plissement, puisqu'on trouve le même degré de variation de direction et d'inclinaison des couches dans un tuf d'une épaisseur de 30 m. La direction de

N. 85° E. du tuf conglomératique de quartzporphyre est probablement due à la surface du tuf sous-jacent.

En consultant la carte, on voit que toute la succession des laves et des tufs est à peu près parallèle, ayant une direction de N. 55° E. et une inclinaison de 40° S., excepté la dernière lave, le quartzporphyre de la Poncione, qui est plissé secondairement. Toute cette série est limitée au Nord comme au Sud par le gneiss. Cette série, déposée dans une vallée de gneiss, est pressée en synclinal entre les deux masses de gneiss au Nord et au Sud, par une poussée venant du SE. Les couches volcaniques se sont adaptées à cette diminution de volume, par d'innombrables fractures plus ou moins horizontales. De telles fractures sont nettement visibles dans le tuf porphyritique le long du chemin de la Poncione. Là, on voit comment la roche a été comprimée et charriée entre des fractures à peu près horizontales (fig. 6). De cette manière

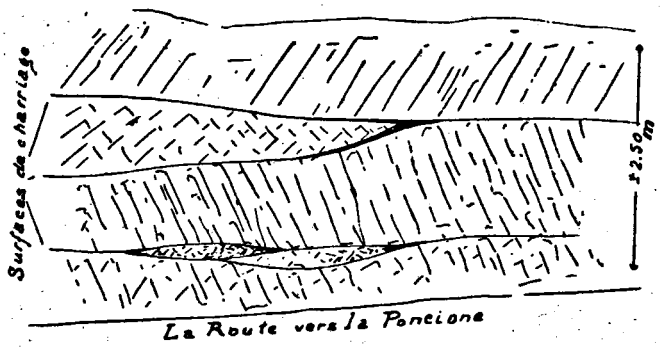


Fig. 6.

Les charriages horizontaux dans le tuf porphyritique le long du chemin de la Poncione à 625 m. d'alt.

il a été possible que le synclinal soit devenu très asymétrique. Le flanc Sud n'est que très petit. Il n'est représenté que dans les couches plissés secondairement du quartzporphyre de la Poncione. Le flanc Nord est formé par toute la série volcanique. Le grand anticlinal simple du Mt. Campo di Fiori comme on le trouve sur la montagne de ce nom, s'est résolu en quatres petits anticlinaux: au Sud de notre terrain les deux que M. Senn a trouvés et dans le terrain volcanique ceux de la Poncione et du Piambello. Le grand anticlinal n'a pas disparu, mais s'est compliqué. Les roches volcaniques forment vraiment le noyau du grand anticlinal, mais secondairement elles ont été plissées en deux anticlinaux. Il est très probable que le noyau cristallin est partout plus compliqué que son enveloppe sédimentaire, mais il serait seulement possible de reconnaître ce phénomène, si les tufs stratifiés donnaient les dates nécessaires pour reconstituer les plis.

Le gneiss de Boarezzo est limité au Nord par une ligne droite, allant du bas de la route Ganna-Ghirla jusqu'au Sasso di Bol.

Cette ligne sépare le gneiss du granophyre. Elle représente une grande faille avec un rejet d'environ 600 m. Au Nord, toute la série volcanique a disparu, elle est recouverte par la nappe de granophyre. Un peu plus loin, avant d'arriver à Ghirla, la série volcanique reparaît sous le granophyre. On voit deux couches volcaniques, un quartzporphyre fluidal, qui est identique à celui du Mt. Piambello, et des tufs porphyritiques, qui peuvent très bien appartenir aux porphyrites du Mt. Piambello. Le quartzporphyre fluidal de la Poncione et le tuf conglomératique porphyritique ont disparu complètement. L'érosion, qui a travaillé avant l'effusion du granophyre, les a fait probablement disparaître. Les laves sont ici à peu près horizontales. On se trouve ici dans le flanc du Nord de l'anticlinal du Piambello.

Dans le Valganasca le même quartzporphyre fluidal est encore recouvert par un tuf porphyritique, probablement appartenant à la même phase basique, qui a fourni les tufs conglomératiques porphyritiques du Piambello. L'affleurement nous présente un petit anticlinal, dont l'axe est situé N.—S. Le flanc Ouest est presque horizontal le flanc Est a une légère inclinaison vers l'Est. L'affleurement forme un petit horst, puisque chacune des laves finit vers le Sud, juste contre le granophyre. Si ce n'était pas une faille qui formait cette limite, le granophyre reposerait concordemment sur les laves, et on devrait passer par la même succession de laves, allant du granophyre vers le Nord, qu'on passe à présent dans la direction E.—W. Il serait aussi possible que ce fût la discordance entre les laves du volcan et le granophyre, causée par l'érosion, qui soit ici visible de cette manière. Mais puisque on doit déjà accepter une faille, qui limite l'affleurement vers l'Est, il me semble plus simple d'expliquer ce phénomène par deux failles. Du reste, la faille n'a qu'un très petit rejet.

Là, où la vallée profonde, creusée par le Trallo, commence de s'élargir, on retrouve pour la dernière fois, un affleurement de laves du volcan sous le granophyre. C'est une porphyrite ou un tuf porphyritique fortement décomposé. Sa surface limitante est probablement à peu près horizontale.

Les affleurements au Nord du terrain, des laves du volcan stratifié nous montrent donc que là, les couches sont approximativement horizontales. Ici, on se trouve déjà sur le flanc Nord de l'anticlinal. La voûte de cet anticlinal est interrompue par des failles, qui limitent le horst du Piambello. Au Nord du horst le rejet de ces failles est le plus grand, il atteint, comme nous l'avons déjà remarqué, 600 m. Les failles limitant ce horst vers l'Est qui commencent sur le Sasso di Bol et continuent jusqu'à la Poncione diminuent en rejet dans cette direction. Près de la Poncione, elle a disparu. Vers l'Ouest, le horst est limité par une faille, qui doit être située dans le Valganna. Comme elle est, de cette manière, complètement cachée, on n'en peut donner aucune description. En outre, le horst est traversé par l'extrémité de la faille du Valganna. Cette faille sépare ici le granophyre, qui se trouve en haut de la grande route, entre S. Gemolo et la Chiesa della Valle, et le quartzporphyre fluidal de la Poncione. Ce granophyre repose directement sur le tuf porphyritique. On en trouve

encore quelques lambeaux séparés, le long du chemin de la Poncione. Un peu plus loin, en dessous de Boarezzo la même faille cause un petit décrochement horizontal dans le gneiss, les tufs acides et le quartz-porphyre fluidal. Les deux mouvements différents le long de cette faille, l'affaissement de la lèvre Ouest entre S. Gémolo et Ganna et le petit décrochement horizontal en bas de Boarezzo, ne correspondent point avec le grand mouvement, supposé jusqu'à maintenant le long de cette faille. A l'extrémité de la faille la différence du mode de plissement est donc clairement visible. Ici ces différences sont plus petites, et on peut par conséquent les mieux étudier.

En resumant les faits observés, on voit que le horst du Piambello s'élève au Nord à presque 600 m. au dessus de ses environs, tandis qu'au Sud il disparaît en se rapprochant de la même altitude que ses environs. En outre le horst est traversé par la faille de Valganna, qui interrompt la faille du Piambello, de sorte que celle-ci doit être plus ancienne que le plissement. La faille Piambello-Poncione est probablement du même âge que celle du Valganna. On peut donc distinguer deux systèmes de failles. L'un, le plus ancien, a une direction approximativement NE.—SW., l'autre, le plus jeun va de N. à S. Nous verrons plus tard qu'on peut de la même manière soumettre toutes les failles à la division en deux systèmes.

Tandis qu'au Sud les sédiments mésozoïques reposent sur le granophyre, ils sont au Nord séparés du granophyre par la grande faille de Ghirla à Marzio, qui continue vers l'Est et l'Ouest et forme partout la limite des terrains volcaniques. Cette faille à grand rejet est souvent interrompue par de petites failles du second système. Ainsi, il faut que dans le Valganna près de Ghirla il s'en trouve une, qui a causé la différence de l'extension du granophyre vers le Nord des deux côtés du lago di Ghirla. Deux failles très petites dans les laves effleurant près de Gerizzo l'interrompent peut-être aussi. Près de Roncate, une autre faille N.—S. fait reculer les roches volcaniques vers le Sud. Toutes ces failles N.—S. sont postérieures à la grande faille NE.—SW. puisque celles-là interrompent la ligne droite de celle-ci. Vis à vis l'affleurement de porphyrite dans la vallée de Trallo, près de Brusimpiccolo le Werfénien reparaît sous les dolomites et calcaires mésozoïques. Sans doute, le rejet de la grande faille a diminué ici considérablement.

Au Sud aussi, à l'Est de Rovella, une faille interrompt la ligne continue que le Werfénien dessine sur la carte. La lèvre Ouest de cette faille, qui va approximativement N.—S., s'est affaissée et a fait avancer les sédiments mésozoïques vers le Nord. Le rejet ne dépasse pas quelques dizaines de mètres.

La partie du terrain, qui est complètement couverte par la nappe de granophyre, ne donne aucune indication sur sa tectonique. Le seul fait qui nous donne une idée générale de la tectonique est l'affleurement de gneiss entre Cuasso a. M. et le lago di Lugano. Les schistes cristallins forment ici le noyau d'un anticlinal. Comme nous l'avons déjà remarqué, toute formation de laves et de tufs antérieurs au granophyre manque complètement. Le granophyre repose directement

sur le gneiss. La surface, qui sépare les deux roches, n'est jamais bien visible, mais il semble que cette surface est à peu près horizontale. La limite Sud de cet affleurement est partiellement formée par une faille SW.—NE., dont la lèvre Sud s'est affaissée de 100 m. Le Val Borsago a été creusé dans la roche juste à l'endroit où la faille la coupe. Tout près du lac, on retrouve les schistes cristallins de l'autre côté de la faille. Cet affleurement continue comme une bande mince le long du lac. Le granophyre, qui le couvre quelques mètres plus haut, est rigoureusement horizontal.

Les deux ruisseaux au Sud du Val Seranno se sont creusés en suivant de petites failles. Ces failles ne peuvent être trouvées qu'avec l'aide des filons de microgranite qu'elles traversent. Leur rejet ne dépasse pas quelques mètres. Probablement on pourrait trouver une grande quantité de ces failles s'il y avait plus de filons pour les indiquer.

Aperçu général de la tectonique.

L'anticlinal de Campo di Fiori est composé de deux anticlinaux secondaires. Le plissement a été accompagné d'une multitude de charriages en toutes directions. Synchroniquement au plissement il s'est formé une grande quantité de failles, toutes ayant approximativement la même direction N.—S. Ce système de failles interrompt le système NE.—SW. de failles plus anciennes. De l'ancien système, la plus importante faille est celle de Ghirla—Marzio, avec un rejet de quelques centaines de mètres. Elle limite le terrain vers le N. Une autre faille importante est celle du Piambello. Plus tard les failles du second système, qui, étant la cause directe du plissement, ont des rejets irréguliers et très variables, ont formé un horst en coöpération avec les failles existantes. Ce horst du Piambello n'est pas un horst commun, formé par un simple affaissement des régions environnantes, mais il a un caractère spécial. Aussi, au Sud il ne s'élève point au dessus de ses environs; ce n'est qu'au Nord où l'ancienne faille du Piambello le limite, qu'il ressemble à un véritable horst.

Le plissement qui a été très irrégulier dans tout le terrain a régi la formation des failles du second système. Chaque faille sépare donc deux plissements différents, comme la faille de Valganna, la faille Poncione-Piambello et celles situées près de Roncate et près de Rovella.

CHAPITRE IV.

LA PÉRIODE QUARTERNAIRE.

Les glaciers et leurs moraines.

Les dépôts glaciaires forment un grand obstacle à l'étude des anciennes roches. De grandes parties du terrain sont cachées sous une épaisse couche morainique. Sur la carte ces parties ont été laissées en blanc. Puisque cette étude a porté spécialement sur les roches volcaniques je me suis efforcé de restreindre l'étendue des dépôts glaciaires. C'est seulement là où il était absolument impossible d'avoir la moindre indication sur la roche sous-jacente, que j'ai marqué les dépôts glaciaires.

Je n'ai pas fait une étude spéciale de ces dépôts. Pour arriver à des conclusions justes sur les amphithéatres et les terrasses glaciaires, la direction des glaciers et leurs dépôts différents, il fallait un terrain bien plus grand. Je ne veux que donner quelques faits observés par-ci par-là.

Notre terrain a été couvert de glaciers alpins. Seuls les sommets du Piambello et de la Poncione s'élevaient au dessus d'eux à partir de 900 m.

La branche du glacier de l'Adda, qui passait par la partie Est du Lago di Lugano s'est unie au Sud de Morcote avec la branche du glacier de Ticino qui passait par la partie Ouest de ce lac (22).

Ce glacier continuait vers le Sud dans la vallée de Porto Ceresio, et longeait de cette manière notre terrain à l'Est. Avant de s'unir avec le glacier de l'Adda, la branche du glacier de Ticino a envoyé un glacier qui passait par Cuasso a. M. et Borgnana, Cavagnana et la partie supérieure du Cavalizza. Ce glacier s'est uni avec celui qui passait par le Valganna, passant par le col de l'alpe Tedesco. Entre Cavagnana et la vallée de Porto Ceresio on trouve des roches moutonnées admirables, qui ont toutes une direction de SW. En outre les terrasses sont merveilleuses. Au dessous de Borgnana il y en a une à 400 m. environ. Plus haut à 520 m. on en trouve une autre. En montant le Val Geroso on en rencontre encore deux à 750 m. et 800 m. environ.

Les cols entre le Mt. Piambello et la côte 1009, et entre cette côte et la côte 944, ont donné accès à deux glaciers venant du Nord.

Les matériaux déposés se composent pour la plus grande partie de gneiss de Ticino et de roches du Val Tremola et de roches des environs.

La branche du glacier de Ticino qui passait par le Valganna a formé en se reculant une moraine frontale à Ganna. Le village a été bâti sur cette moraine, dans laquelle la rivière Margorabbia s'est creusé son lit. La courbe de cette moraine se voit le mieux du SW.

des pentes de Mt. Martica. Peut-être un dépôt un peu plus épais de moraine au point SE. du Lago di Ghirla représente-t-il une autre moraine frontale plus petite.

L'Alluvium (les cônes d'éboulis).

Les cônes d'éboulis ont été déssinés sur la carte seulement quand ils ne permettent plus de voir ce qui se trouve au-dessous. Ce sont surtout les éboulis du tuf conglomératique du Mt. Val de Corni qui couvrent beaucoup de terrain. Les éboulis arrivent jusqu'au village de Campubella. Des blocs énormes, qui se détachent des roches au printemps, roulent en bas. Dans la couche morainique on trouve souvent de petits éboulements quand la pente devient trop raide à cause de l'érosion. Une partie de cette couche s'arrache et glisse vers le bas, emmenant toute la végétation qui se trouvait dessus. En bas dans la rivière on trouve toute la masse pêle-mêle. Une telle blessure dans le flanc de la montagne se voit de loin.

DEUXIÈME PARTIE.

LA PÉTROGRAPHIE.

CHAPITRE V.

LES SCHISTES CRISTALLINS.

Les schistes cristallins, qui forment la base de toutes nos formations volcaniques et sédimentaires, montrent une grande variété dans leur composition minéralogique. Parmi la grande quantité de variété, on peut tout de même distinguer trois catégories, chacune d'elles ayant une caractéristique bien définie. Ce sont:

1. *Le gneiss d'injection.*
2. *Le gneiss de contact.*
3. *Le paragneiss normal.*

(Le gneiss de contact est un paragneiss normal avec une métamorphose de contact par une masse de granite hypothétique sous-jacente).

Le gneiss d'injection

est représenté par le long affleurement de Ganna jusqu'au Mt. Piambello. Les lentilles injectées de quartz peuvent atteindre des dimensions très grandes, quelquefois 30 à 50 cm. de largeur. La roche est plissée secondairement, comme le montre clairement la figure 7. La texture finement rubanée, est formée par l'alternance

des zones micacées et des zones feldspathiques et quartzeuses. Les zones micacées sont composées de biotite et de muscovite accompagnées d'apatite. Les zones blanches sont formées par le quartz et l'orthose.

Quelquefois on trouve des grenats en grande abondance, comme au commencement de la route militaire de Boarezzo à Marzio. La biotite est brune ou verte, fort pléochroïtique et la muscovite est absolument incolore. Elles sont rigoureusement parallèles au plissement secondaire. La muscovite et la biotite sont présentes en quantitées égales. L'apatite, en gros cristaux très clairs est toujours située dans ces zones-ci.

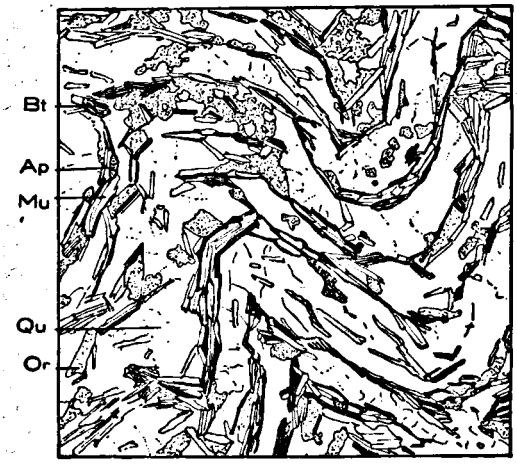


Fig. 7.

