

Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft =
Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della
Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 79 (1896)

Vereinsnachrichten: Minéralogie et pétrographie

Autor: [s.n.]

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 29.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Minéralogie et Pétrographie.

Président : M. le prof. L. DUPARC, de Genève.

Secrétaire : M. le Dr LEO WEHRLI, de Zurich.

Baumhauer. Quelques minéraux du Binnenthal (Valais). — L. Duparc. Massif du Mont-Blanc. — Wilhelm Salomon. L'âge des roches granitiques péria-driatiques. — U. Grubenmann. Roches filoniennes de la Tonalite. — C. Schmidt. Clef optique pour l'étude des minéraux translucides en coupes minces.

M. le prof. BAUMHAUER, de Fribourg, fait une communication sur *quelques minéraux du Binnenthal* (Valais), qu'il vient d'étudier, et en particulier sur la Jordanite, la Dufrénoysite, la Rathite, un nouveau minéral découvert par lui, et la Binnite.

Il a constaté que la Jordanite ne cristallise pas, comme von Rath l'admettait, dans le système rhombique, mais dans le système monoclinique, et qu'elle présente un nombre extraordinaire de formes; jusqu'à présent l'on en a constaté 105 différentes. La macle suivant $(10\bar{1})$, qui se répète et est très caractéristique, ne semble pas, d'après des mesures très consciencieuses faites sur un excellent cristal, amener de perturbation dans la position des faces. Les mesures faites sur différentes arêtes de macle ne diffèrent pas, dans la règle, de plus de $\frac{1}{2}$ minute de la valeur obtenue par le calcul, et elles correspondent en partie exactement avec cette valeur. Un cristal particulièrement gros de Dufrénoysite ($2\text{PbS. As}_2\text{S}_3$) présente 24 formes différentes, parmi lesquelles 11 n'ont pas encore été signalées. Les nombreux macrodomes $m\bar{P}\infty$ forment une série ininterrompue, m étant égal à

$\frac{2}{8}$, $\frac{2}{7}$, $\frac{2}{6}$ $\frac{2}{1}$, et il en est de même des brachydomes.

La Rathite cristallise dans le système rhombique avec le rapport des axes $a : b : c = 0.668099.1. 1.057891$; le rapport $c : a$ est semblable à celui de la Dufrénoysite. Voici les angles que forment dans ces deux minéraux un certain nombre de macrodômes avec la base :

	Dufrénoysite.	Rathite.
$\frac{1}{2} \bar{P}\infty (102)$ $39^{\circ}13'$ $38^{\circ}22 \frac{1}{4}'$
$\frac{2}{3} \bar{P}\infty (203)$ $47^{\circ}24 \frac{2}{3}'$ $46^{\circ}33'$
$\bar{P}\infty (101)$ $58^{\circ}50'$ $57^{\circ}43 \frac{1}{2}'$
$2 \bar{P}\infty (201)$ $72^{\circ}58'$ $72^{\circ}28 \frac{1}{2}'$

Les cristaux de Rathite présentent très nettement une structure lamelleuse qui provient probablement de l'alternance de lamelles très minces de deux substances isomorphes ($2\text{PbS. As}_2\text{S}_3 + 2\text{PbS. As}_2\text{S}_5$) et ($2\text{PbS. Sb}_2\text{S}_3 + 2\text{PbS. Sb}_2\text{S}_5$). La teneur en antimoine est de 4.53% pour les cristaux étudiés. M. Baumhauer a constaté, outre la base, 4 brachydomes et 20 macrodomes. Par son aspect extérieur, la Rathite se rapproche du reste beaucoup de la Dufrénoysite.

