

Ueber den metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca im Susa-Tale.

Von

Ferruccio Zambonini in Neapel.

Mit Taf. VI—IX.

Die Rocca Bianca ist ein Berg, welcher im Susa-Tale, in der Nähe des kleinen Dorfes Chiavrie, am linken Ufer der Dora Riparia liegt. Der Berg und seine Umgegend bestehen aus einem metamorphosierten Gabbro, welcher in sehr schöne Prasinite übergeht. In der Umgegend besitzen die Serpentinesteine mit Granatitknoten und -Linsen eine bedeutende Mächtigkeit.

Trotz den Studien FRANCHI'S¹ und MANASSE'S² ist die Metamorphose von Gabbrogesteinen in Prasinite nicht in allen ihren Einzelheiten vollkommen bekannt und über alles mangelhaft sind die Kenntnisse, welche wir über die chemische Seite dieser merkwürdigen Metamorphose besitzen. Aus diesen Gründen schien es mir, daß eine Untersuchung der metamorphosierten Gabbro und der entstandenen Prasinite der Rocca Bianca vielleicht nicht nutzlos wäre. Das nötige Material wurde im Herbst 1904 gesammelt.

¹ Notizie su alcune metamorfosi di eufotidi e di diabasi nelle Alpi occidentali. Boll. R. Com. geol. ital. 1895. p. 181. — Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione Ligure-Alpina occidentale. Ibid. 1902.

² Le rocce della Gorgona. Mem. Soc. Tosc. di Sc. Nat. in Pisa. 1904. 20. 19.

Der wegen der Anwesenheit des Diallag noch gut erkennbare Gabbro ist im Gebiet der Rocca Bianca wenig ausgedehnt, während die Prasinite sehr mächtig sind; in der Nähe der Chiodo genannten Lokalität enden sie im Kontakt mit dem Serpentschiefer.

Der metamorphosierte Gabbro ebenso wie die Prasinite zeigen innige Kontakte mit einigen Talkaktinolithschiefern, welche vorwiegend aus Talk mit seinen gewöhnlichen Eigenschaften und aus einem chromhaltigen Aktinolith bestehen. Letzterer bildet auch große prismatische Krystalle (bis 20 mm nach c), welche außer $\{110\}$ sehr häufig $\{010\}$ und dagegen sehr selten $\{100\}$ zeigen. Die Farbe ist grün, etwas ins Smaragdgrüne fallend, in den Dünnschliffen sehr hellgrün. Der Pleochroismus ist:

- a = sehr hellgelb, fast farblos,
- b = sehr hellgrün,
- c = sehr hellgelblichgrün.

c : c $18\frac{1}{2}^{\circ}$ auf (010) und $11\frac{1}{2}^{\circ}$ auf (110). Diese Talkaktinolithschiefer enthalten ferner auch Titanitkörnchen, einige kleine Feldspatelemente, wenig Chlorit, etwas Pyrit, einige Muscovitblättchen, eisenhaltige Veränderungsprodukte usw.

Die am wenigsten umgewandelten Gabbros, welche an der Rocca Bianca noch existieren, sind durch Gesteine repräsentiert, welche aus einer weißen Masse bestehen, in welcher man deutlich kleine Prismen von Zoisit oder Klinozoisit erkennt, und aus welcher reichliche Diallagindividuen hervortreten, welche entweder vollkommen unverändert oder mehr oder weniger uralitisiert sind. Der weiße Teil des Gesteins hat sehr häufig ein zuckeriges Aussehen, eine Erscheinung, welche man oft in der Metamorphose der Feldspate der Eruptivgesteine der piemontesischen Alpen beobachtet; schon GASTALDI¹ erwähnte den „körnigen“ Feldspat des metamorphosierten Gabbro des Rocco di Pianezza; BARETTI und NOVARESE² haben das zuckerige Aussehen des Feldspat der Diorite der Täler von Cogne und Valsavaranche beschrieben usw. Der Diallag ist gewöhnlich von sehr hellgrünlichgrauer Farbe, manchmal

¹ Appunti sulla geologia del Piemonte. Torino 1853. p. 7.

² NOVARESE, Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche (Alpi Graie). Boll. R. Com. geol. d'Italia. 1894. p. 277.

ist die Farbe etwas dunkler. Die Diallagindividuen haben sehr verschiedene Größe: bald findet man nur isolierte Individuen, welche von wenigen Millimetern bis zu einigen Centimetern in der Richtung der *c*-Achse gehen, bald dagegen Vereinigungen von Diallagindividuen in ganz unregelmäßiger Verwachsung. An einigen Gesteinsproben bemerkt man neben dem Diallag unregelmäßige Individuen eines hellgrünlichen, manchmal grasgrünen, glanzlosen Gemengteils, welche als Smaragdit betrachtet werden könnten, während sie nur aus bald unverändertem, bald schon mehr oder weniger uralitisierem Pyroxen bestehen. Schon DÜLL¹ hat darauf aufmerksam gemacht, daß der Smaragdit einiger Gabbros Pyroxen ist. Ähnliches hat KLOOS² im Gabbro von Ehrberg beschrieben.

U. d. M. erscheint der Diallag entweder unverändert oder hier und da etwas in Chlorit und Serpentin umgewandelt; einige große Individuen sind an einem Ende in eine trübe, feine Substanz, welche sehr wenig auf polarisiertes Licht einwirkt, und in Calcit umgewandelt, während sie am anderen Ende uralitisiert sind. Seltener sind in diesen Gesteinen Individuen, welche in einen Filz von Amphibolnadelchen und Chlorit, zwischen welchen etwas Zoisit und Epidot liegt, vollständig umgeändert sind. Der Diallag enthält manchmal sehr kleine Zoisit- und Epidotkörner, sowie ein Mineral, welches nach seinen optischen Eigenschaften ein Feldspat zu sein scheint. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine beginnende Feldspatisierung, von welcher später die Rede sein wird. Die großen Diallagindividuen sind an einigen Stellen genau isorientiert, manchmal dagegen gebogen und zerdrückt. An den Schliften // (010) fand ich $c:c = 40^{\circ} - 41^{\circ}$, selten 42° am helleren Diallag, 42° ca. am dunkleren: $\gamma - \alpha = 0,030$. Der Diallag zeigt oft dünne Querkanäle, welche auch 0,5 mm Breite erreichen und vorwiegend mit Chlorit erfüllt sind. Dieselben Kanäle bemerkt man zwischen den großen Diallagindividuen; sie sind dann durch Chlorit (manchmal sehr zurück-

¹ Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. Geognostische Jahreshfte. München 1902. p. 23 d. Sonderabdr.

² Studien im Granitgebiet des südlichen Schwarzwaldes. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. III. 1885. p. 1.

tre tend), Zoisit und Epidot erfüllt. Letzterer bildet für sich in diesen Kanälen nur selten Kristalle, häufiger sind jene, welche aus Zoisit und Epidot in verschiedenartigen Verwachsungen bestehen; gewöhnlich ist der Zoisit vorherrschend und der Epidot bildet nur den Rand. Auf Grund der Doppelbrechung müßte man schließen, daß der mit dem Zoisit verbundene Epidot viel eisenärmer ist als jener, welcher für sich Kristalle oder Körner bildet. Je nachdem diese Kanäle sich dem weißlichen Teil des Gesteins nähern, werden sie an kleinen Amphibolnadeln reicher.

Der weiße Teil dieser metamorphosierten Gabbro zeigt u. d. M. Charaktere, welche jenen der typischen Prasinite sehr ähnlich sind; er besteht aus einem Plagioklas, Amphibol, Chlorit, Epidot, Zoisit und Klinozoisit.