Le gneiss d'injection de Boarezzo. gross. 10 ×

La structure des quartz et des feldspaths est granoblastique. Le quartz à extinction onduleuse est prédominant. L'orthose est le seul feldspath présent. Elle est troublée par des grains minuscules de limonite et par son altération en séricite.

L'affleurement de gneiss au haut de la Poncione di Ganna est aussi un gneiss d'injection (fig. 8). Mais ici le matériel injecté n'est pas du quartz pur, comme à Boarezzo, mais du matériel granitique. La roche a même subi une métamorphose de contact. Les zones micacées se sont recristallisées presque entièrement. Il s'est formé une masse verte de biotite avec des aiguilles de rutile, dite sagénite, avec quelques feuilles de biotite à directions différentes. Cet amas de matière micacée, est maintement fort chloritisé. Il est plein de grains d'epidote, accompagnés d'andalousite, de zircon, de rutile, d'apatite, de magnétite et de pyrite.

Les cristaux de zircon ont une auréole polychroïque.

La rutile, en cristaux carrés rouge foncé, est assez rare, mais comme aiguilles de sagénite elle est très abondante.

L'andalousite se trouve assez souvent. Elle est incolore, de forme indécise.

L'épidote et la magnétite sont des resultats d'altération de la biotite. L'épidote a sa forme cristallographique en prisme court. Son clivage n'est pas distinct.

Les zones blanches étaient originairement presque entièrement formées de quartz, mais l'injection de matière granitique a fait disparaître cette acidité de la roche. Les feldspaths, originairement liés

aux zones micacées, sont maintement tellement altérés en séricite qu'ils ont été complètement envahis par ce mica.

La matière granitique, composée de quartz, de biotite et de feldspath forme des lentilles, généralement assez minces mais quelquefois de 10 cm. de largeur. Parmi les feldspaths on constate la présence de l'orthose, du plagioclase et de la microcline,. La biotite est abondante, mais il me semble qu'elle est partiellement originaire du gneiss. Elle est altérée en chlorite et magnétite.

La structure de la matière injectée est granitique, mais souvent elle se change en structure poecilitique du quartz et de l'orthose.

Comme la métamorphose des zones micacées est assez forte, et que la structure poecilitique ne se borne pas au matériel injecté, mais se trouve aussi dans les zones blanches originaires, je crois que la métamorphose de contact est postérieure à l'injection. La structure poecilitique de toute la roche est donc un autre phénomène de contact, qui la rapproche du hornfels.

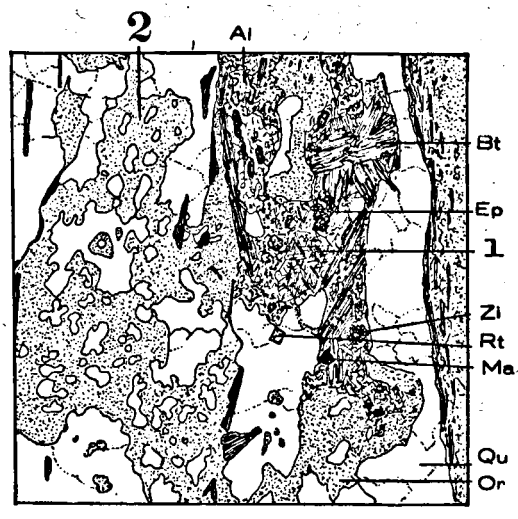


Fig. 8.

Le gneiss d'injection de matière granitique de la Poncione. 1 — sagénite, 2 — structure poecilitique. gross. 18 ×.

La composition de la matière injectée ressemble à celle du granophyre, de sorte qu'il est probable que les deux phénomènes, la métamorphose de contact et l'effusion des laves acides, ont la même origine.

Les paragneiss normaux et le gneiss de contact.

La plupart des gneiss de notre terrain sont des paragneiss. M. Riva (10) nous en donne déjà une description. Tout le gneiss le long du lago di Lugano jusqu'en haut des montagnes, appartient à ce groupe. La biotite est presque toujours prédominante, et elle est souvent le seul élément noir. La proportion quartz-feldspath est très variable. Comme dans tous les paragneiss, le caractère change facilement. J'ai remarqué dans le Val Borsago une alternance de couches blanches, formées presque entièrement de quartz, et d'autres, noires qui étaient principalement composées de feldspath, de biotite et de magnétite. D'autres encore, renferment beaucoup de calcite.

Une autre variété se trouve dans le Val Seranno, juste au

dessous de la nappe de granophyre. Là, les schistes cristallins sont conglomératiques, des morceaux de quartz anguleux dans une masse micacée. Par suite de cette structure et des actions atmosphériques elle est en état de désagrégation avancée.

La tourmaline a été trouvée souvent. Elle est petite, fortement pléochroïque, allant d'un vert bleu foncé vers un jaune clair. Cette tourmaline appartient probablement, comme partout ailleurs dans le terrain, à la phase pneumatolique du magma.

Il est difficile de déterminer quels minéraux sont originaires du gneiss, et lesquels ont été injectés plus tard. On voit souvent qu'une injection peu importante a pénétré dans les roches en couches minces de matière granitique rouge, rigoureusement parallèles à la schistosité de la roche. Mais le plus souvent ces couches sont si minces qu'elles ne se distinguent plus de la schistosité ordinaire. Sous le microscope, on peut les distinguer tout de même à leur grande quantité de plagioclase parmi les feldspaths, parce que dans la roche normale sans injection, ni métamorphosée, le plagioclase est généralement moins abondant.

Les phénomènes de contact, observés par M. Riva et M. Escher (10, 14) se montrent le mieux par le petit affleurement de gneiss près de Brusimpiccolo (fig. 9). La roche se distingue de celle de la Ponciona par l'absence d'injections, visibles à l'œil nu. Les zones micacées sont moins épaisses, le feldspath et le quartz sont à peu près en proportions égales. Le mica est entièrement recristallisé. Les feuilles de biotite minuscules ne sont plus disposées parallèlement à la schistosité. Elles forment des masses allongées, dans lesquelles sont distribuées les feuilles en toutes directions. L'andalousite, qui est le minéral typique de cette métamorphose, se trouve en cristaux assez grands, quelquefois avec une faible pléochroisme allant du rose au bleu. Elle est étroitement liée aux zones de mica. Je n'ai pas trouvé les autres minéraux de métamorphose, le corindon et la spinelle, remarqués par M. Riva. La transition uniforme du gneiss métamorphosé au gneiss normal que M. Riva a déjà remarquée est très lente. D'abord, c'est l'andalousite qui disparaît, et enfin la recristallisation secondaire de la biotite qui fait place à sa texture normale.

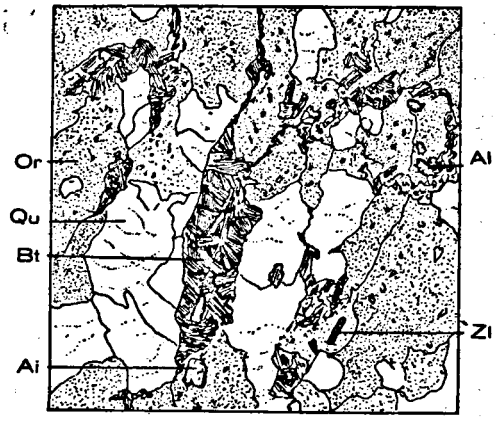


Fig. 9.

Gneiss de contact de Brusimpiccolo. gross. 39 ×.

Les phénomènes de contact, constatés par M. Salomon (26) au massif de granite de Baveno, ressemblent tellement à ceux de notre terrain que l'hypothèse que c'est le même magma qui serait la cause

des deux phénomènes, en reçoit un appui. Quoique la métamorphose soit plus intense à Baveno, les mêmes minéraux ont été constatés.

L'injection de quartz dans le gneiss de Boarezzo, plissé secondairement est probablement antérieure à toute métamorphose de contact ou à toute injection de matière granitique. La roche de Boarezzo n'offre aucune indication de métamorphose. Son injection doit être contemporaine à son plissement secondaire et appartient à une époque bien plus ancienne. La roche est une variété des gneiss normaux, comme on en trouve tant d'autres. Les gneiss sans plissement ne possèdent jamais cette injection de quartz.

Les filons de microgranite en passant par le gneiss n'ont pas eu la moindre influence sur cette roche. En général, ses parois sont tout à fait lisses, et l'injection de matière granitique n'a certainement pas eu lieu à la même époque que l'intrusion des filons.

CHAPITRE VI.

LES TUFS.

A. Remarques générales sur les tufs.

Les tufs sont nettement divisibles en deux sortes: des tufs formés par des cristaux simples et des tufs brêccieux, c. à. d. formés par des morceaux de différentes roches. J'appellerai la première sorte d'après M. L. V. Pirsson (18) des tufs cristallins et la deuxième sorte des tufs lithiques. Si les lapillis dans les tufs lithiques deviennent plus gros, le tuf se change en brêche volcanique. La pâte dans laquelle les cristaux et les lapillis sont renfermés est en général bien difficile à déterminer, mais elle a été probablement formée elle aussi par des éléments volcaniques très fins, la cendre volcanique. Je n'ai qu'une fois pu trouver cette structure caractéristique pour les tufs, que M. Pirsson appelle la structure vitroclastique, et qui est justement la caractéristique la plus typique des tufs volcaniques. Je suppose tout de même qu'elle a existé plus abondamment, mais la dévitrification a absolument détruit les formes concaves si faciles à reconnaître, quand la roche est plus fraîche. Dans les terrains environnants M. Escher (14) a eu l'occasion d'en observer. On voit alors sous le microscope, avec la lumière parallèle et sans analyseur les formes concaves, un peu plus claires que le reste de la roche. Avec les deux nicols au contraire, le dessin disparaît totalement, grâce à la dévitrification complète. La cendre volcanique, quand elle n'est pas caractérisée par la structure vitroclastique est très difficile à déterminer. En général elle est complètement altérée, et on ne voit sous le microscope qu'une poussière, souvent chloritisée, sans dessin caractéristique. La pâte est alors un peu rougie par la limonite, un peu verdie par la chlorite et rien n'indique sa formation originaire.

Dans les tufs cristallins, la pâte est remplie de fragments de minéraux différents. On remarque tout de suite que les cristaux, n'ayant aucun clivage comme le quartz, sont en éclats comme le verre brisé. Les cristaux à clivage bien prononcé comme le feldspath, le mica, les hornblendes et les pyroxènes ont des formes déterminées par leurs clivages.

Les tufs lithiques contiennent du reste très souvent des cristaux simples, et forment de cette manière une transition des tufs cristallins purs, aux tufs lithiques purs. Ils sont caractérisés par des lapillis et d'autres inclusions. Il va sans dire que les roches renfermées dans un tel tuf doivent être, soit du même âge, soit plus anciennes que la formation du tuf. Par exemple dans aucun tuf on n'a trouvé un morceau de granophyre, donc les tufs sont antérieurs au granophyre, et l'effusion de granophyre n'a pas été accompagnée de tufs.

La pâte de cendre volcanique a très souvent une texture fluidale. Cette texture est probablement le résultat d'une infiltration d'eau météorique. La formation n'est en tout cas pas subaquatique, puisqu'alors on aurait dû trouver une sélection des éléments d'après leurs poids, c. à. d. des couches alternantes de lapillis et de cendre, ce que je n'ai jamais remarqué. On trouve certainement des couches alternantes de tufs lithiques et de tufs cristallins, mais cette alternance dépend d'une succession d'éruptions de tufs différents. Comme nous l'avons déjà remarqué, l'altération de la pâte est en général complète, et ne permet que très rarement qu'on se rende compte de son caractère primitif. Le grain est tellement fin que seule une dévitrification complète, ou de la cendre poussiéreuse peuvent être l'origine de sa structure. J'ai observé sous le microscope sans analyseur dans la pâte, une texture fluidale surtout visible par des bandes vertes chloritisées enfermant des morceaux de formes irrégulières, plus clairs, et un peu rouges. En intercalant l'analyseur, les bandes vertes ne montrent qu'une masse sombre, tandis que l'on voit que les masses claires sont formées de grains de quartz et peut-être de feldspath. Ceci est probablement le produit d'une dévitrification complète de morceaux de verre volcanique. Les bandes vertes, où le verre était plus finement cassé, ont été impregnées par l'eau atmosphérique avec la matière à présent chloritisée.

Les tuffites sont un mélange de matière volcanique tuffogène, et de fragments de roche d'une autre origine, c. à. d. que le tuf a été mêlé mécaniquement pendant ou après son dépôt avec de la matière d'une autre origine.

B. Les tufs basaux.

La série des tufs se trouvant sur tout l'affleurement de gneiss de Boarezzo commence par une tuffite basale. C'est un banc assez mince composé de tuf lithique et de morceaux de quartz provenant des éboulis des montagnes gneissiques. M. Senn (16) en décrivant le conglomérat carbonifère près de Porto Ceresio était en présence de la même formation. Une coupe mince de cette roche prouve son

identité avec nos tuffites basales. Donc, au lieu d'être un conglomérat carbonifère, la formation est une tuffite permienne. Le banc a une épaisseur d'environ un mètre.

Faisant suite à cette couche, vient l'alternance des tufs lithiques et des tufs cristallins.

Les tufs lithiques (fig. 10), dont la pâte a été déjà décrite, sont prédominants. Dans cette pâte se trouvent des lapillis et des cristaux. Parmi les cristaux dominent le quartz, puis l'orthose, le plagioclase et la biotite. Les autres cristaux sont en général complètement altérés, à ne plus les reconnaître, sauf le zircon que je n'ai trouvé qu'une fois.

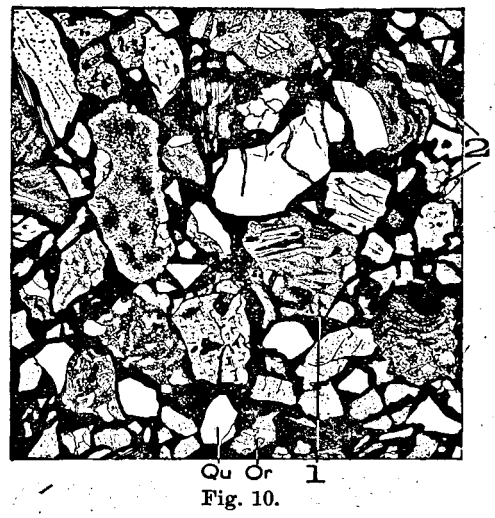


Fig. 10.

Tuf lithique acide du sommet du Piambello.
1 — lapillis de quartzporphyre.
2 — morceaux de gneiss. gross. 18 ×

Le quartz est tellement prédominant que la roche a quelquefois l'aspect d'un grès. En général le quartz est très pur et très clair et montre souvent nettement sa forme de bipyramide, quoique le plus souvent il n'ait qu'une forme irrégulière provenant de cassures.

L'orthose est moins irrégulièrement cassée grâce à son clivage. Ce sont des individus assez grands, pas si clairs que le quartz mais moins décomposés qu'ils ne sont dans quelques porphyres ou porphyrites.

Le plagioclase ne se rencontre que rarement et encore en individus bien plus petits, tout à fait irréguliers, souvent altérés au dernier degré. La muscovite et la biotite sont toujours complètement décomposées en chlorite et en calcite. Tout de même on peut les reconnaître très facilement à cause de leurs clivages parfaits, et souvent les feuilles sont courbées et plissées.

Parmi les enclaves des tufs lithiques on peut distinguer des lapillis et des morceaux de roches étrangères. Les lapillis sont formés directement de la lave en éruption, tandis que les autres morceaux de roches ont été amenés par la lave pendant sa course montante. Ces inclusions-ci sont nécessairement d'origine plus vieille que les lapillis.

J'ai remarqué des inclusions de gneiss, d'un quartzporphyre fluidal acide et de porphyrite.

Le gneiss est absolument identique au gneiss affleurant à l'Est du terrain, composé de quartz et d'orthose allotriomorphe, avec des feuilles de biotite. Le quartz est prédominant. Les morceaux ont une grandeur respectable et sont aisément reconnaissables à l'oeil nu. Je n'ai pu observer aucune influence de métamorphose du magma sur le

gneiss, au contraire, les morceaux sont frais et ils ont leur composition primitive.

Le quartzporphyre fluidal est représenté par quelques morceaux rares. C'est du verre volcanique, fortement dévitrifié qui renferme des cristaux de quartz bipyramidal. Puisque le quartzporphyre est la seule inclusion qui renferme du quartz, je suppose que les cristaux de quartz ont leur origine dans l'éruption qui a produit le quartzporphyre, et que la cendre volcanique de la pâte est formée par les débris du verre, formant la pâte hyaline du quartzporphyre. Les morceaux du quartzporphyre fluidal sont alors de vrais lapillis.