L'auteur a découvert, pour les cristaux de Binnite, cinq formes nouvelles : deux Hexakistétraèdres positifs $+\frac{\frac{7}{4} 0 \frac{7}{5}}{2} - \frac{1}{2} (754)$ et $+\frac{\frac{7}{3} 0 \frac{7}{4}}{2} = \frac{1}{2} (743)$, un Hexakistétraèdre négatif $-\frac{9 0 \frac{9}{4}}{2} = \frac{1}{2} (9\bar{4}1)$, un cube pyramidé $\infty 03 (103)$ et un Deltoïddodékaèdre négatif $-\frac{\frac{3}{2} 0}{2} = \frac{1}{2} (3\bar{3}2)$. Les faces de l'Hexakistétraèdre $\frac{1}{2} (754)$ sont particulièrement développées et coupent les crêtes entre

$+\frac{2}{2}\frac{0}{2}\frac{2}{2}\frac{1}{2}=(211)$ et $+\frac{\frac{3}{2}0}{2}=\frac{1}{2}(332)$. L'angle formé par les faces (754) et (332) est, d'après les mesures de M. Baumhauer, de $8^{\circ}34'$, celui formé par les faces (754) et (111) est, d'après les mêmes mesures, de $13^{\circ}8\frac{1}{2}'$. D'après le calcul, ces deux angles devraient être de $8^{\circ}34'33''$ et de $13^{\circ}9'57''$.

Un phénomène intéressant à constater ici, ce sont les figures de corrosion naturelles que présentent un grand nombre de cristaux de Binnite, et il faut remarquer en particulier que les faces des deux Triakistétrahédres dérivés de l'Ikositétrahédre (211) se comportent de façon absolument différente; tandis que les faces de $\frac{1}{2}(211)$ sont très peu attaquées par la substance corrosive et représentent par conséquent des faces de corrosion minimum, celles de $\frac{1}{2}(2\bar{1}1)$ sont couvertes de figures de corrosion pyramidées et représentent des faces de corrosion maximum. Il est vraisemblable que les 12 lignes perpendiculaires chacune aux deux faces parallèles de (211) représentent des directions polaires dans le cristal, suivant lesquelles la substance du cristal oppose une résistance maximum et inversement minimum à la substance corrosive, dont du reste nous ne connaissons pas la nature.

M. Baumhauer montre, pendant sa communication, une série de préparations particulièrement caractéristiques de cristaux corrodés d'Apatite, de Néphéline, de Dolomie, de Zinnwaldite, de Leucite et de Boracite.

M. le prof. L. DUPARC résume les recherches qu'il

poursuit depuis plusieurs années sur le *massif du Mont-Blanc*, recherches qu'il termine en ce moment.

Il sera, vu l'étendue du sujet, nécessairement bref et se bornera à des considérations générales, sans entrer dans les détails de la pétrographie du massif.

L'amygdale du Mont-Blanc est formée, comme on le sait, par un noyau granitique s'ouvrant en boutonnière au milieu des micaschistes.

Le granit, qui porte depuis longtemps le nom de protogine, s'y présente sous des aspects fort divers. Tandis que sur les deux grandes lignes de sommets qui constituent les Grandes-Aiguilles de Chamounix et celles qui dominent le val Ferret suisse et italien, cette protogine est absolument granitique au sens strict du mot; dans la dépression centrale, comme aussi vers l'extrémité septentrionale et sur le flanc nord-ouest du massif, ce granit passe graduellement à une roche granitique à énormes plages feldspathiques, distribuées sans ordre, qui, progressivement, s'orientent parallèlement et communiquent à la roche un aspect plus ou moins gneissique. Par une série de variétés intermédiaires, cette dernière roche passe enfin à de véritable gneiss (protogine gneiss).

Ce passage graduel se fait latéralement comme aussi dans le sens vertical. On peut le suivre sur une coupe transversale du massif, ou bien dans le dôme intrusif qui, à l'arête du Brouillard, est encore couvert d'une calotte schisteuse, ou encore sur les parois verticales qui dominent certaines coupures transversales du massif.

Au microscope, les différences macroscopiques signalées persistent; et tandis que dans le type granitique tout le quartz forme des plages qui moulent les autres éléments, dans celui à gros cristaux feldspathiques, au con-

traire, une partie du quartz passe à l'état de quartz grenu polyédrique fort distinct des esquilles résultant de l'écrasement dynamométamorphique du quartz granitique. Cette tendance s'exagère de plus en plus dans les variétés franchement gneissiques. En outre, dans ces dernières, le microscope montre encore des parcelles d'une roche schisteuse cristalline dans laquelle les éléments granitiques paraissent s'être développés.