Von dem ursprünglichen Plagioklas existiert keine Spur mehr, jetzt ist dieser Gemengteil durch Individuen verschiedener Größe ersetzt, welche fast niemals verzwillingt sind, polysynthetische Zwillinge fehlen ganz. Es handelt sich um Albit oder um diesem sehr nahestehende Glieder, wie die Auslöschungsschiefe ($A_M = +18^\circ$) und die Brechungsexponenten

$$\alpha' < n, \quad \gamma' > n$$

zeigen, welche durch Vergleich mit einer geeignet verdünnten THOULET'schen Lösung ($n = 1,536$) bestimmt wurden. Dieser Plagioklas enthält, wie es für den Albit aus den Prasiniten der Fall ist, zahlreiche Einschlüsse, selten sind die Individuen mit wenigen Einschlüssen. Die Einschlüsse bestehen vorwiegend aus Amphibol, Zoisit und Epidot. Es ist wahrscheinlich, daß ein kleiner Teil des Albit durch Feldspat-Uralitisierung des Diallag entstanden ist. In der Tat bemerkt man Feldspatindividuen, welche eine Reihe von gleich orientierten Amphibolnädeldchen, manchmal mit noch deutlichen Diallagresten enthalten. Diese Erscheinung, welche zuerst LACROIX¹ beobachtete, wurde später von FRANCHI² genauer untersucht, welcher ihre Häufigkeit in den eklogitischen Glimmerschiefern der Graiischen Alpen betonte. Die Albitbildung auf Kosten

¹ Minéralogie de la France et des Colonies. 1893—95. 1. 583.

² Über Feldspat-Uralitisierung der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graiische Alpen). Dies. Jahrb. 1902. II. 112.

des Diallag hat in unserem Falle nichts Erstaunliches, wenn man bedenkt, daß der Diallag selbst etwas alkalihaltig ist (s. später die Analyse) und ferner, daß die Alkalien auch von außen geliefert sein können.

Ein sehr häufiger Gemengteil ist der Zoisit, welcher ganz vorwiegend zu der Varietät β gehört, wie die Lage der Achsen-ebene \perp (010), der kleine Achsenwinkel und die grauen Interferenzfarben zeigen; er kommt in bald sehr großen (selbst einige Millimeter Länge), bald viel kleineren Individuen vor. Als Einschlüsse enthalten sie Amphibolnadelchen. Der Zoisit α ist selten, man findet ihn öfter im Albit, aber auch fleckig im Zoisit β .

Der Epidot ist immer untergeordnet und kommt in wechselnder Menge vor; bald bildet er Kristalle, bald Zonarkristalle mit Zoisit und Klinozoisit. Man sieht häufig auch Kristalle, welche aus Epidoten verschiedener Zusammensetzung bestehen. Oft zeigen die Epidotkristalle deutliche Umrisse, ich konnte mit Sicherheit die Formen $\{001\}$, $\{100\}$, $\{\bar{1}01\}$ erkennen, welche fast immer gleichzeitig vorkommen, aber sehr wechselnde Größe besitzen. Manchmal finden sich nur die zwei ersten. Die Zwillinge nach (100) sind nicht häufig. In den Dünn-schliffen ist der Epidot fast immer farblos, einige Körner sind aber etwas gelblich und zeigen dann einen sehr schwachen, aber deutlichen Pleochroismus.

Der Klinozoisit ist selten, aber gut bestimmbar, weil er in Kristallen mit denselben Formen wie der Epidot vorkommt, welche aber sehr niedrige Doppelbrechung, die charakteristischen anomalen Interferenzfarben und in den Schliffen // (010) eine Auslöschungsschiefe von etwa 23° gegen die Tracen der Spaltbarkeit nach $\{001\}$ zeigen. In einem Schliffe // (010) bemerkte man drei Zonen, welche besonders an einigen Stellen ineinander übergehen, d. h. eine zentrale, breite von Klinozoisit, einen äußerlichen Epidotrand und eine sehr dünne Zwischenzone, welche aus einem Epidot besteht, welcher optische Eigenschaften zeigt, die zwischen jenen der Substanz der zwei anderen Schichten stehen. Die Auslöschungsschiefe gegen a wurde $24\frac{1}{2}^\circ$ für die zentrale Klinozoisitzone, 29° für den äußeren Epidotrand gefunden. Ein anderer Schliff // (010) mit $\{100\}$ stark vorherrschend, $\{001\}$ klein und $\{\bar{1}01\}$ mit nur einer kleinen

Fläche, war vorwiegend aus Klinozoisit mit einem Epidotrande verschiedener Größe zusammengesetzt. Die Auslöschungsschiefe gegen (001) ist $22\frac{1}{2}^{\circ}$ für den Klinozoisit und 27° für den Epidot, angenäherte Bestimmungen der Doppelbrechung gaben $\gamma - \alpha = 0,007$ resp. $0,035$.

Der Chlorit kommt in sehr wechselnder Menge vor, immer als feinschuppige Aggregate mit sehr kleiner Doppelbrechung.

Außer den bis jetzt erwähnten Gemengteilen finden sich in den Gesteinstypen, von welchen die Rede ist, kleine Apatitkriställchen im Albit, körniger Leukoxen in wechselnder Menge, einige deutliche aber sehr kleine Titanitkriställchen, wenig Rutil (welcher häufiger wird, je mehr wir uns den stärker metamorphosierten Gesteinen nähern, wie es bekanntlich ebenso in den Metamorphosen der Gabbrogesteine der Fall ist), etwas Pyrit, Talk, manchmal etwas Granat, Serpentin usw. Häufig ist auch der Sericit mit den gewöhnlichen Eigenschaften; er kommt reichlicher in einigen Proben mit Diallag von dunklerer Farbe als gewöhnlich vor. Nur selten ist Calcit zu sehen.

Die Zusammensetzung des hellen Diallags dieser Gesteinstypen ist folgende:

Si O ₂	49,47
Ti O ₂	0,35
Al ₂ O ₃	7,28
Cr ₂ O ₃	0,60
Fe ₂ O ₃	0,88
Fe O	3,10
Mn O	0,51
Ca O	20,85
Mg O	15,14
(K ₂ , Na ₂) O	0,62
H ₂ O unter 110°	0,10
H ₂ O über 110°	0,65
	99,55

Der analysierte Diallag ist besonders wegen seines niedrigen Eisengehalts merkwürdig, und ist dem Diallag von Ehrsberg ähnlich¹. Sehr verschieden ist er dagegen von den anderen Diallagen aus italienischem Gabbro, welche bis jetzt analysiert und von A. Cossa² untereinander verglichen wurden.

¹ Siehe die Analyse 55 der Pyroxene in DANA's Mineralogie.

² Eufotide dell' isola d'Elba. Ricerche chimiche e microscopiche ecc. 1881. p. 144.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins, in welchem der analysierte Diallag vorkommt, ist folgende:

Si O ₂	46,03
Ti O ₂	0,33
Al ₂ O ₃	22,76
Fe ₂ O ₃	1,50
Fe O	1,10
Mn O	0,18
Ca O	20,24
Mg O	5,49
Na ₂ O	1,61
K ₂ O	0,48
H ₂ O unter 110°	0,12
H ₂ O über 110°	1,55
	<hr/>
	101,39
Cr ₂ O ₃ , P ₂ O ₅	Spur

Wenn wir die Zusammensetzung des Diallags und die mikroskopische Prüfung betrachten, so können wir annehmen, daß die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins durch folgende Zahlen mit ziemlicher Genauigkeit erblickt werden kann:

Diallag	32,8
Zoisit (und Epidot)	50,5
Albit	13,5
Sonstige Gemengteile	3,2
	<hr/>
	100,0

Aus dem Vorherrschen des Zoisit und aus der kleinen Albitmenge geht hervor, daß der ursprüngliche Plagioklas dieser Gesteine wahrscheinlich sehr basisch gewesen ist.

Von diesen Gesteinstypen gehen wir zu anderen über, in welchen der Diallag nur sehr wenig erhalten ist, während der größte Teil vollständig uralitisiert und z. T. in deutlichen Smaragdit mit seiner charakteristischen, makroskopisch grünen Farbe umgewandelt ist: in den Dünnschliffen erscheint der Smaragdit wie gewöhnlich fast farblos aber sehr trübe. Je nachdem die Diallagmenge abnimmt, verändert sich auch die makroskopische Struktur stark, welche an einigen dieser Gesteine deutlich eine Neigung zur Ocellarstruktur bietet. Die mikroskopischen Eigenschaften sind jenen der schon beschriebenen Gesteine ähnlich; nur sieht man nicht mehr unveränderten Diallag. Auch der nicht uralitisierte Diallag

hat trübes Aussehen und zeigt sehr dünne, kurze Kanäle und Umwandlungsprodukte, welche vorwiegend aus Zoisit und einem eisenarmen Epidot, wenig Chlorit und Glimmer, wenig Calcit bestehen. $c:c = 39^{\circ}$. In diesen Gesteinen bemerkt man Zonen, welche aus einem feinen Filz reichlicher aber kleiner Amphibolindividuen, aus wenigem, gewöhnlich lokalisiertem Chlorit (welcher in einigen Punkten zwischen den Albitindividuen ziemlich ausgedehnte Anhäufungen bildet), aus wenigem Zoisit und Epidot bestehen. Häufiger sind andere Zonen, ganz vorwiegend aus Zoisit in gewöhnlich ziemlich großen Individuen (welche als Einschlüsse Amphibolnadelchen, welche hier und da reichlicher vorkommen, wenig Sericit usw. enthalten) bestehend, welche zwischen den kleinen Albitindividuen mit den erwähnten Eigenschaften eingeschoben sind. Die großen Zoisitindividuen dieser Zone zeigen niemals Verwachsungen oder Übergänge zum Epidot, während dies ganz häufig der Fall ist bei den kleinen eingeschlossenen Individuen im Albit oder bei denen, welche hier und da zwischen den großen Zoisitindividuen vorkommen. Der Chlorit der Gesteinstypen, welche wir jetzt beschreiben, ist z. T. im Dünnschliffe fast farblos, mit fast unmerklichem Pleochroismus, z. T. etwas grünlich (ebenso in Dünnschliffen), mit deutlichem aber schwachem Pleochroismus.