Dans les tufs je n'ai jamais remarqué de morceaux de granophyre, dont toute la nappe épaisse est formée. Les cristaux de quartz ne peuvent donc avoir leur origine dans la même éruption que le granophyre. D'ailleurs le quartz du granophyre n'est que très rarement bipyramidal, tandis que cette forme prédomine absolument dans les quartz du tuf. De là, je conclus que l'éruption du tuf est certainement antérieure à celle du granophyre. Les mêmes considérations peuvent être appliquées à toutes les laves et à tous les tufs, c. à. d. que toute cette série est antérieure à l'effusion du granophyre.

Les tufs cristallins (fig. 11) ont un grain bien plus fin que les tufs lithiques. Ils sont composés seulement de fragments de cristaux dans une pâte de poussière volcanique. Quelquefois la texture est faiblement fluidale, visible à l'arrangement des cristaux. La grandeur des fragments est à peu près égale pour tous les minéraux, sauf le quartz, qui se trouve quelquefois en morceaux un peu plus grands.

Fig. 11.

Tuf cristallin acide avec un filon de tourmaline. 1 — élément mélanocrate inconnu, probablement un pyroxène. gross. 39 ×.

Les minéraux composant ces tufs sont le quartz, l'orthose, le plagioclase, la biotite et quelquefois le zircon. En outre on trouve des minéraux provenant de la décomposition du tuf, comme la chlorite, la calcite, l'épidote et la séricite.

En général tous les minéraux sont décomposés, sauf le quartz. Le caractère principal des tufs, est certainement qu'aucun minéral n'a sa propre forme; au contraire ils ne se trouvent tous qu'en fragments irréguliers.

On n'a aucun indice, dans le tuf même, pour vérifier l'origine

des cristaux, c. à. d. s'ils ont leur origine dans le magma même, ou dans les roches environnantes. Mais puisque les minéraux qui composent les tufs cristallins ne diffèrent point de ceux des tufs lithiques, je crois que la plupart d'eux viennent certainement du même magma que les tufs cristallins.

Comme nous l'avons déjà remarqué les tufs lithiques et les tufs cristallins se trouvent comme bancs alternants. Les bancs de tuf cristallin sont les plus minces.

C. Les tufs du sommet du Mt. Piambello.

Au dessus de la porphyrite à biotite se trouve un autre banc, bien plus mince, de tufs acides du même genre. La seule différence est que la pâte est plus riche en oxyde de fer, de sorte qu'elle est devenue complètement opaque. La roche est très rouge et ressemble macroscopiquement beaucoup à une lave acide. Outre les tufs acides on trouve deux tufs porphyritiques dans la même série, un tuf cristallin et une brèche volcanique. Le tuf cristallin (fig. 12), est composé de cristaux de feldspath arrondis, qui sont si abondants qu'ils se touchent partout. La pâte est composée d'une masse chloritisée. Outre le feldspath on trouve des cristaux de magnétite et de biotite. Le feldspath est un plagioclase identique à celui de la porphyrite à pyroxène. Les phénocristaux de biotite ne se rencontrent pas si abondamment dans cette porphyrite que dans notre tuf, et les phénocristaux de pyroxène manquent probablement tout à fait dans le tuf. Peut-être que les cristaux de magnétite sont les produits de la décomposition du pyroxène. Il me semble donc que les deux magmas ne sont pas absolument identiques, et que l'éruption du tuf représente en soi-même une différenciation du magma.

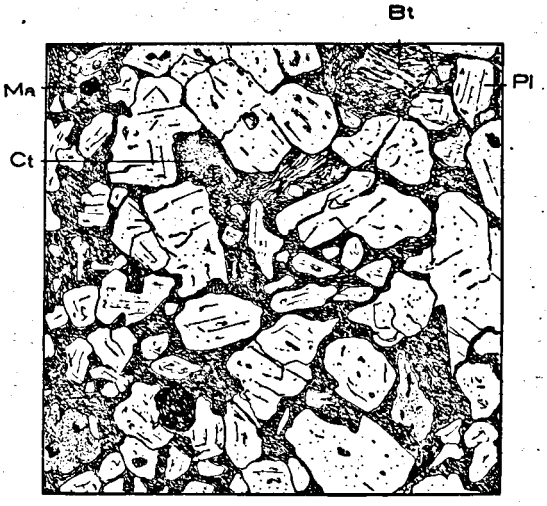


Fig. 12.

Tuf cristallin porphyritique du sommet du Piambello. gross. 18 ×.

Il est impossible de décider si le tuf est postérieur à la porphyrite à pyroxène ou s'il est antérieur à cette éruption, les deux formations ne se touchant nulle part.

La brèche volcanique est encore séparée du tuf cristallin porphyritique par un banc de quartzporphyre fluidal. Cette brèche volcanique se compose d'éléments porphyritiques avec quelques morceaux de roches

étrangères. Les fragments porphyritiques appartiennent probablement à la porphyrite à pyroxène. Surtout les plagioclases se ressemblent. Seulement ils sont ici complètement altérés en zéolithes et en sericite. Parmi les roches étrangères on trouve des morceaux de gneiss et des fragments de quartz. Les quartz proviennent probablement du gneiss à injection. Outre ces morceaux de roches on trouve encore des cristaux de feldspath et de biotite seuls.

Tous ces éléments se trouvent dans une masse sombre chloritique. On ne peut y reconnaître aucun cristal.

Il est remarquable qu'on voie macroscopiquement des inclusions rouges, qui paraissent être des morceaux de porphyrite.

CHAPITRE VII.

LA PORPHYRITE À BIOTITE.

Succédant à l'éruption des tufs acides, on trouve au haut du Piambello une porphyrite à biotite (fig. 13). Macroscopiquement la roche est un peu rose-vert, très fine, avec quelques points noirs: les cristaux de biotite.

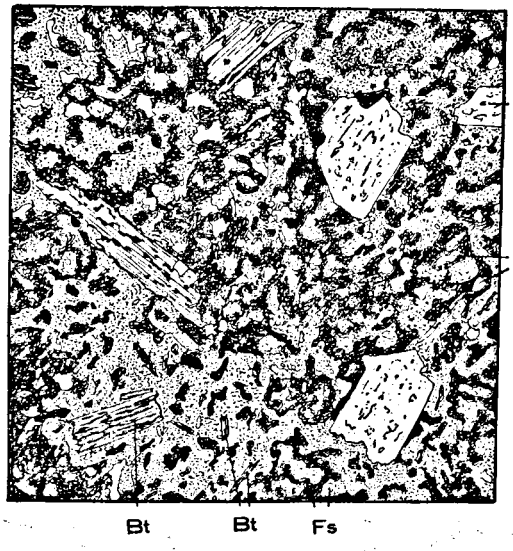


Fig. 13.
Porphyrite à biotite du sommet du Piambello. gross. 18 ×.

Sa structure est nettement porphyritique. Les phénocristaux d'orthose, de plagioclase et de biotite ne sont pas grands, ni abondants. La pâte est formée de feldspath, de quartz et de biotite. Comme minéraux accessoires j'ai trouvé l'apatite, le zircon, la magnétite et la tourmaline.

L'orthose et le plagioclase sont tellement altérés en sericite qu'on ne peut presque plus les distinguer de la pâte, même au microscope. Ils ne sont visibles qu'avec les nicols croisés. A cause de cette altération je ne suis pas même sûr que l'orthose fasse vraiment partie de la roche. Peut-être n'est-elle qu'un plagioclase trop altéré pour en distinguer encore les lamelles. La calcite, la sericite et la chlorite sont les minéraux remplaçant les feldspaths.

La biotite ne se trouve pas non plus à l'état frais. Elle est altérée en chlorite, magnétite et épidote. L'épidote forme dans la chlorite des globules sans forme cristallographique arrêtée.

La pâte est composée de feldspath, de quartz et de biotite. Les minéraux sont absolument allotriomorphes. Le feldspath est fortement altéré en calcite. La biotite a été décolorée. Le quartz est naturellement frais.

L'apatite, le zircon et la magnétite ne se trouvent que rarement, mais alors dans leur forme et leur couleur habituelles.

La tourmaline ne se trouve pas partout. Elle ne fait certainement pas partie de la composition originaire de la roche, mais elle a été introduite plus tard par des actions pneumatolitiques.

Cette roche est certainement la plus acide des porphyrites, sauf la quartzporphyrite qui appartient à la série des quartzporphyres.

Entre cette porphyrite et celle à pyroxène se trouve un tuf porphyritique, qui est tellement altéré qu'on ne peut plus distinguer à laquelle des deux porphyrites il appartient.

CHAPITRE VIII.

LA PORPHYRITE À PYROXÈNE.

Cette porphyrite (fig. 14) située entre la porphyrite à biotite seule et le quartzporphyre fluidal est une roche relativement fraîche.

Dans la roche fraîche, vert foncé, on voit macroscopiquement les feldspaths, luisants, et des points noirs, représentant la magnétite dans la biotite altérée. Elle a toujours une couche superficielle très mince blanchie par les actions atmosphériques, de sorte que les affleurements de la roche sont d'une couleur crème.

Sa structure est nettement porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase, de pyroxène et de biotite avec les minéraux accessoires, l'apatite et le zircon, nagent dans une pâte très fine.

Le plagioclase est assez altéré; il a environ 50 % d'anorthite. L'altération en séricite nous montre souvent la structure faiblement zonaire, qui sans elle reste invisible.

Fig. 14.
Porphyrite à pyroxène du Piambello.
gross. 10 ×.

On trouve souvent de la chlorite au milieu du cristal tandis que les côtés sont restés frais. Je ne sais pas si c'est de la séricite changée en chlorite, ou une altération directe du feldspath en chlorite.

Le pyroxène est complètement décomposé en chlorite et en magnétite; il est seulement reconnaissable à ses contours carrés, préservés surtout par la magnétite. Son clivage typique a complètement disparu.

La biotite, fortement changée en chlorite n'a pas encore perdu son fort pléochroïsme. Elle est très verte. Les cristaux ont toujours été remplacés partiellement par la magnétite, quelquefois, pour faire reconnaître son origine, il ne reste que le parfait clivage.

La chlorite qui remplace le pyroxène et la biotite est à son tour remplacée par l'épidote. L'épidote a une couleur vert-olive très clair, un pléochroïsme très faible, et des couleurs d'interférence jaune anormal.

L'apatite est très remarquable (fig. 15). Au lieu de prismes clairs, avec un clivage parallèle à la base, les cristaux sont troublés par des lignes parallèles à l'axe C. Ils sont rayés très finement dans cette direction. Une coupe parallèle à la base nous montre que ce sont des plans parallèles aux faces du prisme, se coupant sous des angles de 60° qui penètrent le cristal. La nature de ces plans ne peut pas être définie, ils sont en tout cas noirs et opaques.

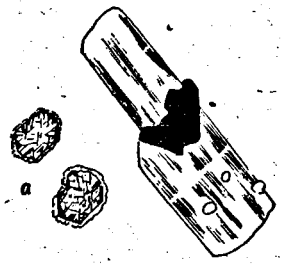


Fig. 15.

Cristal d'apatite finement rayé.
a — coupe suivant la base.
b — coupe suivant le prisme.
La tache noire est un cristal de magnétite.
gross. b: 67 ×.

Le zircon se trouve en quelques cristaux rares dans la biotite, avec une auréole polychroïque.

La magnétite, provenant peut-être toujours de la décomposition de la biotite, est toujours accompagnée de leucoxène, ce qui prouve qu'elle renferme une certaine quantité de titane.

La pâte, d'un grain très fin, est difficile à déterminer. Il me semble que c'est un verre dévitrifié. En tout cas je n'ai jamais trouvé de sphérolithes ni d'autres structures typiques. Elle contient surtout du feldspath et de la biotite. Elle n'est jamais fluidale. Souvent on trouve une zone un peu quartzeuse dans la pâte. Le quartz est si irrégulièrement distribué dans la pâte, qu'il me semble être un élément amené par le magma et ne faisant pas partie de sa composition primitive.

CHAPITRE IX.

LA PORPHYRITE À PYROXÈNE DE MARZIO ET SES TUFS.

Cette porphyrite (fig. 16) dont le seul affleurement se trouve dans le V a l g a n a s c a, entre les deux affleurements de quartz-porphyres, diffère des autres porphyrites par sa structure. Tandis que toutes les autres porphyrites présentent une pâte fine avec des phénocristaux relativement rares, c. à. d. que ces cristaux ne se touchent que rarement, cette porphyrite a une pâte composée presque entièrement de barres de plagioclase. Sa structure est presque ophitique, seulement les microlithes ne se traversent pas en toutes directions, mais ils sont arrangés d'une manière qui indique une texture quelque peu fluidale.

Macroscopiquement la roche est presque noire. On voit très bien sa structure vacuolaire. Les vacuoles sont souvent remplies d'une substance blanche, qui est faite de zéolithes, de chlorite et de chalcedoine. La roche est très décomposée et il a été très difficile d'en prendre des échantillons relativement frais.

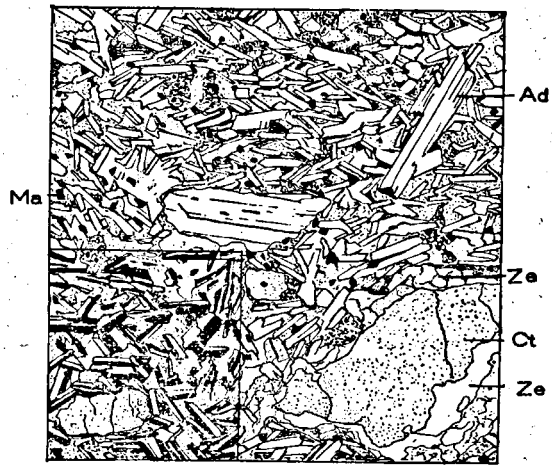


Fig. 16.
Porphyrite à pyroxène du Valganasca.
gross. 39 ×.

La structure est nettement porphyrique. On trouve des phénocristaux de plagioclase et d'un élément noir, complètement altéré en chlorite; c'est probablement un pyroxène.

La pâte se compose de plagioclase, de magnétite, de chlorite et de quelques cristaux accessoires de zircon.

Les phénocristaux de plagioclase sont allongés suivant l'axe C. C'est une andésite de 45 % d'anorthite. Souvent ils ont été attaqués par la corrosion magmatique. Ces phénocristaux sont peu abondants.

L'élément noir, dont la forme extérieure indique peut-être que ça a été un pyroxène, est complètement changé en chlorite. Contrairement à ce qu'on trouve généralement, la magnétite ne fait pas partie des produits de décomposition du pyroxène.

Les microlithes de plagioclase sont arrangés de manière qu'on peut reconnaître une faible texture fluidale. Elles sont de la même composition que les phénocristaux. Entre ces microlithes on voit une multitude de petits cristaux de magnétite. Le reste de la pâte est rempli

de chlorite et de substance feldspathique. La roche semble être très basique, à cause de la magnétite qui est certainement une partie intégrante de sa composition, mais l'acidité des plagioclases, qui est supérieure à celles des autres porphyrites, semble indiquer que la roche n'est en vérité pas plus basique que les autres porphyrites.

Les vacuoles, remplies de chlorite, de zéolithes et de chalcedoine, ont une forme allongée. Comme dans la figure 16 les zéolithes se trouvent à l'extérieur et la chlorite et la chalcedoine à l'intérieur de ces vacuoles.

Les vacuoles sont le seul indice qui distingue macroscopiquement la porphyrite de ses tufs. Les tufs ont la même couleur foncée, peut-être un peu plus rouge que la porphyrite à cause de l'oxyde de fer. C'est un tuf lithique formé sans exception de lapillis de la porphyrite et d'un fond de tuf cristallin de la même porphyrite. Les lapillis sont beaucoup moins frais que la porphyrite originaire. La magnétite a disparu tout a fait, ou s'est changée en limonite. Les feldspaths ont été changés en calcite, et la chlorite a disparu complètement. La pâte dans laquelle se trouvent les lapillis est formée de magnétite à cristaux de feldspath. On ne voit qu'une masse noire opaque avec des cristaux blancs de feldspath. Comme partout ailleurs les feldspaths dans ce tuf se sont changés en séricite et en calcite.

CHAPITRE X.

LA QUARTZPORPHYRITE DU Mt. PIAMBELLO.

La roche ressemble beaucoup au quartzporphyre voisin, seulement le quartz a presque disparu comme phénocristal et les éléments mélanocrates sont plus abondants. La pâte a parfaitement le même caractère, la même texture fluidale et la même sorte de dévitrification. Les phénocristaux de feldspath, l'orthose et le plagioclase, ressemblent beaucoup à ceux du quartzporphyre de la même série. Ils sont fort décomposés, l'orthose en séricite, le plagioclase en calcite et séricite. Comme élément noir on trouve un pyroxène ou un amphibole complètement chloritisé. Les formes extérieures elles-mêmes ont été changées par la formation de magnétite secondaire. Il me semble que la présence de pyroxène est plus probable, quoique je n'ose pas affirmer son existence avec certitude. On trouve encore de l'apatite, tout à fait claire, en prismes courts.