Des fragments, souvent de grande dimension, d'un schiste noirâtre criblent parfois la protogine; ils se rencontrent tout particulièrement dans le type à grandes plages feldspathiques que j'appellerai désormais « pegmatoïde », notamment dans les variétés qui passent aux gneiss.

La schistosité marquée que gardent certaines de ces enclaves, contraste avec la disposition en bancs grossiers de la protogine qui les contient. Dans ces enclaves, on voit se développer localement d'énormes glandules feldspathiques isolées, accompagnées de quartz grenu plus ou moins abondant.

La protogine, en de nombreux points, est percée par des filons d'une granulite évidemment plus jeune, car elle empâte en certains endroits des blocs de protogine. Ces granulites abondent sur le versant italien du massif. Elles paraissent avoir utilisé une série de cassures parallèles qui s'y développent.

Leur structure est d'ailleurs banale, elles renferment parfois du grenat ou de la tourmaline, et toujours beaucoup de microcline. Elles passent sur certains points à de superbes pegmatites, voire même à des micropegmatites.

Ces granulites sont plus jeunes que les apophyses gra-

nulitiques émises par le culot protoginique dans les schistes encaissants. Elles recoupent, en effet, ces dernières, comme on peut le voir sous l'Aiguille des Charmoz.

Les granits et les granulites ne sont point les seules roches éruptives que l'on rencontre dans le massif du Mont-Blanc. Les microgranulites à deux temps de consolidation y forment aussi une zone puissante, qui flanque la protogine sans discontinuité du Catogne au col du Greppillon, et sur laquelle le lias vient à son tour s'appuyer.

Elle comprend une bonne partie du Catogne; passe par l'extrémité de l'arête de la Bréya, le col du Châtelet, l'Amone, la Maya, et finit brusquement au col du Greppillon. Leur continuation directe doit être recherchée dans le Mont-Chétif et la Montagne de la Saxe, où Zaccagna les a prises pour des quartzites permians. Elle s'adosse dans ces montagnes à un noyau granitique absolument identique d'ailleurs à la protogine du versant sud du massif du Mont-Blanc.

Le Mont-Chétif et la Montagne de la Saxe doivent donc être séparés de la zone du Briançonnais, qui passe plus à l'est.

Ces microgranulites renferment plus ou moins de quartz et de feldspath dans la première consolidation, leur pâte est microgranulitique, parfois même globulaire; les sphérolithes feldspathiques s'y rencontrent rarement.

Le contact de ces roches avec la protogine est franc, probablement mécanique; il n'y a jamais passage graduel d'une roche dans l'autre, comme l'a prétendu Gerlach. Parfois, au contact, on trouve une roche qui renferme des galets de protogine, très souvent des mica-schistes ou des amphibolites.

L'âge de ces microgranulites est difficile à préciser. On en trouve de nombreux galets dans un conglomérat sporadique qui s'appuie directement sur celles-ci et qui supporte le lias.

Les *roches cristallines* qui enveloppent le massif sont des *micaschistes* profondément modifiés par l'injection due aux innombrables filons de granulite qui les criblent de toutes parts. La prétendue auréole gneissique qui succède directement à la protogine n'est autre chose qu'un horizon plus granulitique dans le voisinage immédiat de la roche éruptive. D'ailleurs cette granulitisation amène les alternances les plus singulières en apparence; l'analyse chimique, comme le microscope, permettent de suivre pas à pas toutes les transformations subies par le schiste primitif sous l'influence de la granulite, et la naissance de faux gneiss par la granulitisation quasi complète de certains bancs.