Den Prasiniten, von welchen man sie übrigens mikroskopisch nicht unterscheiden kann, noch näher stehen andere, bisweilen schieferige Formen, in welchen der Diallag vollkommen verschwunden und durch einen Filz von Amphibolnadelchen unter mehr oder weniger vollständigem Beibehalten seiner äußeren Form ersetzt ist, während der helle Teil des Gesteins kleine Augen zwischen den Individuen des uralitischen Amphibols bildet. Der Amphibol bildet hier und da große Elemente, aus einer großen Zahl von nur teilweise gleich orientierten, manchmal verdreht und strahlig gelegten Individuen, welche mit Chlorit und Calcit (letzterer manchmal auch reichlich) gemischt sind. Der Amphibol zeigt sich ferner auch in häufigen Nadelchen im Albit oder in den Zoisitzonen eingeschlossen, oder auch im Gestein verbreitet. Die Kriställchen, welche im Albit vorkommen, sind deutlich idiomorph, bieten oft nur $\{110\}$, manchmal auch $\{010\}$ und $\{100\}$, letztere immer größer

als $\{010\}$ und häufig mit einer einzigen Fläche ausgebildet. Der Amphibol dieser Gesteine, welcher zum Aktinolith gehört, ist makroskopisch von ziemlich hellgrüner Farbe, fast farblos dagegen in den Dünnschliffen. Der Pleochroismus ist sehr schwach: a und b fast farblos. Manchmal ist der im Albit eingeschlossene Amphibol etwas intensiver gefärbt, $c : c = 16^\circ$, aber auch $19-20^\circ$. Der Albit ($A_M = +18^\circ$) kommt in wechselnder Menge vor, mit bald großen, bald kleinen Individuen, immer ohne Spur von polysynthetischer Verzwilligung und immer mit Einschlüssen gespickt, manchmal durch eine sehr feine, trübe Substanz fast bedeckt, wie dies häufig in den typischen Prasiniten der Fall ist, wie wir später sehen werden. Die Einschlüsse des Albit bestehen vorherrschend aus Amphibol, Zoisit und Epidot, ganz untergeordnet treten die anderen schon oben erwähnten hervor. Einige große Individuen enthalten fast nur Amphibol (in Kriställchen, welche bis 0,7 mm nach c erreichen) und sehr wenig Epidot und Zoisit. Der Epidot fehlt in einigen Proben dieser Gesteine vollständig, in anderen dagegen, ist er ziemlich verbreitet, selten kommt er in deutlichen Kristallen vor, häufiger als Körner von gelblicher Farbe im Dünnschliffe und mit dem Pleochroismus

- a = farblos,
- b = sehr hellgrünlich,
- c = orangegelb.

Manchmal ist der Pleochroismus a = farblos, c = gelb, etwas ins Grünliche fallend. In einem Schliffe // (010) eines Epidotkristalls mit den erkennbaren Formen $\{001\}$, $\{100\}$, $\{101\}$ erhielt ich für die Auslöschungsschiefe gegen a 27° . Der Zoisit zeigt kleine Individuen im Albit eingeschlossen oder im Gesteine verbreitet und ferner ziemlich ausgedehnte Zonen, aus ziemlich großen Individuen bestehend. Die ersten sind manchmal, obwohl selten, etwas pleochroitisch, was niemals dagegen an den letzteren zu beobachten ist. Die letzteren enthalten Amphibolnadelchen, Sericit usw. und bisweilen kleine Körner, welche von einem Epidotkern und einem Klinozoisitrand gebildet sind. Merkwürdig ist in einigen dieser Gesteine die Anwesenheit von Rutilanhäufungen aus sehr kleinen, durchsichtigen, in den Dünnschliffen gelb gefärbten

Individuen, von einem Leukoxenrand umhüllt, welcher aus ihrer Veränderung entstanden ist. Solche Anhäufungen kommen in den typischen Prasiniten der Rocca Bianca sehr häufig vor. Manchmal bemerkt man auch Hämatit, sowie auch Granat (Apatit usw. ist mit darunter verstanden).

Die chemische Zusammensetzung einer dieser Gesteine ist folgende:

Si O ₂	45,86
Ti O ₂	0,33
Al ₂ O ₃	23,27
Fe ₂ O ₃	1,19
Fe O	1,49
Mn O	0,17
Ca O	14,91
Mg O	6,60
Na ₂ O	2,32
K ₂ O	0,49
H ₂ O unter 110°	0,15
H ₂ O über 110°	2,67
CO ₂	0,25
P ₂ O ₅ , Cr ₂ O ₃	Spur
	<hr/>
	99,70

Es ist klar, daß der Übergang aus den soeben beschriebenen Gesteinstypen zu den eigentlichen Prasiniten, von welchen sie jetzt die mineralogische Zusammensetzung und eine fast identische mikroskopische Struktur besitzen, leicht sein muß. Doch ist dieser Übergang, wie wir besser später sehen werden, nicht auf eine bloße Veränderung in der Struktur beschränkt: es scheint, daß er auch von bedeutenden Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung begleitet ist.

Ehe wir die typischen Prasinite besprechen, beschreiben wir ein merkwürdiges, graulichweißes, etwas schieferiges Gestein mit wenig ausgezeichneter Ocellarstruktur, welches sehr selten ist und kleine Höhlungen mit sehr kleinen Fuchsitblättchen von sehr schöner dunkel smaragdgrüner Farbe zeigt. Die Anwesenheit des Fuchsit (welcher durch die Geologen des italienischen R. Ufficio Geologico mehrmals in metamorphen alpinen Gesteinen gefunden wurde) in diesem Gestein hat nichts Befremdliches, wenn man bedenkt, daß die ursprünglichen Gabbro der Rocca Rossa chromhaltig sind, wie der Chromgehalt des noch unveränderten Diallag, und auch jener (von

welchem ich mich überzeugte) des neugebildeten Aktinolith zeigt. U. d. M. sieht man, daß das Gestein vorwiegend aus Zoisit in großen Individuen besteht, welche selbst 2,5 mm erreichen, aber gewöhnlich ca. 0,7 mm messen. Sehr häufig sind die schon erwähnten Einschlüsse. Nach der relativen Wichtigkeit kommt nach dem Zoisit der Albit in Individuen vor, welche auch 3 mm in ihrer größten Dimension erreichen, mit etwas Augenunriß und mit Einschlüssen in sehr wechselnder Menge. Sie bestehen aus kleinen Amphibolnadeln (welche bis 0,6 mm nach c messen), aus Zoisit, Klinozoisit (manchmal in sehr schönen Zwillingen nach (100)), aus seltenen Sericitblättchen, und endlich aus Körnern, welche von einem Epidotkern und einem Zoisitrand gebildet sind. Hier und da im Gesteine finden sich Flecke, stark vorwiegend aus grauem, etwas grünlichem Chlorit, von Zoisit, Körnern von Epidot- und Amphibolkriställchen begleitet, bestehend. An einigen Punkten ist eine bedeutende Sericitmenge zu sehen. Leukoxen ist sehr wenig: die anderen akzessorischen Gemengteile zeigen nichts Besonderes. Die chemische Zusammensetzung dieses wegen seines kleinen Amphibolgehaltes ausgezeichneten Gesteins ist folgende:

Si O ₂	43,89
Al ₂ O ₃	25,37
Fe ₂ O ₃	1,87
Fe O	1,90
Ca O	11,99
Mg O	8,35
Na ₂ O	2,32
K ₂ O	0,20
H ₂ O unter 110°	0,11
H ₂ O über 110°	4,17
CO ₂	0,12
	100,29

So kommen wir zu den typischen Prasiniten. Diese Benennung ist hier immer im Sinne NOVARESE'S¹ angewendet worden, welcher eine merkwürdige Klassifikation der „roccie verdi“ der piemontesischen Alpen veröffentlichte, in welcher diese Benennung von der früheren KALKOWSKI'S² abgeleitet

¹ Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi Occidentali. Boll. R. Com. geol. 1895, p. 164.