La magnétite et l'ilménite, accompagnées d'hématite, de limonite et de leucoxène sont assez abondantes. Elles ont généralement leurs faces crystallographiques bien développées, sauf naturellement la magnétite et la limonite secondaires.

En outre j'ai remarqué des inclusions de gneiss, caractérisées par leur quartz à l'extinction onduleuse, et leurs feuilles de biotite parallèles.

CHAPITRE XI.

LE QUARTZPORPHYRE FLUIDAL DU Mt. PIAMBELLO.

Dans une pâte, dont on voit distinctement le caractère fluidal, flottent les phénocristaux (fig. 17). Le quartz est certainement le plus abondant. La corrosion magmatique a apporté des solutions de continuité à sa forme bipyramidale. Le magma, sortant de l'intérieur de la terre, était déjà très visqueux, de sorte que les phénocristaux de quartz ont été cassés ou broyés par le mouvement de la coulée. Les éclats des cristaux restent l'un près de l'autre, de sorte qu'on peut tout de suite reconstituer le cristal entier. Entre les nicols croisés, on voit leur structure cataclastique.

L'orthose, teintée de rouge par la limonite, toute pleine de feuilles de séricite, est abondante aussi.

Le plagioclase, moins abondant, se trouve en deux différentes sortes. L'une ressemble à l'orthose, ayant sa couleur et son altération en séricite et en calcite. Elle a des lamelles fines en abondance. La deuxième sorte, beaucoup plus fraîche, n'a pas de couleur (par la limonite) et ne montre que quelques lamelles larges. Elle a un pourcentage de 38 % d'anorthite. La première sorte est trop altérée pour en faire une détermination exacte, mais elle est probablement beaucoup plus acide (environ 15 % à 20 % d'anorthite).

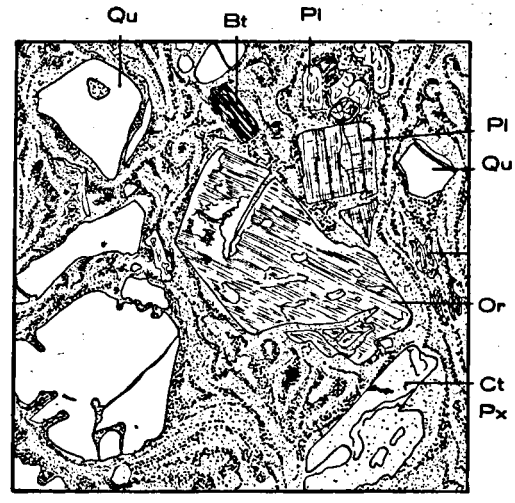


Fig. 17.

Quartzporphyre fluidal du Piambello type normal. gross. 10 ×.

La biotite est altérée au dernier degré. Il n'en reste en général que de la chlorite avec beaucoup de magnétite, et de la calcite. Il se trouve encore un autre élément noir dans le porphyre, complètement altéré en chlorite, mais dont la forme indique qu'originairement c'était un pyroxène.

La pâte montre particulièrement bien la texture fluidale de la roche. Des bandes alternantes de grain fin et de grain plus grossier suivent les contours des phénocristaux. La différence entre la grandeur du grain des bandes, formées principalement de quartz, prouve la grande viscosité du magma effusif. Sorti de l'intérieur de la terre, le magma

n'a pas pu se conserver homogène. La pâte hyaline est restée hétérogène au point de vue de la richesse en pourcentage de gaz dissous. La dévitrification postérieure a mis en évidence cette hétérogénité.

La pâte est teintée de rouge par la limonite, quoique la couleur verte de la chlorite soit quelquefois prédominante, de sorte que la roche montre macroscopiquement une pâte de couleur vert foncé ou rouge foncé avec des phénocristaux rouges d'orthose et de plagioclase, et des quartz bipyramidaux très abondants.

Comme minéraux accessoires, j'ai remarqué le zircon, l'apatite et la magnétite.

Le zircon apparaît en cristaux très clairs et il a des faces cristallographiques admirablement développées.

L'apatite, en prismes hexagonaux est très claire aussi. Elle est presque toujours située dans la biotite ou tout près de celle-ci.

La magnétite n'est pas très abondante, mais elle se trouve tout de même comme phénocristal dans la pâte. En outre, elle fait partie des minéraux résultant de la décomposition d'autres cristaux, comme la biotite et le pyroxène.

Dans cette roche effusive on remarque des inclusions des roches étrangères, des morceaux de gneiss ou des roches provenant des éruptions antérieures, amenées par la lave montante; le gneiss ni les autres roches n'ayant subi aucune métamorphose. Parmi les roches volcaniques antérieures au porphyre j'ai remarqué un tuf porphyritique et une porphyrite à pyroxène. Ces morceaux sont sans doute originaires de la porphyrite sous-jacente.

CHAPITRE XII.

LE TUF PORPHYRITIQUE CONGLOMERATIQUE.

Sur tout le Mt. Val de Corni et au bas jusqu'à Ganna, et de l'autre côté jusqu'à la grande route de Tedesco, les tufs affleurent. Déjà les anciens auteurs comme HARADA et RIVA ont remarqué de nombreuses inclusions d'une sorte de porphyrite dans l'autre. Mais la nature de la roche prouve incontestablement que les deux sortes de porphyrites n'en font qu'une seule.

La roche est composée de blocs arrondis de porphyrite plus ou moins nombreux dans une pâte tuffogène ou de lave porphyritique. Si les blocs renfermés sont très nombreux la pâte est généralement une brèche volcanique, composée à son tour de fragments anguleux de porphyrite et d'un tuf lithique porphyritique. Si les blocs sont très rares, la roche enfermante est une lave. Tel est le cas près de Tedesco, où on passe insensiblement de la lave sans inclusions au tuf conglomératique. Les blocs deviennent de plus en plus nombreux et enfin la pâte devient tuffogène.

La roche des blocs est la porphyrite la plus fraîche de tout le terrain. Elle est identique à celle de Tedesco, sauf que la hornblende manque dans celle-ci. Aussi je n'en donnerai pas une description micrographique. La surface des blocs arrondis a souvent une texture-caverneuse. Il me semble qu'elle est due aux actions atmosphériques qui ont attaqué les blocs avant leur dépôt final comme conglomérat.

Toute la couche épaisse a été produite par la démolition de laves porphyritiques, dont les restes ne nous sont pas conservés. Les débris de la lave et des tufs lithiques se sont alors mêlés. Plus tard une nouvelle coulée de porphyrite en a emmené, de sorte qu'on trouve les mêmes blocs dans la porphyrite de Tedesco.

Les conglomérats porphyritiques ont une grande extension. On en trouve sur le Mt. Giorgio, puis du côté Est du lago di Lugano et encore sur la péninsule de Morcote et à l'Ouest de notre terrain sur le Mt. Martica. Il est bien possible que toutes ces roches appartenaient primitivement à une seule couche. Alors le conglomérat n'appartiendra pas à notre volcan stratifié, mais à une couche générale étendue sur tout le terrain. Toutefois les mêmes considérations qui nous ont menés à la reconstitution du volcan, c. à. d. surtout celles concernant le défaut des couches de ce volcan sur le gneiss de Cuasso a. M. et à d'autres endroits, gardent leur force quant au conglomérat. Pour le moment, tant que tout le terrain volcanique n'a pas été étudié en détail, je préfère maintenir le conglomérat de notre terrain dans la série d'un seul volcan. Le phénomène de la formation du tuf peut être aussi général, et en même temps synchronique dans la région entière.

CHAPITRE XIII.

LA PORPHYRITE À PYROXÈNE ET À HORNBLENDE DE TEDESCO.

Intercalée entre le quartzporphyre fluidal de la Poncione et le tuf conglomératique de porphyrite, en haut de Tedesco on trouve une phorphyrite à pyroxène et à hornblende (fig. 18). Elle ressemble tout à fait à la porphyrite du tuf, sauf que celle-ci renferme aussi de la hornblende.

Cette roche d'effusion a une structure nettement porphyrique; des phénocristaux de plagioclase, de hornblende et de pyroxène, et des microlithes de plagioclase dans une masse sombre, un verre dévitrifié sans doute. Puis on trouve les minéraux accessoires comme la magnétite, et les minéraux de décomposition comme la limonite, la calcite, la chlorite et la séricite. Malheureusement la décomposition de la roche est si avancée que le pyroxène s'est complètement changé en chlorite et magnétite, celle-ci formant l'enveloppe extérieure du cristal. Aussi la forme

extérieure a été admirablement conservée, les faces (100) et (110) sont parfaitement reconnaissables. Mais le clivage, si typique pour ce minéral, a disparu complètement. Les éléments noirs de la pâte ont disparu aussi, les grains de magnétite et la chlorite représentent probablement ce minéral inconnu.

En contraste avec le pyroxène, la hornblende est encore relativement fraîche. Son clivage oblique est nettement visible, encore accentué par une légère altération en magnétite le long des fêlures. Son pléochroïsme du vert olive au vert clair est admirablement conservé. Les coupes parallèles à l'axe C sont finement rayées. Il est très remarquable qu'on trouve partout dans les hornblendes de petits cristaux de plagioclase, ce qui indique clairement, que la cristallisation de la hornblende a été postérieure à celle du plagioclase. Dans les cristaux de pyroxène on n'en trouve aucun. La cristallisation de celui-ci est donc antérieure ou contemporaine à celle du plagioclase. L'angle d'extinction de la bissectrice avec la trace de C est 15°—17°, ce qui prouve que c'est une hornblende commune.

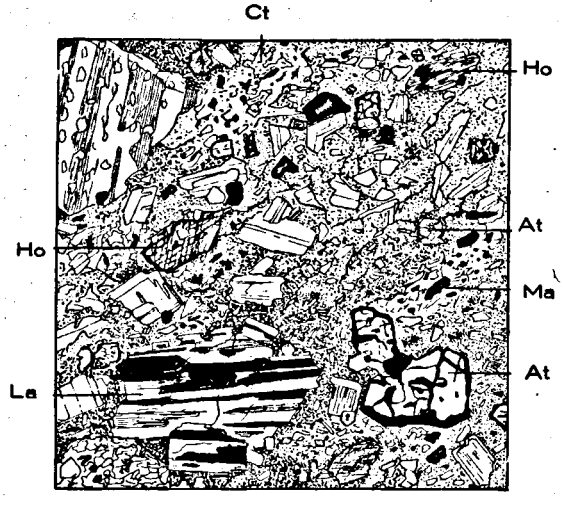


Fig. 18.

Porphyrite à pyroxène et à hornblende de Tedesco. gross. 18 ×.

Le plagioclase est très clair en général, quelquefois il est tout plein de petits trous remplis de chlorite. Les lamelles maclées sont finement dessinées. J'ai remarqué des macles d'albite, de Karlsbad A et leur complexe, et perpendiculairement à celles-ci celle de péricline. Il a approximativement 55—60 % d'anorthite. Quelquefois les plagioclases sont zonaires, même sans analyseur on remarque cette structure à cause de la différence d'altération. Le noyau plus basique est attaqué par une légère altération en séricite.

La dimension des feldspaths est très variable, des phénocristaux de grande dimension, facilement visibles à l'oeil nu, jusqu'à des phénocristaux aux dimensions de microlithes. Quelquefois ils ont été fortement attaqués par la corrosion magmatique.

La pâte est un verre dévitrifié, contenant des microlithes de plagioclase et de magnétite. Les plagioclases sont très petits, quelquefois fortement altérés, quelquefois bien clairs. Les grains de magnétite se trouvent partout semés dans la pâte. La direction des microlithes de plagioclase indique souvent la texture fluidale de la roche.

En outre, on trouve souvent dans la porphyrite des restes de roches étrangères, surtout des morceaux du tuf conglomératique. Un amas de plagioclase avec de la chlorite, de la magnétite et de la calcite sans aucune pâte, indique un reste de cette roche. Les plagioclases surtout, qui ont absolument le même caractère prouvent l'origine de ces masses. Une sorte de recristallisation de la masse feldspathique indique un échauffement de la porphyrite fluide qui les a amenées.

CHAPITRE XIV.

LE QUARTZPORPHYRE FLUIDAL DE LA PONCIONE DI GANNA.

C'est un quartzporphyre à structure porphyrique très prononcée (fig. 19). Les phénocristaux nagent dans une pâte de grain très fin qui est probablement du verre dévitrifié. Comme phénocristaux on trouve le quartz, l'orthose, le plagioclase et la biotite.

Le quartz en bipyramides bien développés, montre toujours une résorbtion magmatique très avancée. Il a quelquefois éclaté sous la très forte pression, que les phénocristaux ont dû subir pendant que la lave très visqueuse coulait. Les fragments de ce cristal éclaté restent alors dans une position qui nous permet de reconstituer très facilement le cristal entier. Le quartz est très clair et ne renferme que peu d'inclusions, quelques unes de celles-ci sont remplies d'un fluide.

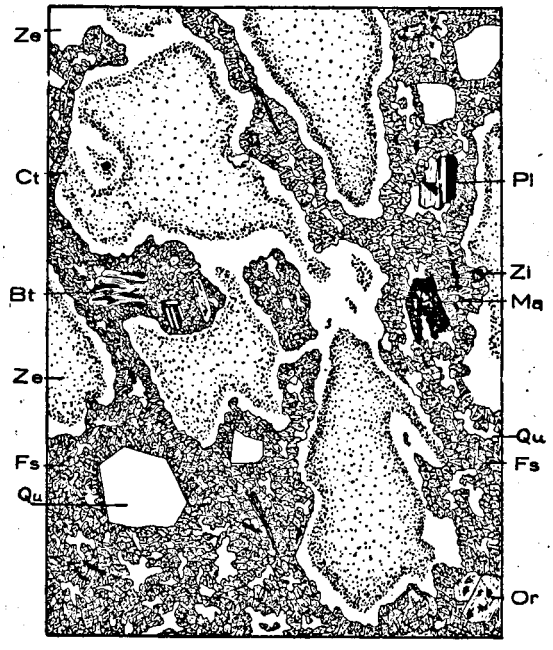


Fig. 19.
Quartzporphyre fluidal de la Poncione.
gross. 10 ×.

L'orthose est décomposée en séricite. Elle forme des macles de Karlsbad.

Le plagioclase est décomposé davantage en chlorite, en limonite et en séricite. Les macles sont probablement formées suivant les lois de Karlsbad et d'albite, mais aucun individu n'est assez clair pour

permettre la détermination selon FÉDOROFF. Tous les feldspaths ont été corrodés par la résorbtion magmatique.

La biotite aussi est beaucoup décomposée. Originairement c'était probablement une biotite brun-foncé, maintenant il ne nous reste que des amas de chlorite, de limonite et de magnétite. La résorbtion magmatique est assez importante.

La pâte est un verre dévitrifié, à l'origine peut-être cristallisée en sphérolithes. Par une recristallisation complète la structure sphérolithique a disparu. Seulement la limonite primitivement déposée au pourtour des sphérolithes nous montre encore la structure originaire. La pâte est à présent formée d'un mélange de quartz-feldspath, d'un grain assez fin, avec de petits cristaux de magnétite et avec un pigment de limonite.

La texture fluidale n'est pas toujours visible, et souvent elle manque tout à fait. La roche fraîche ne donne macroscopiquement aucune indication de cette texture fluidale. Ce n'est que la roche décomposée qui montre dans la pâte des lignes plus claires, indiquant ce caractère. En outre la structure vacuolaire montre par la forme allongée des vacuoles la direction de la coulée de lave.

Comme minéraux accessoires on trouve le zircon, l'apatite, la magnétite et la pyrite.

Le zircon et l'apatite sont en général associés aux feuilles de biotite. L'apatite est quelquefois jaune, faiblement pléochroïque.

Dans la pâte se trouvent des vacuoles, formées par les gaz en s'échappant. Elles sont étirées dans la direction de la coulée de lave. A présent ces vacuoles sont remplies de zéolithes. Cette structure vacuolaire n'est pas très fréquente, la roche est généralement homogène.

CHAPITRE XV.

LE GRANOPHYRE.

De tous les porphyres luganais le granophyre, le porphyre rouge des auteurs anciens, est le plus répandu. Depuis la péninsule de Morcote jusqu'à Cabiaglio, à l'est de Brinzio, il forme une nappe continue. De plus, son caractère ne change guère sur toute son étendue, au point que des échantillons provenant de Brinzio, de Cuasso al Monte et de Carona sont complètement identiques. Le facies porphyrique, que M. HARADA a déjà remarqué, n'est pas développé partout; il manque souvent tout à fait et n'est jamais très évident. Dans toute son étendue le granophyre a la même couleur rouge, un vermillon vif, provenant de l'oxyde de fer, renfermé dans les feldspaths. Cette couleur est naturellement moins forte dans la roche très fraîche, mais là où les agents atmosphériques ont pu travailler longtemps, la couleur est très éclatante.

La structure est rigoureusement holocristalline (fig. 20), en général faiblement porphyrique, c. à. d. que la dimension des phénocristaux diffère si peu de celle des éléments du second temps de consolidation qu'il est souvent difficile de reconnaître la structure porphyrique. Comme phénocristaux j'ai remarqué l'orthose, le plagioclase et le quartz, tandis que la biotite prend une place très remarquable dans la série de cristallisation. Elle est toujours allotriomorphe par rapport aux feldspaths et au quartz et appartient probablement au second temps de consolidation.