Le type basique est représenté par les *Amphibolites* qui forment plusieurs traînées dans les micaschistes. Ce sont des agrégats grenus ou bacillaires de nature compacte; comme les micaschistes d'ailleurs, elles sont presque toujours plus ou moins injectées par la granulite, et cette injection, en les feldspathisant, et en modifiant les propriétés de l'amphibole, les fait passer à des pseudo-syénites ou diorites, voire même à des granulites amphiboliques.

En effet, certains gros filons de granulite qui pénètrent à l'emporte-pièce dans les amphibolites se chargent d'amphibole en résorbant leurs salbandes. Ils renferment encore des blocs d'amphibolite, incomplètement assimilés. On peut alors facilement suivre sur ces derniers les modifications apportées par la granulite.

Dans le massif du Trient, les amphibolites sont accompagnées par des *Eclogites*, belles roches riches en minéraux. Celles-ci, vu leur compacité, résistent mieux à l'injection que les amphibolites, elles ne renferment que peu ou pas d'orthose, et quelques lentilles isolées de quartz grenu.

Dans le manteau cristallin de la protogine, on trouve encore, pincés en synclinaux aigus, quelques lambeaux de roches détritiques appartenant au houiller, qui sont évidemment ici en pseudo-concordance. Ce sont des grès et des schistes noirs; les deux principaux sont le synclinal du Mont-Jovet, et celui des Aiguilles-Grises au centre même du massif, fait en contradiction formelle avec l'opinion énoncée récemment par M. Haug. Peut-être faut-il faire rentrer dans la même formation certaines roches encore nettement détritiques, mais plus fortement dynamométamorphiques, que l'on rencontre en certains points du massif.

En terminant, M. le prof. Duparc résume synthétiquement ses vues sur les étapes successives parcourues par le massif du Mont-Blanc dans son évolution orogénique.

Les premiers plissements qui esquissèrent le relief primitif du Mont-Blanc sont de date très ancienne, quoi qu'en disent certains auteurs. Ils remontent, selon toute vraisemblance, aux ridements huroniens et calédoniens, et eurent comme conséquence directe la pénétration de la roche de profondeur dans le ridement qui s'ébauchait progressivement, pénétration qui s'effectuait avec résorption partielle de la couverture cristalline, principalement dans les lignes anticlinales, et modification subséquente de la roche de profondeur par endomorphisme.

La chaîne des Grandes-Aiguilles, ainsi que la barre de

sommets qui domine le val Ferret, représentent deux lignes anticlinales de ce ridement primitif, dont l'érosion tertiaire a fait disparaître la couverture schisteuse. Les deux culots de protogine granitoïde que l'on y voit actuellement, représentent des parties profondes de ces anticlinaux dénudés.

La région centrale du massif, au contraire, forme dans son ensemble un grand synclinal avec plissements secondaires, incomplètement résorbé, et présentant tous les stades de la granitisation. Les différentes variétés de protogines dont il a été question en sont la conséquence ; elles deviennent de plus en plus granitoïdes et moins endomorphiques dès que l'on s'éloigne de plus en plus des restes de la couverture cristalline, pour pénétrer dans les régions profondes des anticlinaux primitifs.

C'est également à cette époque que remontent les innombrables apophyses qui injectent les flancs du massif.

Quant aux granulites et pegmatites filoniennes qui traversent la protogine, elles sont incontestablement postérieures, et leur venue coïncide probablement avec un événement tectonique. Il est aussi impossible de préciser leur âge exact que celui de la protogine ; comme celle-ci, on peut affirmer simplement qu'elles ont précédé le houiller, dans les conglomérats duquel elles se rencontrent en galets. En tout cas l'émersion d'une grande partie de la zone du Mont-Blanc à l'époque houillère est actuellement chose acquise ; et si les nombreuses discordances du carbonifère que l'on a observées dans la première zone alpine ne suffisaient pas à convaincre les sceptiques, la nature paléontologique et surtout pétrographique des dépôts carbonifères de la zone du Mont-Blanc, fournirait des arguments irréfutables.