² Elemente der Lithologie. p. 217.

wurde. Die Prasinite der Rocca Bianca haben verschiedenes Aussehen.

Reichlich kommen jene mit sehr schöner und deutlicher Ocellarstruktur vor, an welcher die Ocellen sehr wechselnde Dimensionen zeigen; von Proben, in welchen sie 1 cm Durchmesser erreichen, kommen wir zu anderen, an welchen sie nur 2—3 mm und noch weniger erreichen. Sehr häufig sind ferner die zonierten und schieferigen Prasinite. Bei dieser Gelegenheit kann erwähnt sein, daß man Gesteinsmassen findet, an welchen an einigen Stellen die Ocellarstruktur ausgezeichnet hervortritt, während an anderen, den ersteren sehr nahe liegenden Stellen die schieferige anwesend ist.

Bekanntlich hat KALKOWSKI (a. a. O.) drei Prasinitypen unterschieden, welche NOVARESE mit den Bezeichnungen Amphibol-, Chlorit- und Epidotprasinite bezeichnet, je nach der Natur des Minerals, welches nach dem Feldspat vorherrscht. Die Prasinite der Rocca Bianca gehören ganz vorwiegend zu den Amphibolprasiniten; an einigen ziemlich seltenen Typen nimmt die Chlorit- oder Epidotmenge zu, aber nur in sehr wenigen Fällen hat man wahre Chloritprasinite und niemals kommt man zu den eigentlichen Epidotprasiniten.

In diesen Gesteinen sind Albit- oder Epidotadern häufig, die Kristalle dieser zwei Mineralien sind fast immer sehr unvollkommen und eignen sich daher zu kristallographischen Untersuchungen nicht.

Merkwürdig sind einige Prasinite, welche z. T. dunkler, z. T. heller als gewöhnlich sind, im letzteren Falle ist die Ursache der helleren Farbe das Zurücktreten der farbigen Bestandteile und die Anwesenheit des Quarzes. Diese Prasinite zeigen oft Quarzäderchen und kleine Lithoklasen, welche von Glaukophan, Quarz, Pyritkörnern und stellenweise auch von Glimmerblättchen erfüllt sind. Der Glaukophan kommt in dünnen Schichten vor, aus verworren verwachsenen Kristallen bestehend, welche oft auch stark verdreht sind. In den Quarzadern finden sich Glaukophanprismen, grüner Amphibol, Glimmer, wenig Epidot, Rutil in auch ziemlich grossen unvollkommenen Kristallen, Pyrit usw. Der Glimmer aus den Quarzadern und aus den Lithoklasen ist von sehr hellgelblicher Farbe und fast einachsigt; manchmal beobachtet man einen kleinen

Achsenwinkel, welcher $10-11^{\circ}$ für das weiße Licht nicht übersteigt. Dieser Glimmer ist jenem ähnlich, welcher von C. SCHMIDT, ARTINI und MELZI, STELLA, FRANCHI usw. in verschiedenen kristallinen Gesteinen der Westalpen gefunden wurden.

Aus der mikroskopischen Untersuchung der Prasinite der Rocca Bianca wurden folgende Resultate erhalten.

Der Plagioklas ist immer sehr reichlich und bildet Individuen sehr verschiedener Größe (sehr klein bis $6-7$ mm und selten noch mehr). Man sieht niemals polysynthetische Verzwilligung, ziemlich häufig aber ziemlich große Lamellen nach dem Albitgesetze. An einigen Dünnschliffen sind die Plagioklasindividuen fast alle vollständig frei von diesen Zwillinglamellen, während sie in anderen Dünnschliffen fast an allen Individuen hervortreten. Über die Natur des Plagioklases der Prasinite der piemontesischen Alpen existieren zahlreiche Untersuchungen von NOVARESE, FRANCHI, STELLA, ARTINI und MELZI¹, PREISWERK², welche alle übereinstimmend festgestellt haben, daß der fragliche Plagioklas Albit ist. Die von mir am Plagioklas der Prasinite der Rocca Bianca angestellten Bestimmungen stimmen mit jenen der erwähnten Forschern vollkommen überein. An vielen Schliffen // (010) ist die Auslöschungsschiefe gegen die Trace der Spaltbarkeit nach der Basis $17-18^{\circ}$; die Brechungsexponenten, durch Vergleich mit einer geeignet verdünnten THOULET'scher Lösung ($n = 1,536$) bestimmt, sind

$$\alpha' < n, \quad \gamma' > n.$$

Das spez. Gewicht einer sehr reinen, kleinen Splitter wurde mittels der Schwebemethode = $2,62$ gefunden. Übrigens ist der Albit aus den Prasiniten der Rocca Bianca niemals vollkommen rein, sondern enthält immer eine kleine Menge Ca, wie ich mikrochemisch fand. Einschlüsse sind immer anwesend, ihre Natur und Menge wechseln aber sehr. An einigen Dünnschliffen sind die Albitindividuen von Einschlüssen fast erfüllt,

¹ Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia, p. 326. Diesen Autoren verdanken wir eine sehr ausgezeichnete und genaue Beschreibung der Prasinite des Sesiatals, sowie sehr schöne Mikrophotographien.

² Untersuchung eines Grünschiefers von Brousson (Piemont). Centralbl. f. Min. etc. 1901. No. 10.

an anderen Dünnschliffen zeigen sie viel weniger Einschlüsse und einige kleine Albitindividuen sind fast einschlußfrei. Die im Albit eingeschlossenen Mineralien sind fast immer idiomorph, manchmal erscheinen die Einschlüsse sehr fein, verfilzt und verworren, wie dies schon an einigen der oben beschriebenen metamorphosierten Gabbro beobachtet wurde. Die Einschlüsse des Albit bestehen vorwiegend aus Amphibol (welcher immer grün, mit Ausnahme jener wenigen Prasinite mit Glaukophan, in welchen auch dieses Mineral im Albit vorkommt) und Zoisit in wenig verschiedener Menge, untergeordnet sind Epidot und Klinozoit. Immer anwesend sind auch kleine, granulose Leukoxenmassen und sehr häufig auch äußerst kleine Titanit- und Apatitkriställchen; selten sind Sericitblättchen, ganz selten Granat. Der Chlorit kommt nur manchmal vor, aber dann in ziemlich großer Menge. Nur im veränderten Albit findet sich Calcit. An jenen Prasiniten, welche sich den Epidotprasiniten nähern, wird der Epidot unter den Albiteinschlüssen vorherrschend.

Der Amphibol der Prasinite der Rocca Bianca ist Aktinolith von ziemlich dunkler grüner Farbe, mit Ausnahme jener Prasinite, in welchen lokal auch Glaukophan sich findet. Wahren Tremolit, in den Dünnschliffen vollkommen farblose Individuen ohne Pleochroismus habe ich niemals beobachtet, oft dagegen Zwischenstufen zwischen Tremolit und Aktinolith, an welchen der Pleochroismus fast unmerklich ist. Der grüne Amphibol zeigt nach *c* nadelige oder prismatische Individuen, deutliche Kristalle kommen häufig besonders im Albit vor. Häufig sind außer {110} auch {100} und {010} gleichzeitig anwesend, {100} ist aber häufiger als {010}. Diese zwei Pinaakoide sind manchmal klein, oft ist aber {100} groß entwickelt und in diesem Falle zeigt es nur eine Fläche, selten sind die Kristalle nach dieser Form tafelig. Die Amphibolindividuen sind gewöhnlich gut ausgebildet, bisweilen aber sind sie verdreht und können auch mehr oder weniger sphärolithische Aggregate bilden. In den Dünnschliffen ist die Farbe sehr hellgrün, der Pleochroismus schwach, aber deutlich:

a = farblos mit einem Stich im Gelblichen,

b = sehr hellgelblichgrün,

c = sehr hellsmaragdgrün.