Le second temps est caractérisé par deux structures, la structure grenue, et la micropegmatite, dite granophyre. Tous les éléments, faisant partie de la structure grenue de ce temps sont hypodiomorphes, tandis que la limite des individus de feldspath, appartenant à la micropegmatite ne montrent en général aucune forme cristallographique. On remarque presque en tous les cas qu'un individu de feldspath allotriomorphe change tout d'un coup en micropegmatite c. à. d. que l'orientation optique du feldspath de la micropegmatite est identique au feldspath voisin. Quant au quartz de la micropegmatite ce phénomène n'est pas si fréquent, quoiqu'il ait été pourtant souvent observé, de sorte que les éléments d'un ensemble de micropegmatite, enfermés entre un individu de feldspath et un individu de quartz, ont la même orientation optique que ces deux individus.

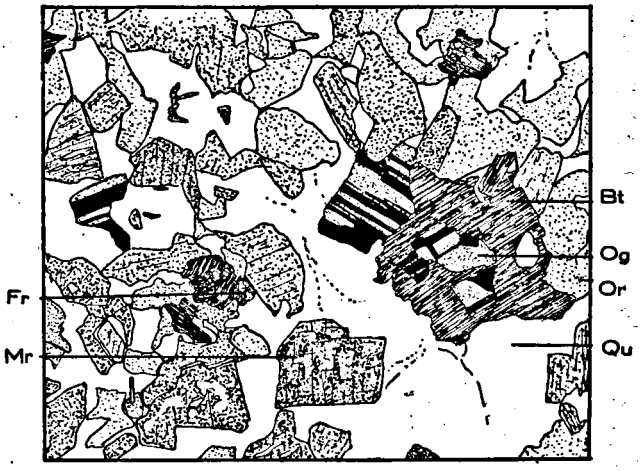


Fig. 20.
Granophyre normal. gross. 18 ×.

Je me figure le cycle de la cristallisation du magma de la manière suivante: le magma venant à la surface de la terre, bien fluide encore mais avec des phénocristaux peu nombreux, commence à se solidifier plus vite. Des cristaux allotriomorphes se forment jusqu'au moment où une composition chimique eutectique s'est établie; alors tout d'un coup le mode de cristallisation change et les cristaux continuent à croître, maintenant comme micropegmatite.

Parmi les irrégularités de la structure on en remarque deux sortes: des bandes de structure plus fine, les aplites, et les agrégats pegmatoïdes et les cavités miarolithiques. Ces deux sortes sont sans doute le résultat d'un changement dans le processus de cristallisation. Elles

représentent les phases de la cristallisation magmatique, pneumatolitique et hydrothermale (24). Les bandes d'aplite appartiennent assurément à la première phase. On ne trouve que le quartz et les feldspaths en grains plus fins sans formation de micropegmatite. Les agrégats pegmatoïdes sont pneumatoliques, quoique je n'y ai jamais pu trouver des minéraux typiques pour cette phase d'activité volcanique. La présence de fluorine et de calcite dans les cavités miarolithiques indiquent que leur formation appartient aux phases pneumatolitiques et hydrothermales.

Les cavités miarolithiques qui sont très typiques pour cette roche ne se trouvent pas partout. Quoique leur distribution soit irrégulière, elles sont les plus grandes et les plus nombreuses au milieu de la nappe de granophyre et aussi là où celle-ci atteint des épaisseurs considérables.

Les cavités miarolithiques et les agrégats pegmatoïdes ont tous les deux leur origine dans une richesse relative de gaz à un certain endroit. Mais tandis que les cavités miarolitiques ne sont pas remplies de cristaux, les agrégats pegmatoïdes se sont remplis tout à fait, probablement par une infiltration continue de matière très riche en gaz minéralisateurs de la roche environnante. Autour des agrégats pegmatoïdes on aperçoit presque toujours une couche plus ou moins épaisse, mais ne dépassant pas deux cm., d'une roche plus basique, par un enrichissement en éléments noirs (de biotite).

Je me représente la formation des agrégats de la manière suivante. Les gaz dissous dans le magma fluide s'enrichissent par la cristallisation, et s'accumulent certainement aux endroits de tension minima. Dans ces endroits-ci, relativement plus riches en gaz minéralisateurs, les agrégats se formeront plus tard. D'abord les éléments noirs cristallisent aux alentours de l'endroit favorisé par l'accumulation continuelle. Plus tard le reste du fluide cristallise en cristaux de grandes dimensions. Si l'apport vers un tel endroit cesse par suite de la consistance croissante de la roche, avant que la cavité soit complètement remplie, il en résulte que les cristaux finissent en aiguille dans la cavité, ce qu'on a appelé une cavité miarolithique. Si au contraire le transport peut continuer, la cavité sera complètement remplie, et un agrégat pegmatoïde prend la place d'une cavité miarolithique.

Les minéraux trouvés dans les cavités miarolithiques sont, le quartz, l'orthose, la biotite, la fluorine et la calcite. Le quartz en bipyramide avec son prisme est très joliment développé. L'orthose quand elle est allongée suivant l'axe (a) montre souvent la macle de Baveno, et quand elle est allongée suivant l'axe (c), ce qui arrive moins fréquemment, on a remarqué la macle de Karlsbad. On trouve encore la biotite en petits prismes pseudohexagonaux. La fluorine et la calcite ont leur forme la plus simple, le cube et la rombhoèdre.

Dans les agrégats pegmatoïdes on ne trouve que les minéraux quartz, feldspath et biotite. Le quartz et le feldspath se sont toujours cristallisés simultanément, sans former toutefois une pegmatite graphique.

Les Phénocristaux. Comme nous l'avons déjà remarqué, les phénocristaux sont difficiles à distinguer des cristaux du second temps de consolidation. On peut discerner toutefois, le quartz, l'orthose et le

plagioclase. Le quartz est nettement bipyramidal. La corrosion magmatique est très prononcée, et les inclusions sont très fréquentes, quelquefois avec des bulles de gaz en mouvement perpétuel.

Le quartz du second temps de consolidation est toujours allotriomorphe, ayant les mêmes inclusions que le quartz en phénocristal.

L'orthose phénocristallique et celle du second temps, ne se distinguent que par la forme idiomorphe de celle-là. La décomposition des feldspaths en séricite est généralement assez forte. Le fer originairement renfermé dans la molécule feldspathique, est oxydé en limonite et trouble la clarté des cristaux. La conformation zonaire n'est visible qu'à l'altération en séricite, souvent plus avancée au centre qu'aux alentours. Les feuilles minces de séricite se sont formées parallèlement au clivage. L'orthose s'est maclée suivant les lois de Bavéno, de Karlsbad et de Manébach.

La microcline que selon ROSENBUSCH n'a jamais été trouvée que dans les roches d'intrusion et jamais dans les roches d'effusion est assez fréquente dans le granophyre qui est incontestablement une roche d'effusion. Elle est sans doute primaire et ne provient jamais d'une altération d'orthose par une forte pression, comme il a été remarqué par maint auteur. Sa nature primitive est rendue évidente par sa participation à la micropegmatite. Un cristal normal de microline continue dans un ensemble de micropegmatite sans changer de caractère. Il ne serait point possible de se figurer, qu'une transformation par pression forte d'un individu d'orthose en microline se continue dans le même individu granophyrique.

La microline est rarement pure, généralement elle paraît enchevêtrée avec l'orthose d'après la manière décrite par ROSENBUSCH (Physiogr. der Mineralen p. 310). On trouve depuis la microcline pure jusqu'au l'orthose pure toute une série complète des deux sortes de feldspaths enchevêtrées. Avec la platine adaptable de Fédoroff, l'angle d'extinction maxima entre la face (010) et les lamelles de la microline a été trouvé de 15° à 16°.

La présence de microline dans cette roche d'effusion indique que sa cristallisation a eu lieu sous une pression considérable, ce qui prouve que l'épaisseur de la nappe doit avoir été très grande.

La microperthite, composée d'orthose et d'albite, est très fréquente, surtout parmi les feldspaths du second temps. La décomposition fait qu'on peut distinguer cette structure même sans lumière polarisée. Les sections d'albite sont beaucoup plus claires.

Le plagioclase phénocristallique et celui du second temps ont absolument le même caractère, sauf la forme idiomorphe du premier de sorte que je peux les décrire tous les deux à la fois. Le plagioclase est un oligoclase contenant 25 % jusqu'à 40 % d'anorthite. Un pourcentage de 35 % est le plus fréquent. Il arrive souvent que deux systèmes de lamelles n'ont pas le même pourcentage, la différence peut aller jusqu'à 10 %. Les macles sont en général très simples, les plus compliquées étaient composées de 4 individus. Les plagioclases ne sont maclés que suivant les lois d'albite, de Karlsbad-A. et leur complexe d'albite-Karlsbad-A. Je n'ai constaté qu'une seule fois la

macle de Bavéno. La composition chimique doit être à peu près exempte de potasse.

L'altération est semblable à celle de l'orthose quoiqu'on puisse dire que généralement elle est moins avancée. Les cristaux contiennent moins de fer que ceux-ci, aussi sont-ils restés plus clairs. L'altération en séricite est aussi moins forte que dans l'orthose. Dans la roche l'orthose prédomine absolument sur le plagioclase.

La biotite appartient toujours au second stade de consolidation, et encore ne fait-elle point partie des premiers cristaux. Sa forme allotriomorphe nous montre clairement, que ce n'est qu'assez tard qu'elle a commencé à se cristalliser. C'est une biotite, originairement d'un brun foncé, mais à présent d'un vert foncé ou clair, avec un pléochroïsme très grand. Quelquefois les feuilles sont un peu pliées. Son altération qui finit en une décomposition complète en chlorite est assez avancée. Dans la biotite décomposée on voit de petits globules de magnétite ou de limonite.

Le zircon est représenté presque dans chaque coupe. Il se trouve presque toujours dans la biotite, et alors il est entouré d'une auréole polychroïque.

Dans les environs de la biotite on trouve presque toujours de petits grains de titanite ou de titanomagnétite, couverts d'une couche de leucoxène.

La fluorine qu'on peut voir à l'oeil nu dans les cavités miarolithiques, se trouve partout dans la roche où sont de petites cavités microscopiques, très fréquentes du reste.

L'apatite est plutôt rare; elle se présente sous la forme d'aiguilles très minces qui ne sont visibles qu'avec un assez grand grossissement. Elle appartient au premier stade de cristallisation.

La tourmaline, un minéral qu'on trouve par-ci par-là dans toutes les roches, quoique rarement, indépendemment du caractère de la roche, s'est introduite plus tard par des actions pneumatolitiques. Elle a toujours le même caractère. C'est une tourmaline bleu-vert avec une grande différence d'absorption des deux axes ellipsoïdaux. Comme les filons de barytine galénifère elle est un produit des actions post-volcaniques.

Le granophyre est appelé ainsi d'après sa structure de micropegmatite, qui est très caractéristique pour cette roche dans toute son étendue. Cet enchevêtrement de cristaux de quartz et de feldspath, si fréquent dans les vrais pegmatites qu'elles en adoptent le nom, appartient exclusivement au second stade de consolidation. Le magma, sortant de l'intérieur de la terre était encore bien fluide. Des phénocristaux peu abondants flottaient dans un fluide qui se refroidissait assez vite. La vitesse de refroidissement était toutefois moins grande qu'on ne le trouve généralement dans les roches d'effusion, vue l'épaisseur considérable de la nappe de granophyre. Aussi les cristaux de la pâte ont-ils à peu près la même grandeur que les phénocristaux. A un certain moment, quand la cristallisation des éléments noirs, la biotite, était finie, et quand il ne restait qu'un peu de fluide entre les cristaux, ou en d'autres termes, quand le magma était déjà presque entièrement

cristallisé, le reste du fluide avait atteint une composition chimique qui correspondait à peu près à la proportion eutectique du système quartz-feldspath. Il en résultait la cristallisation simultanée des deux éléments, enchevêtrés de la manière connue.

La cristallisation en micropegmatite peut se conformer aux cristaux environnants, c. à. d. que ceux-si ont continué de croître dans cette cavité remplie de fluide, jusqu'à ce que toute l'espace fût remplie de micropegmatite. Il en résulte que le feldspath et le quartz d'un ensemble de micropegmatite ont la même orientation optique que les cristaux environnants. L'ensemble est composé de différents individus et a crû centripétalement.

Plus souvent encore la cristallisation n'a pas commencé au bord mais au centre. Ce centre est alors représenté par un cristal de feldspath, quelquefois seulement par un grain très petit. Rarement le centre est un grain de quartz. Dans ce cas-ci le centre de l'ensemble est formé de micropegmatite très fine et la finese diminue vers les bords. J'ai souvent remarqué que la finesse ne change pas insensiblement, mais qu'il y a quelques zones, trois ou plus, chacune caractérisée par une grandeur spéciale de ces éléments. En même temps que le grain, change l'orientation des feldspaths. L'orientation du quartz change dans un tel ensemble indépendamment de celui du feldspath. Elle forme plutôt des secteurs que des zones de l'ensemble.

Il me semble que les termes „micropegmatite auréolée'' et „micropegmatite à étoilement'' de M. A. DE LAPPARENT [1]) ne peuvent pas être appliqués ici. Les termes micropegmatite centripétale et centrifugale expriment mieux la mode de croissance. Il faut dire qu'alors ces termes correspondent seulement à la direction de la cristallisation d'un des éléments. Dans la figure (21) un ensemble de micropegmatite a crû centrifugalement quant au quartz mais l'orientation du feldspath correspond aux phénocristaux environnants, c. à. d. qu'un ensemble de cette nature est centrifugal quant au quartz et centripétal quant au feldspath. On trouve aussi une

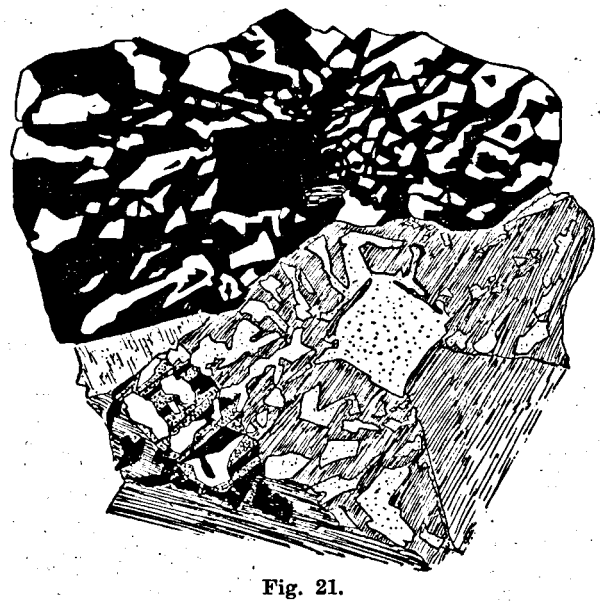


Fig. 21.
Micropegmatite centrifugale. gross. 20 ×.
Le quartz est blanc ou pointillé, le feldspath noir ou rayé.

[1]) A. DE LAPPARENT. Traité de Géologie. 5ième éd. p. 622. Paris. 1906.

micropegmatite dont les éléments ne correspondent à aucun des cristaux environnants, et qui ne possède non plus de centre. On rencontre un pareil ensemble dans une roche de grain fin avec de la micropegmatite grossière (fig. 22). Dans ce cas-ci, cette dernière n'appartient à aucun des deux groupes, c'est de la micropegmatite indépendante.

Dans la micropegmatite on retrouve toutes les sortes de feldspaths représentées dans la roche. Les macles des plagioclases continuent sans interruption dans la micropegmatite; la microcline ne change point, la microperthite est aussi abondante dans la micropegmatite que dans les cristaux normaux, et l'orthose est sans doute la plus fréquente comme élément de micropegmatite, mais elle l'est également dans la roche normale.

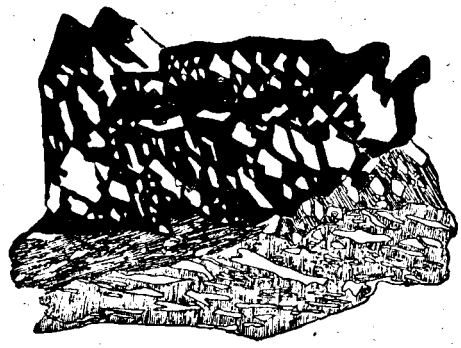


Fig. 22.
Micropegmatite indépendente. gross. 20 ×.