Le ridement hercynien plissa une première fois les dépôts carbonifères dans les terrains cristallins du massif du Mont-Blanc. Ici se pose la question de l'origine des microgranulites du val Ferret. Les études que j'ai poursuivies sur les conglomérats houillers m'ont démontré que les galets de microgranulites y sont excessivement rares. Au contraire, dans le conglomérat du val Ferret, les galets de microgranulite abondent. L'âge de ce conglomérat est indéterminé il est vrai, mais il n'est en tout cas plus ancien que le lias sous lequel il se trouve. Ceci joint à ce que l'on sait des microgranulites en général dans la zone du Mont-Blanc, ferait penser que ces dernières appartiennent probablement à la fin du carbonifère ou peut-être au permien.

Le ridement hercynien fut suivi de l'affaissement du massif qui ramena durant l'ère mézozoïque et une partie de l'ère tertiaire, la mer sur un territoire qui était resté longtemps émergé. Les divers dépôts sédimentaires s'y succédèrent selon toute vraisemblance, sans grand accident et sans discontinuité. Puis le ridement alpin replissa tout le complexe et émergea définitivement le massif. C'est sans doute de cette époque que datent le laminage de la protogine, et en partie les phénomènes dynamo-métamorphiques intenses que montrent les différentes roches du Mont-Blanc. Cette émergence fut bientôt suivie de la dénudation puissante qui, non seulement a fait disparaître la couverture sédimentaire du massif, mais encore a entamé profondément le cristallin des ridements paléozoïques. La dénudation de la protogine date en grande partie de cette époque, car cette roche est encore rare dans le houiller à l'état de galet, et l'on peut affirmer que lorsque cette dénudation sera plus complète, elle fera

disparaître complètement le synclinal central et transformera tout le massif en un culot compact de protogine granitique.

M. Wilhelm SALOMON, de Pavie, rapporte sur *l'âge des roches granitiques périadriatiques*.

Avec Taramelli et Suess, l'auteur désigne sous le nom de bassin d'effondrement périadriatique, la région étendue qui entoure le nord de l'Adriatique et qui s'est affaissée par rapport aux montagnes environnantes. Cette région est bornée à l'ouest, par le lac de Garda et l'Adamello et, plus au nord, par la ligne des « Giudicarie » ; elle s'étend jusqu'au granite de Meran, comprend encore les dolomies des environs de Bozen et s'étend de là très loin à l'est. Elle est entourée par une longue ceinture de roches intrusives qui tantôt constituent de puissants massifs centraux, tantôt forment de minces filons dans les roches sédimentaires et prennent alors une structure porphyrique.

Suess a reconnu déjà les affinités de ces roches entre elles du moins pour la partie occidentale de notre région, l'Adamello, le massif de l'Iffinger et de Brixen et la masse de Antholz, et a donné à toute cette zone le nom d'*arc granitique du Tyrol méridional*. En se basant sur la position topographique des différents massifs, sur leur forme, leurs conditions de gisements, leur nature pétrographique et d'autres données encore, l'auteur croit pouvoir faire rentrer en outre, dans cette zone de Suess, les porphyrites tonalitiques de l'Iselthal dans le Tyrol, celles de Polinik et de Praevali en Carynthie, les granits grenus et les tonalites schisteuses d'Eisenkappel et de Schwarzenbach, en Carynthie également, et les

roches granitiques ou porphyriques du Bachergebirge en Steiermark. Toutes ces roches doivent se rapporter aux masses intrusives de l'ouest et avoir le même âge. L'auteur donne par suite le nom d'*arc marginal périadriatique*, (Periadriatischer Randbogen) à cette longue chaîne de roches intrusives qui s'étend depuis la Lombardie presque jusqu'en Hongrie et comprend des granits, des adamellites, des diorites micacées quartzifères et des tonalites. Tandis que l'Adamello et le massif de l'Iffinger conservent la direction du lac de Garda, les massifs du centre sont alignés et allongés suivant une ligne est-ouest et le Bachergebirge prend à peu près la direction des Alpes dinariques.