Die Absorption ist $c > b > a$. $c:c$ steigt gewöhnlich nicht über $16-17^\circ$, manchmal erhält man höhere Werte (19° und 20°), wie dies besonders in den am Epidot reichen Prasiniten der Fall ist. Einschlüsse von Leukoxen, Rutil, Epidot und Zoisit sind häufig. In den Prasiniten, welche lokal Glaukophan enthalten, sind noch zwei andere Amphibole zu finden, nämlich ein grüner und ein fast farbloser, welcher auch fehlen kann und mit dem anderen durch zahlreiche Zwischenstufen verbunden ist. Dieser grüne Amphibol zeigt oft $\{100\}$ stark entwickelt und $\{010\}$ sehr klein oder auch fehlend, manchmal ist er nach (100) verzwillingt. Der Pleochroismus ist stärker als in den gewöhnlichen Prasiniten:

a = sehr hellgelblichgrün,

b = hellgrasgrün,

c = bläulichgrün.

$c:c = 16^\circ - 17^\circ$, manchmal selbst 20° . Wegen seines Pleochroismus nähert sich dieser Amphibol der gemeinen Hornblende und dem Glaukophan, es scheint also, daß er einen höheren Sesquioxydgehalt besitzen müsse als der gewöhnliche Aktinolith dieser Prasinite was vielleicht durch die innigen Beziehungen, welche dieser Amphibol mit dem Glaukophan zeigt, bestätigt wird.

Wie es schon gesagt wurde, kommt der Glaukophan nur in wenigen Prasiniten vor und zwar zeigt dieses Mineral eine lokale Entwicklung in der Nähe der erwähnten Lithoklasen und Quarzadern dieser Gesteine. Die Glaukophanindividuen erreichen bis 1 cm nach c . Sie enthalten oft etwas Titanit, Zoisit und Epidot, nur in einigen speziellen Fällen Quarz. Der Pleochroismus ist der gewöhnliche:

a = sehr hellgelb, fast farblos,

b = violett,

c = blau.

$c:c = 5^\circ - 6^\circ$, häufig sogar 8° und 9° , und ich habe selbst 11° erhalten, ohne die kleinste Veränderung im Pleochroismus zu beobachten. Zwischen dem Glaukophan und dem grünen Amphibol existieren zahlreiche Zwischenstufen, häufig sind auch Verwachsungen dieser zwei Mineralien, an welchen der Glaukophan den Kern und der grüne Amphibol den Rand bilden. Solche Verwachsungen kommen in den piemontesischen Alpen oft vor und BUCCA hat zuerst die Erscheinung

sorgfältig beschrieben. ARTINI und MELZI beobachteten sie an den Eklogiten des Sesia-Tales usw. Umwandlungen von Glaukophan in Chlorit sind selten.

In einem dieser Prasinite mit feiner Struktur und dunkler Farbe fand ich eine kleine Glaukophanmasse, aus wenig deutlichen, prismatischen, verworren gefleckten Kristallen bestehend. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, daß diese Kristalle gewöhnlich nur das Prisma $\{110\}$ und selten auch $\{010\}$, noch seltener $\{100\}$ bieten. Als Einschlüsse kommen nur wenige und sehr kleine Rutilkörnchen, einige Pyritkriställchen, und äußerst selten auch etwas Albit vor. Der Pleochrismus ist der gewöhnliche, die Auslöschungsschiefe ist sehr wechselnd, wie an den Individuen des umhüllenden Gesteins, sie kann, wenn schon selten, selbst 14° erreichen. Diesen Schwankungen in den Werten der Auslöschungsschiefe entspricht keine merkliche Veränderung im Pleochroismus. Man nimmt von vielen Seiten an, daß je nachdem die Auslöschungsschiefe zunimmt, man vom Glaukophan zu der gemeinen Hornblende gelangt und gleichzeitig a und b mehr und mehr grüne Farben bekommen. Dies ist aber nicht immer richtig: der Pleochroismus bleibt unverändert, trotz der Schwankungen von c : c nicht nur an dem in Rede stehenden Glaukophan, sondern auch an jenem anderer Fundorte: ich erwähne nur den Glaukophan der Lawsonitgesteine von Kalifornien durch RANSOME und PALACHE¹ beschrieben, welcher den normalen Pleochroismus zeigt, obwohl $c : c = 14^\circ$ ist.

Die großen Glaukophanindividuen zeigen an einigen seltenen Punkten einen äußeren Rand, welcher meistens sehr dünn und wenig verbreitert ist, eines blaugrünen Amphibols, dessen Pleochroismus jenem des Arfvedsonit etwas ähnlich ist:

- a = bläulichgrün,
- b = bläulich mit einem Stich ins Violett,
- c = sehr hellgelblichgrün, fast farblos.

In den Gesteinen des piemontesischen Alpen wurden ähnliche Erscheinungen schon mehrmals von den Geologen des italienischen Ufficio geologico beobachtet.

Häufiger zeigt der Glaukophan einen dünnen Rand von

¹ Über Lawsonit, ein neues gesteinsbildendes Mineral aus Californien. Zeitschr. f. Krist. 1895. 25. 531.

einem grünen Amphibol mit dem Pleochroismus jenes des Gesteins.

Die Reinheit dieser Glaukophanmasse (die wenigen und sehr kleinen erwähnten Einschlüsse, wie auch die Verwachsungen mit dem arfvedsonitähnlichen und dem grünen Amphibol können keinen merklichen Einfluß auf die Analyse ausüben) und die Tatsache, daß sie keine Spur von Veränderungen zeigte, veranlaßten mir ihre quantitative Analyse auszuführen. Das Material wurde mit größter Sorgfalt ausgesucht: die erhaltenen Resultate sind:

Si O ₂	56,72
Al ₂ O ₃	12,47
Fe ₂ O ₃	2,40
Fe O	8,10
Mn O	minim. Sp.
Ca O	2,11
Mg O	9,50
Na ₂ O	5,88
K ₂ O	0,33
H ₂ O unter 110°	0,19
H ₂ O über 110°	2,72
	100,42

Eine Probe auf Titan mit Wasserstoffsuperoxyd, an 0,3545 g Substanz ausgeführt, gab nur eine sehr unsichere Reaktion, mit aller Wahrscheinlichkeit von den wenigen Einschlüssen der erwähnten Titanmineralien herrührend: dies bestätigt die Reinheit des analysierten Materials und zeigt auch das Fehlen des Titans im Glaukophan der Rocca Bianca.

Bis jetzt sind drei Analysen des Glaukophan der piemontesischen Alpen bekannt: COSSA analysierte den von STRÜVER¹ entdeckten und beschriebenen Gastaldit, COLOMBA² die Kristalle des Kalks der Beaume und ich³ jene einer Druse eines Eklogit von Chateyrroux. Diese drei Analysen sind in folgender Tabelle vereinigt:

¹ Sulla gastaldite, nuovo minerale del gruppo dei bisilicati anidri. Atti R. Acc. dei Lincei. 1875. (2.) 2.

² Sulla glaucofane della Beaume. Atti Acc. Scienze di Torino. 1894. 29.

³ Sul glaucofane di Chateyrroux (valle di Gressoney). Rend. R. Acc. dei Lincei. 1902. (5.) 11. 1. sem. p. 204.