Un complexe de micropegmatite, composé d'un seul individu de feldspath et d'un seul individu de quartz a partout le même caractère de dessin. Le cristal de feldspath est percé d'une multitude de barres de quartz triangulaires ou de forme plus irrégulière mais qui ne montrent généralement pas plus que 4 ou 5 faces cristallographiques. La direction de ces barres reste rigoureusement la même pour le même individu de quartz et de feldspath. Mais si l'orientation d'un des deux éléments change, le dessin graphique change aussitôt, c. à. d. que les barres traversent alors le feldspath dans une autre direction. Malgré d'amples recherches avec la platine de Fédoroff je n'ai pu constater la moindre coïncidence entre l'orientation, ni du feldspath, ni du quartz, et les faces limitantes du quartz. M. Kuenen a prouvé qu'il n'existe non plus aucun rapport entre l'orientation du quartz et du feldspath. Ces faces forment un prisme avec des angles restant les mêmes dans un certain ensemble mais changeant d'un ensemble à l'autre. Pourtant le dessin présente une certaine régularité bien frappante, mais de quelle manière elle s'est produite ou de quelles influences elle dépend, cela reste encore une énigme pour nous.

CHAPITRE XVI.

LES FILONS DE MICROGRANITE ET DE GRANOPHYRE.

Dans la grande zone de gneiss le long du chemin de Porto-Ceresio à Brusimpiccolo on trouve une grande quantité de filons de microgranite. Malheureusement les affleurements de gneiss le

long de la grande route ne sont pas abondants, de sorte qu'on est obligé de chercher les filons dans les ruisseaux et sur les petits chemins sur les montagnes. C'est seulement à Selva-Piana que l'étude peut se faire sur la grande route, mais c'est en haut qu'on doit chercher la plus-part des filons et les plus beaux. En outre, il a été impossible de porter sur la carte tous les filons trouvés. Quelquefois on peut constater sur cent mètres de chemin cinq à dix différents filons. Par exemple dans le petit ruisseau entre le Val Seranno et le Cantine j'ai constaté:

à 405 m.	d'altitude	un grand filon de 10 m. d'épaisseur
à 430 m.	„	trois petits filons, chacun de 10 cm. d'épaisseur
à 470 m.	„	un filon de 5 m. d'epaisseur
à 508 m.	„	un filon de 1 m. d'épaisseur, combiné avec un filon de quartz
à 550 m.	„	un filon de granophyre montant verticalement se divisant vers sa fin en une multitude de petits filons qui finissent tous dans la nappe; les autres filons sont de la microgranite avec une pâte vitreuse ou sphérolithique.

Le Val Seranno lui-même présente tant de difficultés au géologue qui doit l'explorer seul, à cause de sa pente raide et de sa roche désagrégée, que je n'ai pas pu l'explorer en détail. En outre, les détails constatés étaient trop nombreux pour être dessinés à léchelle de la carte, de sorte que celle-ci n'en donne qu'une idée générale à peu près exacte.

Comme je l'ai déjà remarqué on peut distinguer deux sortes de filons:

1. les filons de granophyre.
2. les filons de vrai microgranite.

Les filons de granophyre sont absolument identiques à la grande nappe de la même roche. Ils ne sont pas très abondants, et ils sont limités à une certaine zone, hors de cette zone on n'en trouve point. Dans notre terrain, cette zone se trouve dans le Val Seranno et ses environs. Elle a une direction approximative de N. 50° E. Quand on continue dans cette direction vers l'Est, à travers la péninsule de Mt. Arbostora on arrive à peu près à Alla Ferrara, là où M. HARADA a trouvé un grand filon de granophyre. M. ESCHER (14) suppose que c'est par ce filon-ci que le granophyre a atteint la surface, Ce filon est plus grand que le nôtre, et il aboutit librement dans la nappe, tandis que le nôtre se divise, avant d'arriver à la surface, en une multitude de petits filons. C. à. d. que la grande fissure, par laquelle le granophyre est arrivé à la surface, était plus large à Alla Ferrara que dans le Val Seranno.

Quand on continue cette direction vers l'Ouest, on passe les laves du volcan stratifié; mais ici la fissure a disparue. En Islande on retrouve un phénomène semblable; une fissure finissant contre un cône antérieurement formé sur cette fissure. La fissure de Laki se rétrécit en s'approchant de la montagne de ce nom (20, 21).

Ce rétrécissement a été en Islande la cause que la fissure étroite a rejetté des matériaux cataclastiques, c. à. d. que plus on approche du volcan plus les couches de ces matières se multiplient. Chez nous, ce phénomène ne se trouve pas de la même manière. Il est vrai que la fissure se rétrécit, mais l'effusion des laves n'a jamais été accompagnée d'un tuf quelconque. La formation des matières cataclastiques dépend absolument des conditions d'éruption, de la pression des roches superposées, de la tension des gaz dissous etc. Il n'est donc pas étonnant que les phénomènes d'éruption diffèrent largement aux deux endroits. D'ailleurs en Islande, ce sont des laves basaltiques et chez nous des roches très acides.

Les filons de microgranite (fig. 23) sont sans doute postérieurs à l'effusion de la nappe de granophyre. Ils traversent souvent cette nappe et ont une toute autre structure. Il va sans dire qu'il est plus facile de les trouver dans le gneiss, dont ils se distinguent par leur couleur rouge, que dans le granophyre, dont ils ne se distinguent que par leur structure, de sorte qu'il est probable que les filons situés dans le granophyre sont plus abondants que je n'ai remarqué.

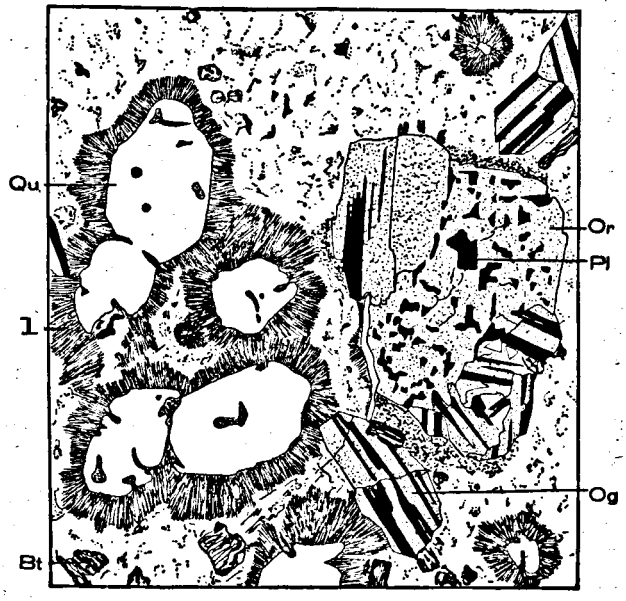


Fig. 23.

Microgranite du Val Seranno. 1 — enveloppe sphérolithique des phénocristaux. gross. 10 ×.

La structure des filons de microgranite est porphyrique. Des phénocristaux de quartz de feldspath et de biotite flottent dans une pâte, tantôt sphérolithique, tantôt vitreuse.

Les phénocristaux de quartz sont souvent assez grands, toujours fortement attaqués par la corrosion magmatique. Les bipyramides hexagonales, un peu arrondies par la corrosion, sont distinctement visibles même à l'oeil nu. Lorsque la pâte est sphérolithique, les phénocristaux de quartz sont enveloppés d'une auréole de matière sphérolithique comme le montre la figure (23). Les feldspaths montrent quelquefois le même phénomène, mais l'auréole n'est jamais si large et souvent elle manque tout à fait. J'ai constaté aussi une auréole de micropegmatite très fine.

Autour des phénocristaux, cette structure est spécialement développée. Quelquefois le quartz et le plagioclase sont enchevêtrés, les deux minéraux ensemble forment alors quasi un seul phénocristal (fig. 24). Cet enchevêtrement ressemble quelquefois absolument à la micropegmatite. Il me semble tout de même peu probable que cette structure soit ici aussi le résultat d'une cristallisation eutectique[1]). Mais il reste encore une énigme; quelle action a alors influencé cette cristallisation simultanée des deux minéraux?

L'orthose est comme phénocristal assez abondante. Elle est teintée de rouge par des grains minuscules de limonite et est toujours fortement altérée en séricite. Dans un des filons, l'orthose est décomposée en zéolithe et en limonite. La limonite est alors déposée sur les fêlures qui renferment les parties de zéolithe. Des macles de B a v é n o ont été souvent constatées.

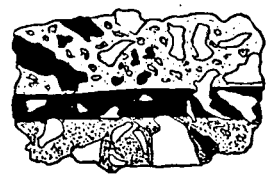


Fig. 24.

Phénocristal de micropegmatite. gross. 45 ×.

Dans le même filon, auquel est empruntée la figure 23, on remarque l'orthose enchevêtrée graphiquement avec le plagioclase. (Le plagioclase est noir dans le dessin). Les faces (010) des deux individus sont parallèles.

Le plagioclase est plus abondant que l'orthose. En général son altération est encore plus avancée. La calcite, la séricite et la limonite le remplacent quelquefois entièrement. La détermination de Fedoroff a été impossible, mais l'angle d'extinction des lamelles des macles d'albite indique qu'il a environ 30 % d'anorthite. Les macles d'albite et de péricline dans le même individu sont très fréquentes.

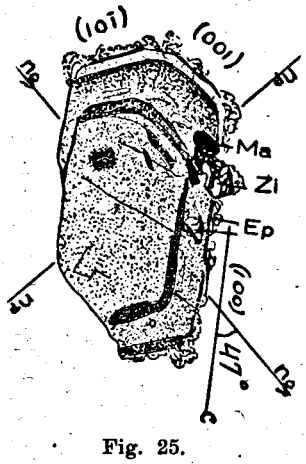


Fig. 25.

Cristal d'allanite. gross. 118 ×.

La biotite manque quelquefois absolument, quelquefois elle est assez abondante. Elle est alors tout à fait altérée en magnétite et en chlorite. Les feuilles sont toujours courbées et pliées. Elles montrent souvent leur forme pseudo-hexagonale.

Comme minéraux accessoires on trouve la magnétite, la pyrite, le zircon, l'apatite et l'allanite (orthite).

La magnétite se trouve dans chaque coupe, la pyrite est plus rare.

Le zircon est très fréquent, soit associé à la biotite soit tout seul. Ce sont de petits cristaux carrés ou allongés, suivant la direction de la coupe.

L'apatite est quelquefois très abondante, quelquefois elle manque tout à fait. C'est de l'apatite commune en prismes longs, très clairs.

L'allanite (fig. 25) a été trouvée une seule fois. Le cristal d'un

[1]) Voir Boeke. Physikalisch-chemischen Petrographie. p. 161.

brun foncé, fortement pléochroïque, a été coupé approximativement au plan des axes ng et np de sorte que les axes optiques se trouvent dans la coupe. On voit alors suivant np une couleur brun jaune clair, suivant ng une couleur brun foncé. L'angle entre l'axe ng et la trace de (100) était de 47°, un peu plus que les 36° que ROSENBUSCH donne. Mais on a constaté aussi un angle d'extinction de 47°. Le minéral est fortement zonaire, le milieu est brun foncé et autour de ce noyau se trouvent des auréoles alternantes plus foncées ou plus claires, comme le montre la figure 25. Le clivage, peu distinct suit la trace de (001). Autour du minéral, se trouve de l'épidote ordinaire. Le caractère optique du minéral ne laisse aucun doute que ce ne soit de l'allanite. Malheureusement c'est le seul individu trouvé.

La pâte peut être, soit du verre dévitrifié, soit sphérolithique, soit poecilitique, soit granophyrique, soit une combinaison de ces structures. Ce qui est le plus fréquent c'est une structure sphérolithique, combinée avec une des autres structures. La grandeur des sphérolithes n'est pas la même dans différents filons. Comme nous l'avons déjà remarqué, les sphérolithes s'attachent de préférence aux phénocristaux et forment alors une auréole autour de ceux-ci. Déjà macroscopiquement, on voit cette enveloppe, principalement autour des quartz. A travers des sphérolithes on voit des microlithes d'orthose, qui sont alors antérieures à ceux-ci. Entre les sphérolithes, se trouve du verre dévitrifié. La biotite fait généralement partie de la pâte. Elle est altérée en limonite et est tout à fait blanchie.

La structure poecilitique, où le feldspath et le quartz se pénètrent réciproquement, se rapproche beaucoup de la structure sphérolithique. Quelquefois on remarque un passage de l'une à l'autre. Les microlithes de biotite ne prennent pas part à cette pénétration, elles sont distribuées entre les autres cristaux.

La structure granophyrique ne se trouve que dans un seul filon. Elle est alors associée à la structure poecilitique. La pénétration des deux éléments devient par-ci par-là graphique, surtout autour des phéno- généralement partie de la pâte. Elle est altérée en limonite et est tout à la structure poecilitique.

Le verre dévitrifié se trouve rarement seul, mais en combinaison, avec les autres structures, on le trouve très fréquemment. Toutefois, dans quelques petits filons gris, qui ressemblent peu au type normal rouge, la pâte entière est du verre dévitrifié. Des grains trop petits pour une détermination microscopique quelconque, partout de la même grandeur, forment une pâte granuleuse. En outre, on voit en feuilles minuscules de la substance chloritisée. Dans un de ces filons s'est trouvé le cristal d'allanite.

Les différentes structures de la pâte indiquent clairement que la cristallisation du quartz et du feldspath a été simultanée. Le feldspath est toujours prédominant.

La largeur des filons est très variable. On trouve des filons d'une vingtaine de mètres et d'autres de quelques centimètres d'épaisseur. Les plus minces ne sont pas très longs naturellement, mais il y a de grands filons que j'ai suivis pendant 1.5 km.

Il est très remarquable qu'aucun filon de microgranite ne se trouve dans tout le région du gneiss de Boarezzo, ni dans les dépôts volcaniques de l'ancien volcan du Piambello.

CHAPITRE XVII.

LES FILONS DE DIABASE.

Le filon de diabase en dessous de Borgnana a une épaisseur maxima de sept mètres. Sa longueur surpasse certainement 750 mètres. Sa direction est de N. 15° E., et son inclinaison est à peu près verticale. C'est une roche d'un vert foncé, généralement très altérée, quelquefois relativement fraîche comme au versant droit de la rivière Murante. La roche fraîche est encore très riche en calcite et en limonite, une décomposition plus avancée fait disparaître la calcite. Macroscopiquement on ne peut distinguer qu'un grand nombre de feldspaths qui forment toute la masse de la pierre, quelquefois on voit quelques grains de magnétite.

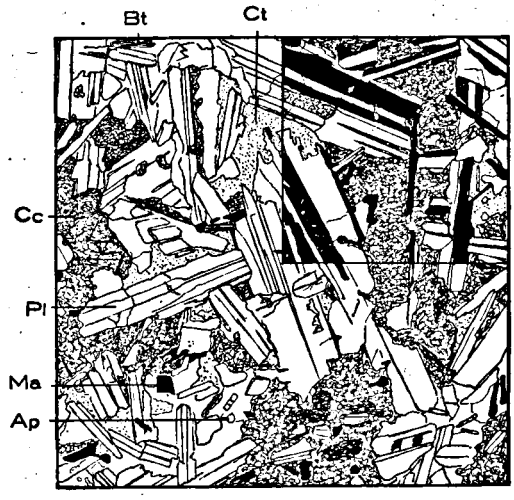


Fig. 26.
Diabase du filon du Val Murante. gross. 18 ×.

Sous le microscope (fig. 26) on voit tout de suite la structure ophitique. Les barres de plagioclase s'entrecroisent dans toutes les directions. Le mésotaxis a été formé originalement encore par du plagioclase et un élément noir accompagné de magnétite. Maintenant ce plagioclase est presque entièrement décomposé en calcite, tandis que l'élément noir s'est changé en chlorite. La décomposition en calcite a même fortement attaqué les barres de plagioclase, quoique les parties intactes soient restées parfaitement claires. En outre on trouve très rarement la biotite en petites feuilles d'un brun clair, et l'apatite en longs prismes nettement hexagonaux. La biotite et l'apatite ont cristallisé les premières, ensuite viennent les barres de plagioclase, suivis par la cristallisation du mésotaxis composé de plagioclase, d'un minéral mélanocrate et de magnétite. La calcite ne présente certainement pas

une métamorphose d'olivine, comme celle du diabase à olivine de KELTERBORN (17). On remarque partout dans la masse de calcite les restes du plagioclase décomposé, et partout la calcite penètre dans les barres de plagioclase encore fraîches. La plupart des cristaux de magnétite sont primaires, mais il y en a aussi qui sont le produit d'une décomposition de plagioclase ou d'un élément mélanocrate. Je n'ai pas pu constater quel a été cet élément noir. Son altération en chlorite est si complète qu'il ne nous reste aucune indication sur son caractère primitif, et par suite à la structure ophitique on ne peut reconnaître aucune forme.

Outre le grand filon de Borgnana on en trouve deux de la même sorte dans la rivière Cavalizza, tout près du pont de Cuasso al Piano. Ils ont une épaisseur d'un mètre, leur direction est N. 60° E. et leur inclinaison 60° N. Ils sont rigoureusement parallèles et à pas plus d'un mètre de distance l'un de l'autre. On en retrouve un le long du chemin au sud de Cuasso al Piano. Au nord ils disparaissent sous la moraine, de sorte que leur longueur véritable ne peut être connue. La roche est absolument identique à celle de Borgnana. Il me semble probable que les filons de diabase sont originaires du même magma que le granophyre. Comme ils traversent le granophyre, ils sont certainement postérieurs à toute l'époque volcanique permienne, mais sauf cette limite dans le bas, leur âge reste tout à fait douteux.