Dans l'intérieur de ce grand arc, l'on trouve une série de roches granitiques: les diorites micacées quartzifères et les norites de Klausen et de Lüssen, le granite de Cima d'Asta, les granites et les monzonites de Fassa et de Fleims. Quoique ces masses éruptives ne présentent pas dans leur répartition topographique de rapport bien net entre elles ou avec les roches de l'arc périadriatique, l'idée d'un rapprochement paraît ici si plausible que plusieurs auteurs ont fait rentrer au moins une partie d'entre elles dans la ceinture granitique qui nous occupe. C'est ainsi que Richthofen et Suess considèrent les granits de Brixen et de la Cima d'Asta comme similaires et contemporains, datant tous deux du carboniférien et, d'après les mêmes auteurs, les massifs de l'Adamello et de Klausen seraient les roches intrusives correspondant aux porphyres quartzifères de Bozen. De même Becke, qui admit le premier que les porphyres de l'Iselthal, du Polinik, du Bachergebirge et de Praevali sont la prolongation des massifs des Rieserferner, s'est

aussi prononcé pour l'origine commune des massifs internes et des massifs périphériques.

Pour fixer maintenant l'âge maximum des roches en question, nous avons une série de données sur lesquelles nous nous fondons. En examinant tout d'abord les roches sédimentaires à leur contact avec les masses endogènes, l'on constate que toutes celles qui se trouvent en contact primaire avec un massif important, ont subi un métamorphisme plus ou moins intense. Les sédiments métamorphisés les plus récents appartiennent, pour le massif de l'Adamello et du Val d'Avisio, à l'horizon triasique de l'*Halobia Lommeli*. A Klausen, dans le massif des Rieserferner, à Eisenkappel et dans le massif de l'Asta, ce sont des schistes cristallins et des phyllades qui sont les formations métamorphisées les plus récentes. A Meran, les derniers sédiments métamorphisés, d'après Grubenmann, semblent appartenir au trias.

Ces données, fournies par le métamorphisme de contact, sont complétées par celles que nous fournissent les filons et les inclusions des roches sédimentaires dans les masses endogènes. Teller et Dreger ont signalé des apophyses du granite du Bachergebirge dans les schistes cristallins, Dölter en signale dans les phyllades. Les filons de Praevali traversent, d'après Teller, tout le trias et même les calcaires à *Aptychus* du jurassique supérieur. Le granite de Eisenkappel, d'après Suess et Dreger, renferme des fragments de phyllades.

Pour obtenir maintenant l'âge minimum que peuvent avoir nos roches granitiques, il nous faut étudier les cailloux et autres débris de celles-ci que renferment les sédiments. Or, l'on n'a jamais trouvé aucun caillou de ces roches dans des dépôts antérieurs à l'époque tertiaire,

sauf pour les diorites de Klausen dont nous reparlerons plus loin.

Nous pouvons aussi obtenir des données sur l'âge minimum, par l'étude des dislocations produites par les failles dans nos régions granitiques. Nous savons que la ligne de fracture des « Giudicarie » a amené un déplacement de la partie nord-est de l'Adamello et de la partie sud-ouest du massif de l'Iffinger. La fracture de Valsugana a amené dans le voisinage de Malga Orenna le granit d'Asta en contact secondaire avec des calcaires mésozoïques qui n'ont pas subi trace de métamorphisme. Or, comme les derniers mouvements qui ont eu lieu le long de ces deux lignes de fracture sont postéocènes, nos roches granitiques doivent être au moins d'âge éocène.