	St. Marcel (COSSA)	Beaume (COLOMBA)	Chateyroux (ZAMBONINI)
SiO ₂	58,55	56,48	55,43
Al ₂ O ₃	21,40	14,60	12,26
FeO	9,04	9,36	8,07
CaO	2,07	2,12	2,91
MgO	3,92	8,27	8,67
Na ₂ O	4,77	8,29	9,02
K ₂ O	Spur	Spur	Spur
H ₂ O	—	—	2,87
	99,71	99,12	99,23

Wenn wir diese Analysen mit jener des Glaukophan der Rocca Bianca und mit den anderen bis jetzt bekannten von Glaukophan anderer Fundorte vergleichen, so sehen wir sogleich, daß COLOMBA's und meine Analysen einander sehr ähnlich sind¹ und sich auch, wenigstens in den allgemeinen Linien, nicht nur jenen des typischen Glaukophan der Insel Syra nähern (wie ich schon in meiner Arbeit über den Glaukophan von Chateyroux bemerkte), sondern auch dem größten Teil der bekannten Analysen². Die Zusammensetzung des Gastaldit bleibt dagegen vollkommen verschieden. Aus den von mir und COLOMBA veröffentlichten Analysen geht es hervor, daß blaue Amphibole mit der Zusammensetzung des Gastaldit in den piemontesischen Alpen weit weniger verbreitet sein müssen, als man zu glauben pflegte. Es schien mir, daß es nicht ohne Interesse wäre, zu untersuchen, ob der blaue Amphibol in den chloritoidführenden Gesteinen von St. Marcel immer die Zusammensetzung des Gastaldit besitzt. Und dies um so mehr, als ein berühmter Chemiker und Mineralog, CH. FRIEDEL³ kurze Zeit nach der Veröffentlichung der Arbeit STRÜVER's die Meinung äußerte, daß die Unterschiede zwischen der Analyse COSSA's und jener des Glaukophan von Syra von einer Beimischung fremder Mineralien bedingt sein könnten, und daß die Analysen beider mit sicher reinen Mineralien zu wiederholen wären. Der von mir analysierte

¹ Der Glaukophan der Rocca Bianca nähert sich durch seinen niedrigeren Alkaligehalt den Typen von Zermatt und Neu-Kaledonien, von BODEWIG und BERWERTH, resp. von LIVERSIDGE beschrieben.

² Mit Ausnahme von jenen des Glaukophan von Japan und Andalusien: der erste ist verwittert und der zweite ist der Hornblende nahestehend.

³ Bull. Soc. chim. de Paris. Sitzung des 21. Januar 1876.

Gastaldit von St. Marcel zeigte keine Differenz von der Beschreibung STRÜVER's: Pleochroismus, Auslöschungsschiefe, Apatiteinschlüsse usw., alles war vollkommen übereinstimmend. Die Analyse lieferte folgende Resultate:

Si O ₂	56,89
Al ₂ O ₃	12,15
Fe ₂ O ₃	2,02
Fe O	6,22
Ca O	1,21
Mg O	12,49
Na ₂ O	6,34 ¹
H ₂ O	2,44
	99,76

welche von den von Cossa an dem von ihm untersuchten Glaukophan erhaltenen vollständig verschieden sind, so daß man annehmen muß (wenn das von Cossa analysierte Material wirklich reiner blauer Amphibol war), daß der Glaukophan selbst zu St. Marcel nicht immer die Zusammensetzung des Gastaldit zeigt².

Meine Analyse des Glaukophan von St. Marcel nähert dieses Mineral dem oben beschriebenen Glaukophan der Rocca Bianca sehr und noch mehr wegen des hohen Mg-Gehaltes, welcher der höchste ist, welcher bis jetzt an einem italienischen Fundort bestimmt wurde, ähnlich dem Glaukophan von Zermatt, welcher nach BODEWIG³ und BERWERTH⁴ folgende Zusammensetzung zeigt:

¹ Kalium ist spurenweise anwesend.

² Ich glaube, daß von Analysenfehlern nicht die Rede sein kann, wenn man auf die große Autorität Cossa's aufmerksam macht; nach mir ist es wahrscheinlicher, einen Unterschied im resp. von Cossa und mir analysierten Material anzunehmen. In der Tat hat Cossa festgestellt, daß das Eisen in seiner Substanz nur als Ferroeisen anwesend war, an der von mir analysierten war ein Teil des Eisens sicher Ferrieisen (die Bestimmung des Ferrooxyds wurde durch Zersetzen des sehr feinen Pulvers des Minerals im CO₂-Strom mit H₂SO₄ und HFl ausgeführt). Bedeutend ist auch der Unterschied, den Wassergehalt betreffend; nach Cossa fehlte Wasser vollkommen, während dieser Bestandteil an meinem Material in nicht unbeträchtlicher Menge anwesend ist.

³ Über den Glaukophan von Zermatt. Pogg. Ann. 1876. 158. 224.

⁴ Über die chemische Zusammensetzung der Amphibole. Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien. 1882. 85. (1.) 153.

	BODEWIG	BERWERTH
SiO ₂	57,81	58,76
Al ₂ O ₃	12,03	12,99
Fe ₂ O ₃	2,17	—
FeO	5,78	5,84
CaO	2,20	2,10
MgO	13,07	14,01
Na ₂ O	7,33	6,45
H ₂ O	—	2,54
	100,39	102,69

Die zwei neuen hier veröffentlichten Glaukophananalysen bieten vielleicht etwas Interesse, weil in beiden eine bedeutende Menge Wasser gefunden wurde. Was ich für den Glaukophan von Chateyroux bemerkte, kann für die jetzt analysierten Glaukophane wiederholt werden: das gefundene Wasser kann nicht von mehr oder weniger starker Veränderung herrühren, weil die mikroskopische Prüfung keine Spur von Umwandlung erkennen läßt. Diese neuen Analysen bestätigen die Annahmen von BERWERTH (a. a. O.) und HAEFCKE¹, welche das in zahlreichen Amphibolen gefundene Wasser als ursprünglichen Bestandteil betrachten. Es ist noch zu erwähnen, daß der an verschiedenen Glaukophanen bestimmte Wassergehalt nahezu konstant ist, wie es aus folgender Tabelle hervorgeht:

Zermatt	2,54 (BERWERTH)
Chateyroux	2,87 (ZAMBONINI)
Rocca Bianca	2,72 „
St. Marcel	2,44 „

Der Zoisit ist ein reichlicher Gemengteil in allen Prasiniten der Rocca Bianca, er zeigt Individuen verschiedener Größe (bis 0,6—0,7 mm) im Albit eingeschlossen und bildet auch Zonen zwischen den Albitindividuen, welche bald vorwiegend aus Zoisit nebst wenig Amphibol, Epidot usw., bald vorwiegend aus Amphibol bestehen. Der Zoisit ist meistens weiß oder sehr wenig gelblich und farblos in den Dünnschliffen; in einem zonierten Prasinit ist dieses Mineral intensiver gefärbt, so daß es makroskopisch für Epidot gehalten werden könnte, und auch in dem Dünnschliffe ist es von sehr hell-

¹ Über die chemische Konstitution der Hornblende. Inaug.-Diss. Göttingen. 1890. Vergl. u. a. auch A. SAUER und F. E. WRIGHT.

gelblicher Farbe. Der Idiomorphismus ist wenig ausgezeichnet. Der Zoisit der Prasinite gehört fast vollständig zur Varietät β , die Varietät α ist selten und tritt in kleinen Körnern ohne deutlichen Umriß hervor. Manchmal sind die zwei Varietäten an demselben Kristall in unregelmäßigem zonaren Bau vereinigt, welcher vorherrschend aus Zoisit β besteht, wie dies in dem oben erwähnten metamorphosierten Gabbro und in den von DÜLL untersuchten Zoisitamphiboliten des Münchberger Gebietes der Fall ist.

Der Klinozoit bietet mehr oder weniger deutliche Kristalle, welche oft sehr hübsch sind und kommt auch in zonierten Kristallen mit dem Epidot verwachsen vor. Die Kriställchen dieses Minerals, welche manchmal verzwillingt sind, zeigen die Formen $\{001\}$, $\{100\}$, $\{\bar{1}01\}$ und als Seitenform $\{\bar{1}11\}$. Sie sind bald nach der Basis tafelförmig, bald ist dagegen $\{001\}$ wenig größer als $\{100\}$, ferner sind sie bald verlängert, bald dick nach der Achse c . Sehr schön treten die charakteristischen, anomalen Interferenzfarben hervor, auf (010) ist die Auslöschungsschiefe gegen die Trace der Spaltbarkeit nach der Basis $23-23\frac{1}{2}^\circ$.