CHAPITRE XVIII.

LES ACTIONS POSTVOLCANIQUES.

A. *Les filons de barytine galénifère.*

Ces filons, qui représentent la phase hydrothermale post-volcanique, continuent souvent dans le Werfénien. Les directions des filons ne forment pas un système général. Dans notre terrain ces filons se trouvent surtout au Sud. Près de Rovella, affleurant sur le sentier, se trouvent deux filons, ayant une largeur de 10 à 15 cm. et une multitude de petits filons s'entrecroisant en toute direction, de quelques centimètres de largeur. Outre la barytine on trouve la galène et la fluorine.

Dans le Val Cavalizza il se trouve une mine abandonnée, qui a travaillé sur un filon de galène. Ici on ne peut plus parler d'un vrai filon. Tantôt on trouve la galène impregnée dans le granophyre suivant des fissures étroites de celui-ci, tantôt elle forme, accompagnée de fluorine et de barytine, des filons, qui suivent les surfaces d'un filon de microgranite, tantôt le microgranite et la barytine ensemble forment un seul filon breccieux. Quelquefois la galène est accompagnée de quartz au lieu

de barytine. Le minérai se compose de galène et de pyrite, la gangue de barytine de fluorine et de quartz. La galène est argentifère.

Dans le Valganasca, la mine abandonnée de Brusimpiano a travaillé aussi sur un filon de galène argentifère. Mais je n'ai pu retrouver le filon exploité.

B. *L'impregnation de tourmaline*

que toutes les roches ont subie, n'est pas associée à la phase hydrothermale de l'impregnation de quartz. Elle est probablement pneumatolithique. Dans les tufs de Boarezzo j'ai trouvé des filons de 0.5 mm. (fig. 12) partout visibles à une légère altération de la roche le long des filons. La couleur verte de la roche s'est changée en rouge par cette infiltration. Le changement est dû à la décoloration de la chlorite, de sorte que la couleur rouge des feldspaths prédomine dans cette zone. La tourmaline paraît être associée au quartz dans ce filon. Mais elle n'est pas limitée au filon seul, elle s'est infiltrée dans les environs du filon, où on la trouve en innombrables petits cristaux. Elle est d'un bleu vert, fort pléochroïque. On peut trouver la même sorte de tourmaline dans toutes les roches. Elle a été souvent trouvée dans les schistes cristallins; dans le granophyre elle remplit quelquefois les cavités miarolithiques, et puis on la trouve dans tous les porphyres et porphyrites.

C. *La métamorphose hydrothermale du granophyre,*

qui se trahit par la couleur verte de cette roche, est un phénomène très fréquent. Elle est toujours associée à une impregnation de quartz, en petits filons très minces. Au dessus de la grande route, longeant le lago di Lugano, entre deux maisons de S. Pietro, on voit une zone ainsi métamorphosée comme un filon vert clair. Au microscope on remarque que tous les feldspaths se sont complètement décomposés en mica. Sous le microscope le mica ressemble à la séricite, mais la couleur verte de la roche provient de la couleur verte de ce mica. D'après une communication verbale de M. Niggli la couleur verte du mica a été causée par le fer du feldspath entré dans la molecule du mica.

CHAPITRE XIX.

LES PLAGIOCLASES DÉTERMINÉS SELON LA MÉTHODE FÉDOROFF.

Les matières soumises à examen ne sont pas très favorables pour une détermination exacte des plagioclases. Maintes sortes de roches ne renferment aucun cristal de plagioclase assez frais pour appliquer des

méthodes un peu précises. Il y a tout de même des plagioclases qui ont donné des résultats satisfaisants.

Pour la détermination des plagioclases j'ai suivi les travaux de M.M. REINHARDT et BEREK (24, 25). Les tables suivantes donnent les résultats généraux. Il est a remarquer que l'angle des axes optiques n'a pas été donné, quoiqu'il ait toujours été déterminé; mais l'impureté chimique et le mauvais état de conservation du cristal ont causé une si grande irrégularité, que cette donnée n'aurait pas la moindre valeur pour la détermination des plagioclases.

Tables.

Les plagioclases du granophyre sont relativement purs et ne renferment que très peu de potassium. Les résultats des déterminations de ces plagioclases comparés aux résultats fournis par les plagioclases des porphyrites ont été admirables, vu l'état d'altération bien plus avancé des premiers. Les macles d'albite et de Karlsbad A et leur complexe sont presque les seuls. La macle d'ala B n'a été observé qu'une seule fois dans un complexe avec la macle d'albite. La macle de Bavéno, qui est reconnaissable au microscope simple, a été observé plusieurs fois. Le pourcentage moyen est 29.9 % d'An. c. à. d. une andésine acide. La variation de la composition, (de 20 % à 40 %) n'est pas excessivement grande. En outre le pourcentage de presque tous les cristaux reste entre 25 % et 35 %.

Le pourcentage de la première colonne a été trouvé au moyen de la projection d'Ussow, celui de la seconde colonne indique les mêmes valeurs pour chaque individu d'après les projections préparées par M. REINHARD comme contrôle. On remarque tout de suite qu'il arrive très fréquemment que les deux lamelles n'ont pas exactement la même teneur. Aussi dans un pareil cas les distances moyennes de M. ou P. aux axes ellipsoïdaux ne correspondent-elles pas exactement à la projection d'Ussow.

Les mesures faites de cristaux d'orthose pour déterminer la nature de leurs macles ont prouvé, qu'il y avait des macles de Karlsbad, de Manébach et de Bavéno. J'ai trouvé un macle complexe de Bavéno et d'albite. Là, un individu (1) s'est maclé avec deux autres (2 & 3) suivant (021) et ($0\bar{2}1$). Les individus (2) et (3) forment ensemble une macle d'albite. En coupe mince cette sorte de macle apparaît comme une croix (fig. 27). Sur la projection stéréographique on voit tout de suite que P. $^1/_2$ et M. $^1/_2$ se trouvent dans le pôle de la face (021), P. $^1/_3$ et M. $^1/_3$ dans celui de la face (021). Tous les quatres sont situés sur les plans

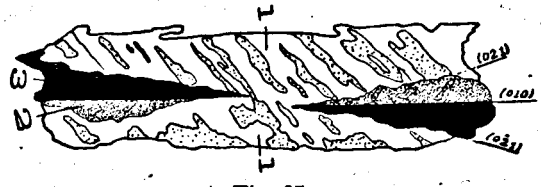


Fig. 27.

Cristal d'orthose avec deux macles de Bavéno et une macle d'albite.

d'association de Bavéno, tandis que le plan d'association d'albite (010) passe juste au milieu. J'ai observé cette macle plusieurs fois. Quelquefois tout le cristal formait une croix, quelquefois la croix ne se trouvait qu'au milieu, tandis que le reste du cristal était formé par l'individu (1).

Les plagioclases des porphyrites sont plus difficiles à mesurer, car presque tous ont une structure zonaire. Ici encore la décomposition fort avancée rend la détermination souvent très difficile. Trois sortes de porphyrites ont donné des résultats satisfaisants. D'abord le tuf pohphyritique conglomératique, puis la porphyrite à hornblende de Tedesco et enfin celle à pyroxène du Valganasca. Les plagioclases de cette dernière sorte ne sont pas zonaires.

Il est rare que les projections de M. et P. correspondent exactement à leurs traces sur la projection d'Ussow. Ce phénomène est probablement amené par l'intervention d'un feldspath potassique. Il est encore impossible d'évaluer ce troisième terme. Il faudrait connaître alors le degré des déviations relatives à la valeur intrinsèque de la potasse.

Aux macles observées dans les plagioclases du granophyre s'ajoute celle de péricline. Le plan d'association est (001) c. à. d. un plan à peu près perpendiculaire à la face (010). On voit au microscope les deux systèmes de lamelles s'entrecroisant perpendiculairement.

Les plagioclases des porphyrites du Mt. Val de Corni ont un pourcentage variant entre 50 % et 70 % d'An. Ceux de Tedesco sont dans le même rapport. Mais la porphyrite du Valganasca a des plagioclases plus acides de 45 % d'An. c. à. d. une andésine basique.

Les plagioclases des tufs basaux de Boarezzo ont un pourcentage variant entre 26 % et 35 %. Une andésine acide, ou oligoclase basique correspond à ce pourcentage. Il est probable que ce sont des plagioclases du magma en éruption et non point de roches étrangères.

Les tufs lithiques du quartzporphyre fluidal de Gerizzo renferment différents plagioclases. Deux individus ont un pourcentage de 15%, un autre de 40 % et un troisième de 60 % d'An. Comme j'ai trouvé parmi les plagioclases du même quartzporphyre, sur le sommet du Piambello, deux sortes de plagioclases, dont l'une, qui a été déterminée, a un pourcentage de 40 % d'An, il me semble probable que les deux premières sortes de 15 % et de 40 % correspondent à ces deux (voir p. 39). Une dernière sorte sera alors un oligoclase, l'autre une andésine basique. La troisième sorte de 60 % An. provient probablement de la porphyrite sous-jacente.

TABLE I. LES PLAGIOCLASES DU GRANOPHYRE.

No.	Nombre de lamelles.	Sorte de macle.	% des macles.	% de contrôle lamelles.	Affleurement.
1	2	albite-ala B.	35	1—35 2—40	chemin de la Poncione.
2	2	albite.	32	1—35 2—35	S. Margaritera.
3	2	albite.	29	1—27 2—35	S. Margaritera.
4	2	albite.	40	1—40 2—40	S. Margaritera.
5	2	albite-Karlsbad A.	23	1—20 2—22	S. Margaritera.
6	4	albite. albite-Karlsbad A. Karlsbad A.	28 30 25	1—25 2—30 3—30 4—27	Imborgnana.
7	2	albite.	25	1—25 2—25	Boarezzo.
8	2	albite.	25	1—25 2—25	Boarezzo.
9	4	albite. albite. Bavéno.	28 32 23	1—26 2—24 3—35 4—35	Cuasso al Monte.
10	2	albite.	27	1—28 2—28	Cuasso al Monte.

TABLE II. LES PLAGIOCLASES DES TUFS.

1	2	Karlsbad A.	35	1—35 2—35	tuf lith. basal de Boarezzo.
2	2	albite.	32	1—28 2—30	" " " " "
3	2	albite.	26	1—23 2—26	" " " " "
4	2	Karlsbad A.	15	1—13 2—13	tuf lith. quartzporph. Gerizzo.
5	2	albite-Karlsbad A.	65	1—60 2—60	" " " "
6	2	ala B.	15	1—15 2—15	" " " "
7	2	albite-ala B.	40	1—42 2—40	" " " "

TABLE III. LES PLAGIOCLASES DES PORPHYRITES.

No.	Nombre de lamelles.	Sorte de macle.	% des macles.	% de contrôle lamelles	Affleurement.
1	4	albite. albite-Karlsbad A. Karlsbad A.	55 51 52	1—57 2—55 3—60 4—58	Mt. Val de Corni.
2	2	albite-Karlsbad A.	60	1—58 2—60	Mt. Val de Corni.
3	2	albite.	62	1—70 2—64	Mt. Val de Corni.
4	6	albite-Karlsbad A. Karlsbad A. albite. péricline.	50 50 50 50	1—54 2—54 3—54 4—54 5—50 6—55	Tedesco.
5	3	albite. albite-Karlsbad A. Karlsbad A.	70 64 65	1—68 2—73 3—70	Tedesco.
6	3	albite. albite-Karlsbad A. Karlsbad A. péricline.	60 55 55 55	1—55 2—54 3—60	Tedesco.
7	2	péricline.	70	1—70 2—70	Tedesco.
8	2	albite-ala B.	44	1—45 2—45	Valganasca.

TABLE IV. LES PLAGIOCLASES DU QUARTZPORPHYRE FLUIDAL DU MT. PIAMBELLO.

1	2	albite-ala B.	38	1—40 2—37	Mt. Piambello.

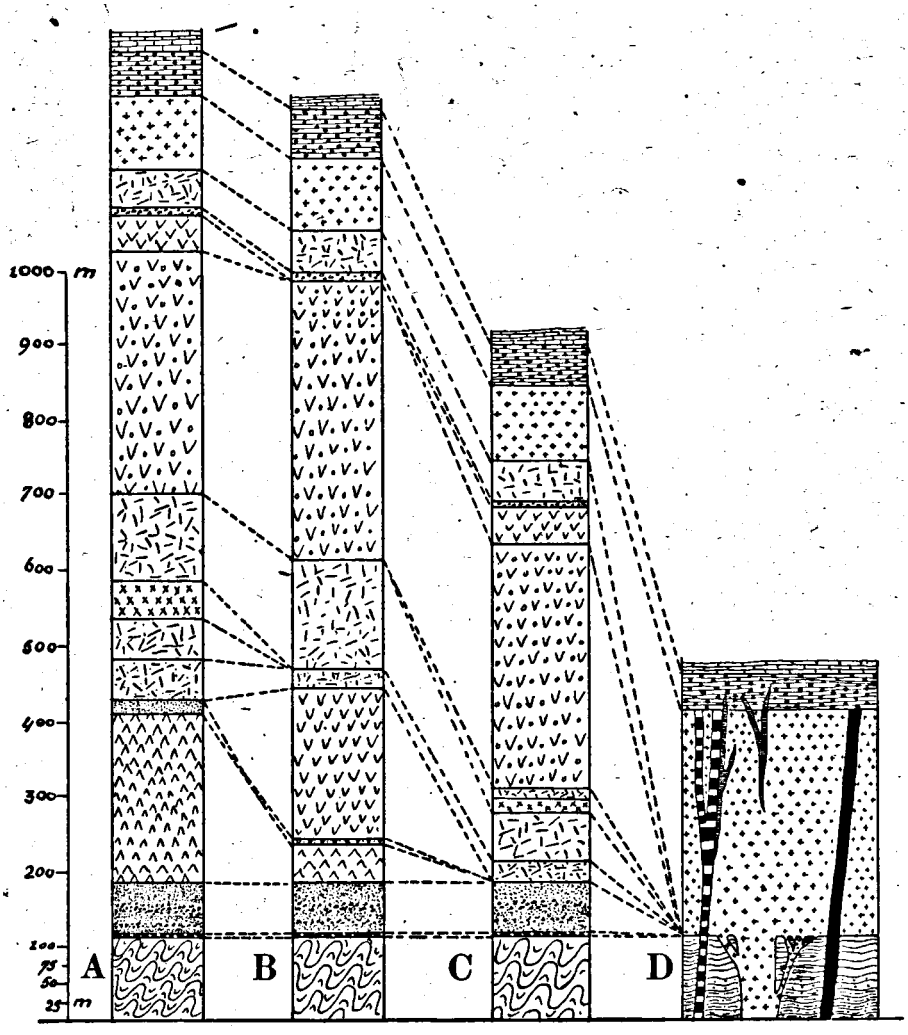
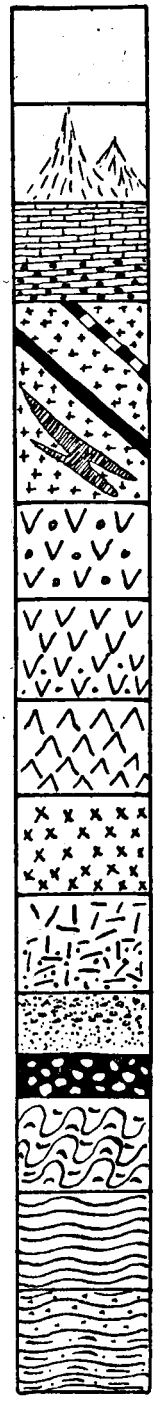


Fig. 28.

La succession des couches volcaniques.
A. La succession sur le sommet du Mt. Piambello. B. à 950 m. C. à 700 m.
D. près de Cuasso a. M., montrant les filons de microgranite, de diabase et de barytine.



Dépôts glaciaux.

Cônes d'éboulis.

Calcaires et dolomites mésozoiques.
Werfénien.

Granophyre avec
des filons de microgranite,
de diabase,
et de barytine galénifère.

Tuf conglomératique porphyritique.

Porphyrite à pyroxène
et ses tufs.

Porphyrite à biotite.

Quartzporphyrite.

Quartzporphyre fluidal
et ses tufs.

Tufs basaux acides. {lithic t. / crystal t ×

Tuffite basale. (conglomeratic ad

Gneiss à injection de quartz de Boarezzo.

Paragneiss normal.

Gneiss de contact
et à injection de matière granitique.

Explication des signes abréviatifs ajoutés aux dessins

Andésine	Ad
Andalusite	Ai
Anorthite	An
Apatite	Ap
Augite	At
Biotite	Bt
Calcite	Cc
Chlorite	Ct
Epidote	Ep
Fluorine	Fr
Hornblende	Ho
Labrador	La
Limonite	Lt
Mica	Mi
Microcline	Mr
Magnétite	Ma
Muscovite	Mu
Oligoclase	Og
Orthite	Oi
Orthose	Or
Plagioclase	Pl
Pyroxène	Px
Quartz	Qu
Rutile	Rt
Séricite	Sc
Tourmaline	Tm
Feldspath	Fs
Zircon	Zi
Zéolithe	Ze

BIBLIOGRAPHIE.