C'est encore la faille de Villnöss qui nous fournit les données les plus intéressantes. En effet, cette fracture, qui a déjà été étudiée en détail par Mojsisovics, traverse et disloque dans sa partie orientale le Néocomien et des dépôts peut-être postérieurs au crétacique inférieur. Vers l'ouest, elle limite au nord la diorite du Vildarthal; or, le contact ici est un contact primaire, la diorite métamorphisant les schistes voisins, comme Teller l'a montré d'une façon magistrale. Par conséquent, à moins que l'on ne veuille admettre que la faille ait joué, à des époques complètement différentes, dans sa partie orientale et dans sa partie occidentale, ce qui paraît peu vraisemblable, il faut reconnaître que la venue de la diorite de Klausen a dû se faire au plus tôt dans le crétacique. Il est vrai que l'on croit avoir trouvé dans les conglomérats du Verrucano, sous le porphyre de Bozen, des cailloux de diorite du type de Klausen. Mais Teller et von John n'ont jamais prétendu que ces cailloux fussent

identiques à la dite diorite et M. von John lui-même m'a assuré ne pas considérer la diorite de Klausen, comme plus ancienne que la tonalite de l'Adamello ou celle de Brixen, qui sont au plus d'âge triasique.

Löwl a essayé une autre méthode pour déterminer l'âge des roches que nous étudions. Il a signalé le fait que dans la partie nord de l'Adamello et dans le massif de l'Iffinger et des Rieserferner, les schistes sont fréquemment disposés parallèlement à la surface de contact et forment même des voûtes régulières au-dessus de la roche éruptive; et il en a conclu que la venue endogène s'est produite avant le premier plissement alpin dans cette région, c'est-à-dire avant la période permienne ou même avant la période carboniférienne.

Mais j'ai réussi à prouver d'une façon certaine que, même dans la partie de l'Adamello où cette disposition des schistes existe, la tonalite est plus récente que le premier plissement alpin, et l'argument de Löwl ne peut donc avoir aucune valeur.

La dernière méthode utilisable ici, est celle qui consiste à étudier la répartition et les variations du facies des sédiments dans le voisinage de nos massifs. Cette étude ne nous fournit qu'un résultat négatif. Les différences de facies de certaines parties du secondaire s'expliquent fort bien par l'âge ancien des premiers mouvements le long de la faille des « Giudicarie ». En outre, l'on ne connaît ni dans la région de l'Adamello ni dans une partie quelconque de la dépression périadriatique aucun changement de facies, aucune interruption dans l'extension horizontale d'une formation, ni aucun dépôt renfermant des débris de nos roches granitiques qui nous permettent d'admettre que ces roches soient apparues à la surface avant l'ère tertiaire.

Ces données une fois posées, considérons maintenant séparément l'arc granitique périphérique et les massifs internes. Si nous faisons rentrer dans l'arc périphérique les porphyrites tonalitiques de Praevali, comme de bonnes raisons nous permettent de le faire, nous devons admettre que les venues endogènes des différents massifs ont dû se produire après la période jurassique pendant le crétacique ou le tertiaire. Pour ceux qui, au contraire, ne feraient pas rentrer la porphyrite tonalitique de Praevali dans l'arc périphérique les roches endogènes de celui-ci ne peuvent pas être plus anciennes que le trias supérieur, à moins que l'on ne considère la similitude de caractère de ces différentes roches comme un pur effet du hasard. Et même l'on n'a aucune raison d'admettre, comme on le fait généralement, que ces roches soient plutôt triasiques que jurassiques, crétaciques ou tertiaires.

Pour les massifs internes, il n'est pas possible de prouver leur origine commune, quoique celle-ci soit très vraisemblable. Ceux qui admettent cette communauté d'origine doivent placer la venue des roches de ces massifs après la période de dépôt du néocomien, c'est-à-dire dans le crétacique supérieur ou l'éocène, et doivent par conséquence rejeter l'hypothèse d'une origine commune entre les roches granitiques du Val d'Avisio et les coulées porphyriques du trias. Ceux qui n'admettent pas une communauté d'origine pour les différentes roches des massifs internes, n'ont malgré cela, aucune raison de considérer comme l'époque de venue de ces roches, l'époque la plus ancienne possible, c'est-à-dire le trias supérieur. L'on pourra seulement dire que le granit de la Cima d'Asta a fait intrusion après la formation des phyllades, la diorite de Klausen après la formation du