Der Epidot, welcher nur in wenigen besonderen Prasinitypen über den Zoisit vorherrscht, zeigt sich meistens in gut ausgebildeten Kriställchen (bis 0,7 mm), wenn er im Albit eingeschlossen ist, außerhalb des Albit sieht man ihn in Körnern, welche nur selten kristallographische Umrisse besitzen. Nicht häufig kommen Zwillinge vor. Die gewöhnlichen Formen der Zone $[010]$ sind $\{001\}$, $\{100\}$ und $\{\bar{1}01\}$ mit sehr wechselnder Größe, bald herrscht $\{001\}$ vor und manchmal so stark, daß die Kriställchen das Aussehen dünner Täfelchen erhalten, bald wird dagegen $\{100\}$ größer und kann auch über $\{001\}$ überwiegen, $\{\bar{1}01\}$ ist fast immer klein entwickelt, aber bisweilen wird es größer. Sehr selten finden sich Kristalle mit $\{001\}$ vorwiegend, $\{100\}$ groß und $\{\bar{1}02\}$ ziemlich groß oder auch klein, an einem dieser Kristalle war auch eine andere kleine Fläche anwesend, welche wahrscheinlich $\{201\}$ ist. Von Seitenformen scheint nur $\{\bar{1}11\}$ anwesend zu sein. Nur selten kommen außer den Tracen der Spaltbarkeit nach $\{001\}$ jene der anderen Spaltbarkeit parallel $\{100\}$ vor, letztere sind aber in einigen besonderen Prasinitypen häufig. Auf Grund der optischen

Eigenschaften muß man schließen, daß in den Prasiniten der Rocca Bianca Epidote verschiedener Zusammensetzung, dem Klinozoit sehr nahestehende, bis zu anderen ziemlich stark eisenhaltigen vorkommen. Die häufigsten sind eisenarm und in den Dünnschliffen fast vollkommen farblos, andere, obwohl seltener, sind in den Dünnschliffen deutlich gefärbt und zeigen einen Pleochroismus vom Farblosen bis zum Grünlichgelben oder Kanariengelben. An den Schliffen // (010) wechselt die Auslöschungsschiefe gegen die Tracen der Spaltbarkeit {001} zwischen 25° und $29\frac{1}{2}^{\circ}$.

Zoisit, Klinozoisit und Epidot zeigen sich oft in demselben Kristall, meistens je zwei, verwachsen. Weitaus am häufigsten sind die mannigfaltigen Verwachsungen von Zoisit und Epidot; gewöhnlich ist es der Zoisit, welcher den inneren Kern, von einem mehr oder weniger dicken, manchmal sehr dünnen Epidotrand umgehüllt, bildet, selten ist das Gegenteil der Fall. An einigen Kristallen besteht ein Ende aus Zoisit, das andere aus Epidot. Selten sind die Kriställchen vorwiegend aus Klinozoisit mit einem Epidotrand gebildet. Es gibt auch Kristalle, welche aus Zonen von Epidoten mit verschiedenem Eisengehalt bestehen. Merkwürdig ist die Tatsache, daß die Verwachsungen von Zoisit und Epidot an einigen Gesteinstellen sehr häufig, an anderen dagegen sehr selten hervortreten.

Der Chlorit ist bald selten, bald sehr häufig, besitzt aber immer dieselben Eigenschaften; es handelt sich um radial-schuppige Aggregate mit undulöser Auslöschung. Die fächerartigen Gruppen sind oft verdreht. In den Dünnschliffen ist die Farbe sehr hellgrün, der Pleochroismus sehr schwach, häufig fast undeutlich, die Polarisationsfarben sehr niedrig. Manchmal kommt der Chlorit als deutliches Umwandlungsprodukt des Amphibol vor.

Der Rutil bildet unregelmäßige Körner oder auch prismatische Kriställchen, welche die Dimensionen von 0,12 mm erreichen, oft in Gruppen vereinigt und immer von einem Leukoxenkranz umhüllt. Nur in den Gesteinsproben mit Glaukophan, und auch in diesem Falle selten, beobachtet man isolierte Rutilkörnchen ohne umhüllenden Leukoxen. In den Dünnschliffen ist die Farbe des Rutil intensiv gelb mit einem

Stich ins Grünliche. Häufig und deutlich ist die Umwandlung von Rutil in Leukoxen in den Prasiniten der Rocca Bianca; die Rutilkörner werden trübe, ihre Farbe verbleicht und sie verkleinern sich immer mehr zugunsten des Leukoxen, dessen Menge zunimmt.

Der Titanit (Leukoxen) ist auch ohne Beziehungen mit dem Rutil ziemlich verbreitet in meist sehr kleinen Massen mit den gewöhnlichen Eigenschaften. In allen Gemengteilen der Prasinite eingeschlossen (besonders im Albit, etwas weniger im Chlorit und selten in den anderen), beobachtet man gut ausgebildete, ganz kleine (0,1 mm, die größten 0,04 mm), schöne Titanitkriställchen, welche bisweilen zu Gruppen von drei oder vier verbunden sind. Häufig sind die Querschnitte mit der Briefkuvertform, an welchen gewöhnlich nur $\{111\}$ zu beobachten ist (Aufstellung von DES CLOIZEAUX), ziemlich oft aber auch kleine Flächen von $\{010\}$. An einem dieser Schlitze waren außer $\{010\}$ auch die Flächen von $\{101\}$ anwesend, welche stark entwickelt und größer als jene von $\{111\}$ waren. Daß es sich um $\{101\}$ handelte, wurde durch die mikroskopische Messung der ebenen Winkel bestätigt. Der Titanit ist in den Dünnschliffen gewöhnlich fast farblos, manchmal dagegen hell gefärbt und dann ist ein deutlicher Pleochroismus zu bemerken:

b = farblos,

c = sehr hellbräunlich.

Der Apatit ist selten, von diesem Mineral sieht man kleine Prismen im Albit, welche bald nach der Hauptachse verlängert, bald, aber seltener, tafelförmig sind. Selten erreichen sie 0,05 mm, gewöhnlich sind sie viel kleiner.

In den wichtigsten Gemengteilen eingeschlossen kommt auch ein sericitähnlicher Glimmer vor.

Andere akzessorische Gemengteile sind Granat, Pyrit, Calcit und Quarz. Der Granat ist sehr selten, er zeigt unregelmäßige, in den Dünnschliffen farblose Körner. Häufig ist dagegen der Pyrit in mehr oder weniger limonitisierten Würfelchen. Lokal kann dieses Mineral eine größere Bedeutung erreichen. Der Calcit ist selten, weil die Prasinite der Rocca Bianca meistens sehr frisch sind, nur in einigen veränderten Proben kommt der Calcit reichlich vor. Der

Quarz findet sich nur in einigen heller gefärbten Prasiniten mit Glaukophan, in inniger Beziehung mit Quarzadern, welche das Gestein durchdringen.

Die chemische Zusammensetzung eines typischen Amphibolprasinit mit großen Ocellen ist unter I wiedergegeben:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Si O ₂	47,11	51,45	55,68	50,38	51,71	47,03	46,04
Ti O ₂	0,41	0,65	—	1,32	0,91	0,38	0,40
Al ₂ O ₃	19,15	18,65	18,45	17,65	14,75	16,47	18,28
Fe ₂ O ₃	3,06	} 11,25	} 9,15	} 10,02	} 12,48	{ 3,81	{ 4,00
Fe O	4,79						
Mn O	0,22	—	—	—	—	—	—
Ca O	9,69	6,60	4,39	10,95	6,39	7,38	7,18
Mg O	9,88	2,67	2,79	4,77	8,42	6,77	7,71
Na ₂ O	2,52	6,76	7,06	2,52	3,48	4,24	4,19
K ₂ O	0,37	0,72	0,27	0,24	0,39	0,45	0,40
H ₂ O unter 110°	0,08	} 2,01	} 2,16	} 2,52	} 2,09	{ 0,34	{ 0,37
H ₂ O über 110°	3,38						
P ₂ O ₅	Spur	—	0,29	—	—	0,09	0,05
Cr ₂ O ₃	Spur	—	—	—	—	—	—
	100,66	100,72	100,24	100,37	100,62	99,84	100,53

I. Prasinit der Rocca Bianca.

II. Massiger Prasinit aus der Metamorphose eines Diabasporphyrit entstammend. In der Nähe von Collegno. Anal. AICHINO, bei FRANCHI (a. a. O.).

III. Massiger Prasinit aus der Metamorphose einer mikromeren Kontaktform eines Gabbros. Oberhalb der Gletscher von Lavage, Piccolo S. Bernardo. Anal. AICHINO, bei FRANCHI.

IV. Prasinit mit Zonarstruktur aus den Gruben unter dem Colletto di Trana. Anal. AICHINO, bei FRANCHI.

V. Chloritprasinit von Campoligure. Anal. AICHINO, bei FRANCHI.

VI. Amphibolprasinit der Insel Gorgona. Anal. MANASSE (a. a. O.).

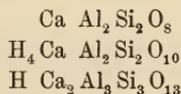
VII. Chloritprasinit ohne CaCO₃ der Insel Gorgona. Anal. MANASSE (a. a. O.).