1. 1827 L. v. Buch. Sur quelques phénomènes que représente la position relative du porphyre et des calcaires dans les environs du lac de Lugano. Ann. d. sc. nat. t. 10.
2. 1834 B. Studer. Nouvelles recherches sur le canton de Tessin et la Valselina. Bull. soc. géol. d. France t. IV.
3. 1852 C. Brunner. Aperçu géologique des environs du lac de Lugano. Neue Denkschr. Schweiz. G. Nat. Bd. XII.
4. 1853 B. Studer. Geologie der Schweiz.
5. 1869 Negri & Spreafico. Saggio sulla geologia dei dintorni di Varese. Mem. R. Inst. lomb. v. IX.
6. 1875 T. Fellenberg. Analysen zweier Porphyren aus dem Maroggia Tunnel im Tessin. Z. d. deutsch. geol. Ges. Bd. 27, p. 422.
7. 1876 Michel-Levy. Note sur les roches porphyriques des environs du lac de Lugano. Bull. Soc. géol. France, 3ième série, t. IV, p. 111.
8. 1883 T. Harada. Das Luganer Eruptivgebiet. Neues Jahrb. f. Min. u. s. w.
9. 1890 Schmidt und Stemann. Umgebung von Lugano. Ecl. geol. Helv. v. II.
10. 1900 C. Riva. Sul metamorfismo subito dai gneiss a contatto coi porfidi quarziferi nelle vicinanze di Porto Ceresio. Rend. R. Inst. lomb. sc. nat. v. 33.
11. 1903 T. Taramelli. I tre laghi. Milano.
12. 1903 M. Kaech. Porphyrgebiet der Südalpen. Ecl. geol. Helv. v. VII.
13. 1911 B. G. Escher. Ueber die pretriasische Faltung in den Westalpen. Inaug. Diss. Universität Zürich.
14. 1913 B. G. Escher. Vorläufige Mitteilung über die Geologie und Petrographie der S. Salvatore-Halbinsel bei Lugano. Ecl. geol. Helv. v. IX.
15. 1916 A. Frauenfelder. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. geol. Helv. v. XIV.
16. 1924 A. Senn. Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. Ecl. geol. Helv. v. XVIII.
17. 1923 P. Kelterborn. Geologische und Petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). Verh. d. Naturf. Ges. Basel Bd. XXXIV.
18. L. V. Pirsson. The microscopical character of volcanic tufs. Amer. J. Sc. XL 1915.
19. Mügge. Lenneporphyren. N. J. f. Min. BB. 8, p. 535, 1893.
20. K. Sapper. Ueber einige isländische Vulkanspalten und Vulkanreihen. N. J. f. Min. BB. XXVI, 1908.
21. A. Helland. Lakis kratere og lavastroemme. Kristiania 1886.
22. Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter: Die insubrischen Gletscher. Leipzig 1909.
23. F. v. Wolff. Beiträge zur Petrographie und Geologie des Bozener Quarzporphyrs. N. J. f. Min. BB. 27, 1908.
24. M. Berek. Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin 1924.
25. L. Duparc et M. Reinhard. La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Mém. Soc. d. Ph. Hist. Nat. v 40 fasc. 1. Genève.
26. W. Salomon. Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der peri-adriatischen-granitischkörnigen-Massen. Wien 1897.
27. P. Niggli. Die leichtflüchtigen Bestandteilen im Magma. Preisschrift Fürstl. Jablonowsk. Ges. Leipzig. 1920.

TABLE DES MATIÈRES.

Page.

Introduction 187

La carte. — Aperçu général des explorations antérieures.

PREMIÈRE PARTIE.

La géologie générale.

CHAPITRE PREMIER.

Aperçu général des roches éruptives et de leur situation relative dans la série volcanique 190

L'activité volcanique dans la période permienne. — Le volcan stratifié. — La nappe de granophyre. — Les éruptions fissurales. — Les tufs basaux acides. — La porphyrite à biotite. — Les tufs porphyritiques. — La porphyrite à pyroxène. — Les tufs sur le sommet du Piambello. — La quartzporphyrite. — Le quartzporphyre fluidal du Piambello. — Le tuf conglomératique porphyritique. — La porphyrite à pyroxène et à hornblende. — Le quartzporphyre fluidal du Piambello. — Le tuf conglomératique porphyritique. — granite. — Les actions postvolcaniques. — La masse de granite sous-jacente.

CHAPITRE II.

La géologie historique 197

Le relief du sol prépermien des montagnes gneissiques. — L'effet de l'érosion permien sur les roches volcaniques. — La situation du cône central. — L'effusion fissurale du granophyre. — La direction des fissures. — La transgression werfénienne.

CHAPITRE III.

La tectonique 203

L'anticlinal de Campo di Fiori. — La faille du Valganna. — La cause de cette faille. — L'anticlinal du Mt. Piambello. — L'anticlinal asymétrique de la Poncione. — La faille Ghirla-Brusimpiano. — L'affleurement du Valganasca. — Le horst du Piambello. — Le système des failles NE.-SW. — Le système des failles N.-S.

CHAPITRE IV.

Période quarternaire 210

Les glaciers et leurs moraines. — L'alluvium (les cônes d'éboulis).

DEUXIÈME PARTIE.

La pétrographie.

CHAPITRE V.

Page.

Les schistes cristallins 211

Le gneiss d'injection. — Le paragneiss normal. — Le gneiss de contact.

CHAPITRE VI.

Les tufs 215

A. Remarques générales sur les tufs 215

Les tufs lithiques et les tufs cristallins. — La structure vitroclastique. — La cendre volcanique. — Les tufs terrigènes. — Les tuffites.

B. Les tufs basaux acides 216

La tuffite basale. — Les tufs lithiques. — Leurs minéraux constituants. — Les lapillis. — Leurs inclusion de roches étrangères. Les tufs cristallins.— Leurs minéraux constituants.

C. Les tufs du sommet de Mt. Piambello. 219

Les tufs acides. — Le tuf cristallin porphyritique. — La brèche volcanique porphyritique.

CHAPITRE VII.

La porphyrite à biotite 220

Sa structure. — Ses phénocristaux. — Sa pâte. — Ses minéraux accessoires.

CHAPITRE VIII.

La porphyrite à pyroxène. 221

La roche fraîche. — Sa structure. — Ses phénocristaux. — Ses minéraux accessoires (l'apatite). — Sa pâte.

CHAPITRE IX.

La porphyrite à pyroxène de Marzio et ses tufs 223

Sa structure. — Ses phénocristaux. — Sa pâte. — Ses vacuoles.

CHAPITRE X.

La quartzporphyrite du Mt. Piambello 224

Sa structure. — Ses phénocristaux. — Ses minéraux accessoires.

CHAPITRE XI.

Le quartzporphyre du Mt. Piambello 225

Ses phénocristaux. — Sa texture fluidale. — Ses minéraux accessoires. — Ses inclusions.

CHAPITRE XII.

Page.

Le tuf porphyritique conglomératique 226

Les blocs arrondis de porphyrite. — La pâte. — La formation du tuf. — Son extension. — La généralité de la formation du tuf.

CHAPITRE XIII.

La porphyrite à pyroxène et à hornblende de Tedesco 227

Sa structure. — Ses phénocristaux. — Sa pâte. — Ses inclusions.

CHAPITRE XIV.

Le quartzporphyre fluidal de la Poncione di Ganna 229

Sa structure. — Ses phénocristaux. — Sa pâte. — Sa texture fluidale. — Ses vacuoles.

CHAPITRE XV.

Le granophyre 230

L'extension de la nappe. — Sa structure. — Les agrégats pegmatoïdes. — Les cavités miarolitiques. — Les phénocristaux. (Le quartz, l'orthose, la microcline, la micropertite). — Le second stade de consolidation. — Les minéraux accessoires. — La micropegmatite.

CHAPITRE XVI.

Les filons de microgranite et de granophyre 236

Leurs affleurements. — Les filons de granophyre. — La direction de ces filons. — La fissure de Laki. — Les filons de microgranite. Leurs structure. — Leurs phénocristaux. — Leurs minéraux accessoires (l'allanite). — La structure de la pâte (du verre dévitrifié, sphérolithique, poecilitique, granophyrique).

CHAPITRE XVII.

Les filons de diabase 241

Leur structure ophitique. — Leurs phénocristaux. — Leurs affleurements.

CHAPITRE XVIII.

Les actions postvolcaniques 242

A. Les filons de barytine galénifère 242

Leurs affleurements. — Le minérai et la gangue.

B. L'impregnation de tourmaline 243

La phase pneumatolitique. — La tourmaline.

C. La métamorphose hydrothermale 243

CHAPITRE XIX.

Page.

Les plagioclases déterminés selon la méthode Fédoroff. 243

Le mauvais état de conservation des plagioclases. — Les plagioclases du granophyre. — Leurs macles. — Leurs pourcentages. — La macle de Bavéno de l'orthose. — Les plagioclases des porphyrites. — Leurs macles. — Leurs pourcentages. — Les plagioclases des tufs.

Bibliographie 250

CARTE GÉOLOGIQUE.

du terrain volcanique entre le lago di Lugano et le Valganna.

1 : 25.000.

(les lignes numérotées indiquent les directions des profils).

m = la faille Ghirla-Marzio-Brusimpiano.

p = la faille du Mt Piambello.

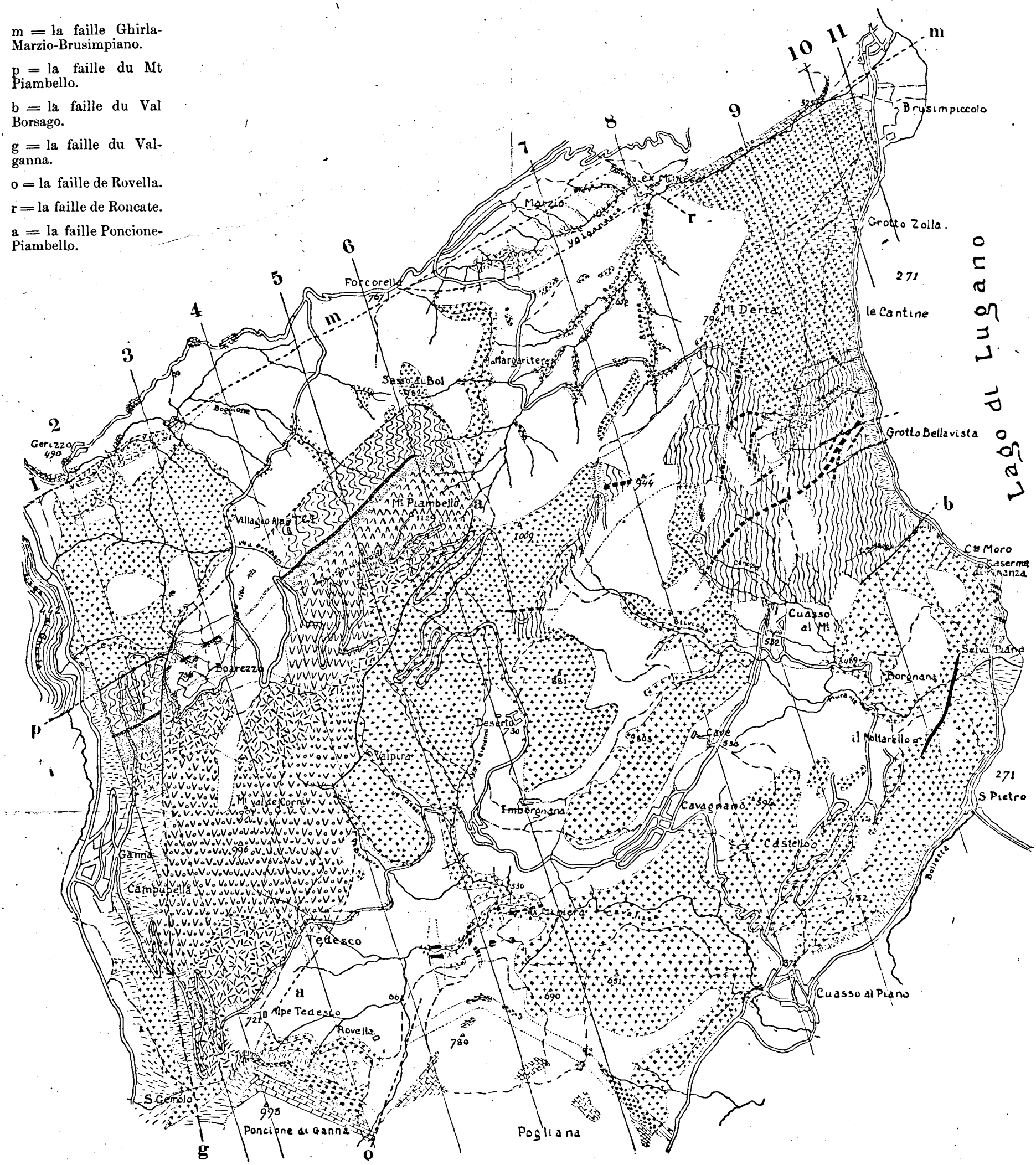
b = la faille du Val Borsago.

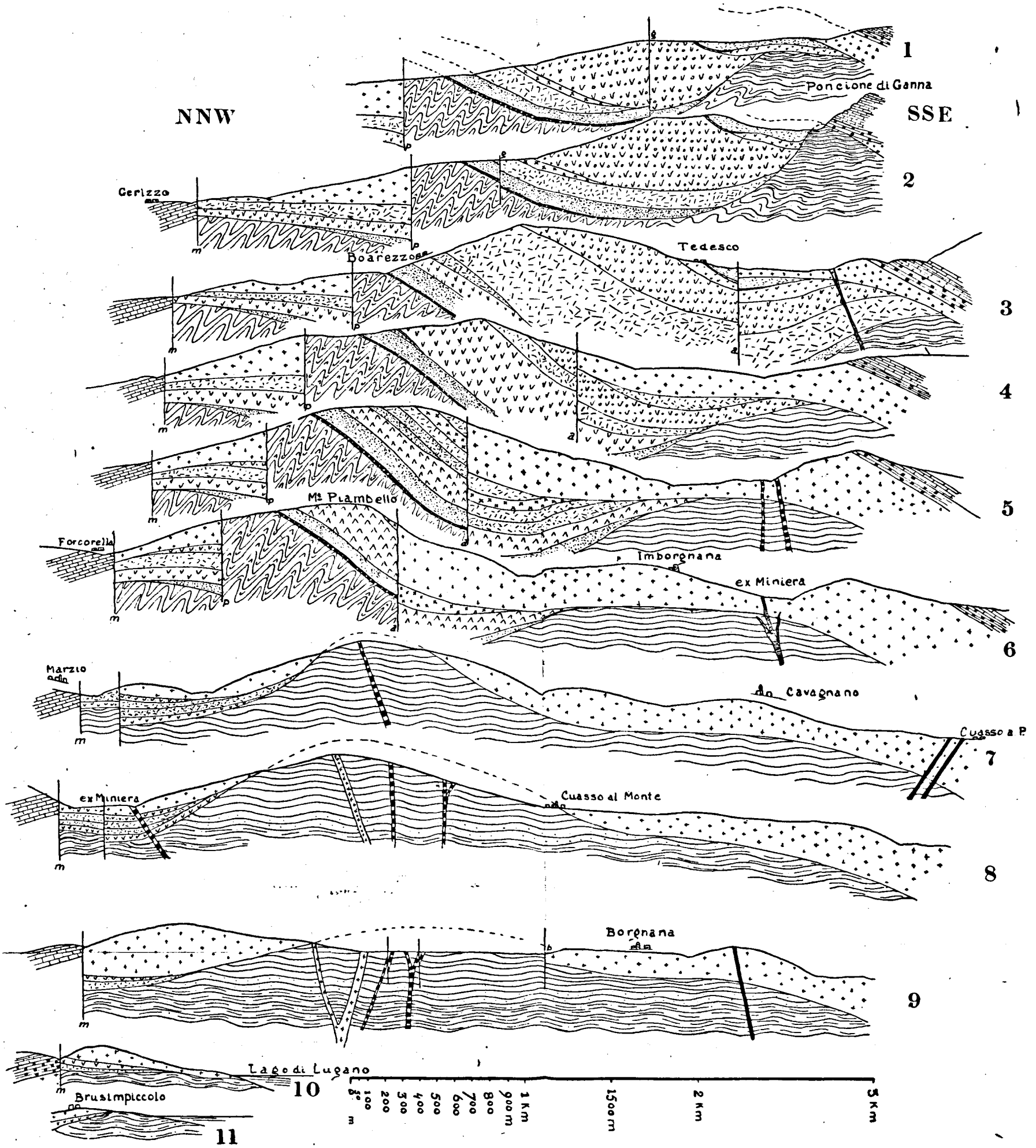
g = la faille du Valganna.

o = la faille de Rovella.

r = la faille de Roncate.

a = la faille Poncione-Piambello.





PROFILS GÉOLOGIQUES.

1 : 25.000.

(les lettres ajoutées aux failles ont le même sens qu'ils ont sur la carte et sur les figures 3 et 4).