néocomien et les roches du Val d'Avisio, après la formation des couches à *Halobia Lommeli*, et que toutes ces roches existaient déjà avant le dépôt des couches de l'éocène moyen. Mais si l'on considère toutes les données énumérées jusqu'ici à un point de vue plus général et qu'on en cherche l'explication au moyen d'une hypothèse qui ne paraît pas invraisemblable, l'on arrive à dire ceci: La venue des roches éruptives de l'arc périadriatique et de celles des massifs placés au centre du bassin d'effondrement s'est faite en même temps et pour la même cause, probablement parce que le sol du bassin d'effondrement s'affaissant dans son ensemble, a pesé sur le magma fluide sous-jacent et l'a obligé ainsi à pénétrer soit autour, soit au centre du bassin entre les couches les plus anciennes. C'est un phénomène tout à fait analogue qui a amené la formation des volcans de l'Italie méridionale dans l'intérieur d'un bassin d'effondrement aujourd'hui recouvert par la mer; il en est de même pour les roches éruptives de Hongrie dans l'intérieur de l'arc surélevé des Carpathes. La seule différence consiste en ce que dans le bassin d'effondrement périadriatique, les venues endogènes n'ont pas atteint la surface mais sont restées dans les profondeurs.

L'époque de la venue des roches granitiques périadriatiques me paraît être comprise entre la formation du néocomien et celle de l'éocène moyen, et ceci d'après les données que nous a fournies l'étude de la région de Klausen. Si l'on devait prouver dans la suite que les roches de Klausen ont une origine différente de celle des autres roches périadriatiques, soit marginales, soit centrales, celles-ci n'en resteraient pas moins, d'après ce que nous savons de la porphyrite tonalitique de Praevali,

plus récentes que le jurassique, et par conséquent crétaciques ou éocènes.

M. le prof. U. GRUBENMANN présente une communication sur les *roches filoniennes de la Tonalite*. Il passe en revue les principales associations minérales, ainsi que les différentes structures que présentent ces roches intéressantes.

Ces roches sont différents types porphyriques en relation avec la Tonalite des environs de Meran.

L'on y distingue :

1° Une porphyrite quartzifère à mica noir formant deux variétés différentes. Elle semble, d'après ses caractères microscopiques, correspondre à un type d'épanchement de la Tonalite du massif d'Ulten ; elle est caractérisée en partie par la présence de quartz globulaire typique.

2° Une porphyrite dioritique sans quartz et une porphyrite dioritique quartzifère ou « Töllite », qui se rencontrent surtout dans la Töll, au milieu d'une variété gris verdâtre et brune des schistes qui enveloppent la Tonalite.

3° Une Tonalite à structure pegmatitique qui s'injecte en quantité considérable dans les mêmes schistes que les roches précédentes et qui est surtout abondante sur le Marlingerberg. Des mouvements postérieurs à sa venue ont fait subir un dynamométamorphisme intense soit aux filons eux-mêmes, soit à la roche ambiante.

Pour montrer en détail la structure microscopique de ces différentes roches, M. Grubenmann a fait passer sous les yeux de l'assistance une série de coupes minces.

M. le prof. C. SCHMIDT, de Bâle, présente à la Section une « clef optique pour l'étude des minéraux translucides en coupes minces » (*Optischer Schlüssel zur Untersuchung der Dünnschliffe pellucider Mineralien in polarisiertem Licht zwischen gekreuzten Nicol's*), qui a été imprimé d'après le manuscrit en juin 1896. Ces tabelles, destinées aux étudiants, contiennent : 1° Les observations d'après lesquelles on détermine le système cristallographique d'un minéral, soit en lumière parallèle, soit en lumière convergente ; 2° les observations nécessaires pour déterminer la nature même des minéraux. L'on y trouve en outre, énoncées successivement, les méthodes à employer : 1° pour tous les minéraux ; 2° pour les minéraux biréfringents ; 3° pour les minéraux à un axe optique ; 4° pour les minéraux à deux axes optiques ; 5° pour les minéraux rhombiques ; 6° pour les minéraux monosymétriques ; 7° pour les minéraux asymétriques.