Die Prasinite der Rocca Bianca, wenigstens die typischsten und schönsten, welche analysiert wurden, haben eine chemische Zusammensetzung, welche von jener anderer italienischer Prasinite, auch von nicht sehr entfernten Fundorten, ziemlich verschieden ist, wie die obige Tabelle zeigt.

Aus der vorstehenden Beschreibung scheint es mir, daß die Abstammung der Prasinite der Rocca Bianca aus Gabbrogesteinen klar hervorgeht. Es wurden in der Tat zahlreiche Zwischenstufen gefunden, welche die typischsten Prasinite mit

jenen metamorphosierten Gabbro vereinigen, in welchen der ursprüngliche Plagioklas vollkommen verschwunden ist, während der Diallag noch reichlich hervortritt. Ferner haben wir beobachtet, daß die wichtigsten Gemengteile in den letzteren Gesteinen und in den Prasiniten dieselben mikroskopischen Eigenschaften besitzen, so daß oft nur die Anwesenheit des Diallag uns erlaubt, die zwei Gesteinsreihen zu trennen.

In den Dünnschliffen der metamorphosierten Gabbro und der Prasinite der Rocca Bianca, welche ich untersucht habe, scheint der Lawsonit zu fehlen. Die Anwesenheit dieses Minerals ist aber nicht ausgeschlossen. Es ist bekannt, daß FRANCHI¹ an ähnlichen Gesteinen der Gorgona-Insel den Lawsonit nicht gefunden hatte, während MANASSE (a. a. O.) später an andern Proben ihn ziemlich reichlich fand. Übrigens kann das Fehlen oder die Seltenheit des Lawsonit in den untersuchten Gesteinen der Rocca Bianca von eigentümlichen Metamorphismusbedingungen abhängig sein. Die Wichtigkeit dieser Bedingungen geht aus der Tatsache hervor, daß Gesteine von nahestehender mineralogischer und chemischer Zusammensetzung in einem Falle Lawsonit, in einem andern Zoisit geliefert haben. Man nimmt ziemlich gewöhnlich an, daß die Bildung des Lawsonit auf Kosten der Anorthitmoleküle der Plagioklase eine sehr einfache ist und selbst daß die Lawsonitbildung das erste Stadium der Metamorphose der Plagioklase in Zoisit sei. Ich glaube aber nicht, daß die Sache so einfach ist. Wenn wir die Formel der drei Mineralien Anorthit, Lawsonit und Zoisit



äußerlich betrachten, so kann die Einfachheit der Lawsonitbildung ohne weiteres festgestellt erscheinen. Wenn wir aber darauf aufmerksam machen, daß nichts uns sagt, daß die Lawsonitbildung ohne Polymerisierung stattfindet, ferner, daß das Wasser dieses Minerals Konstitutionswasser sei und daher

¹ Prasiniti ed anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorphosi di rocce diabasiche ecc. Boll. Soc. geol. ital. 1896. 15. 8.

die Molekularstruktur von jener des Anorthit verschieden sein muß, wie auch durch die Beobachtungen RANSOME's und PALACHE's bestätigt wird, nach welchen der wasserfreie Lawsonit wahrscheinlich die Konstitution des Barsowit, nicht jene des Anorthit besitzt, so sehen wir, daß es möglich ist, daß die „Einfachheit“ der Lawsonitbildung ganz illusorisch sei. In Übereinstimmung mit diesen Betrachtungen steht die Tatsache, daß der Lawsonit, obwohl sehr stabil und gegen Säuren widerstandsfähiger als der Anorthit, doch nur eine Verbreitung und eine petrographische Wichtigkeit besitzt, welche jener des Zoisit sehr untergeordnet ist.

Auf Grund der von ihm untersuchten Prasinite und Natronamphibolite ist FRANCHI zum Schlusse gelangt, daß die chemische Zusammensetzung der metamorphosierten Gesteine von jener der ursprünglichen Gesteine nicht merklich verschieden ist. Und MANASSE sagt für die Prasinite der Insel Gorgona, daß „nel passaggio dei diabasi e delle eufotidi a prasiniti e rocce affini non si ha, in generale, all' infuori dell' acqua, che è stato il veicolo delle trasformazioni, nessuna aggiunta o perdita di elementi, e che quindi gli scambi chimici avvennero soltanto fra gli stessi minerali della roccia primitiva“. FRANCHI und MANASSE bildeten sich diese Überzeugung nicht auf Grund des Vergleichs der chemischen Zusammensetzung des ursprünglichen und des neu entstandenen Gesteins, oder wenigstens einer Reihe von verschiedenen stark metamorphosierten Gesteinen, sondern einfach auf Grund der Tatsache, daß die chemische Zusammensetzung der Prasinite der von bekannten Diabasen und Gabbro ähnlich ist.

Die an den verschiedenen metamorphosierten Gesteinen der Rocca Bianca angestellten Analysen erlauben vielleicht die Bildung der Prasinite aus vorherbestehenden Gabbro besser zu studieren¹. Vereinigen wir die ausgeführten Analysen in der folgenden Tabelle:

¹ Ich habe nicht die Absicht, das, was aus der Untersuchung der Gesteine der Rocca Bianca zu resultieren scheint, auf andere Lokalitäten auszuweiten und ebensowenig will ich mit den gemachten Einwänden die sehr großen Verdienste FRANCHI's um das Studium des Metamorphismus der alpinen Gesteine unterschätzen.

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	46,03	45,86	43,89	47,11
Ti O ₂	0,33	0,33	—	0,41
Al ₂ O ₃	22,76	23,27	25,37	19,15
Fe ₂ O ₃	1,50	1,19	1,87	3,06
Fe O	1,10	1,49	1,90	4,79
Mn O	0,18	0,17	—	0,22
Ca O	20,24	14,91	11,99	9,69
Mg O	5,49	6,60	8,35	9,88
Na ₂ O	1,61	2,32	2,32	2,52
K ₂ O	0,48	0,49	0,20	0,37
H ₂ O unter 110° .	0,12	0,15	0,11	0,08
H ₂ O über 110° .	1,55	2,67	4,17	3,38
CO ₂	—	0,25	0,12	—
	101,39	99,70	100,29	100,66

- I. Metamorphosierter Gabbro mit fast vollkommen unverändertem Diallag.
- II. Metamorphosierter Gabbro mit vollständig uralitisertem Diallag.
- III. Weißliches Gestein mit wenig Amphibol.
- IV. Amphibolprasinit mit großen Ocellen.

Aus dieser Tabelle geht klar hervor, daß es für die Gesteine der Rocca Bianca schwer fassbar ist, daß die Umwandlung von Gabbro zu Prasiniten ohne bedeutende Veränderung in der chemischen Zusammensetzung stattfindet. In der Tat enthalten im Falle der Rocca Bianca die Prasinite eine Eisenmenge, welche größer als jene der noch existierenden am wenigsten metamorphosierten Gabbro ist, und was noch wichtiger ist, je nachdem die Metamorphose fortschreitet, wechselt das Verhältnis der prozentischen Mengen von Ca O und Mg O stark, und zwar hat man ein fortschreitendes Abnehmen des Ca-Gehalts und ein Zunehmen des Mg, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

Gestein	I.	II.	III.	IV.
Ca O : Mg O =	3,7 : 1	2,3 : 1	1,4 : 1	1 : 1

Man müßte daraus schließen, daß die Metamorphose der Gabbro der Rocca Bianca in Prasinite nicht nur unter der Einwirkung des Wassers, sondern auch unter Substanzumtausch mit dem Äußeren stattgefunden hat. Man könnte einwenden, daß das Abnehmen des Calcium von Eigentümlichkeiten in der relativen Menge der Bestandteile der analysierten Gesteine herrühren könnte, aber einige einfache Betrachtungen widerlegen diese Einwendung. Unabhängig von jeder chemischen Analyse zeigt schon die mikroskopische Untersuchung, daß

die Ca O-Menge in den noch erkennbaren Gabbro größer als in den Prasiniten sein muß, weil die ersten immer zoisitreicher als die letzten sind. Man könnte sagen, daß der analysierte Gabbro No. I mit unverändertem Diallag sehr arm an diesem Mineral ist, und daß dies den kleinen Mg O-Gehalt des Gesteins erklärt: es ist sicher, daß die Analyse anderer diallagreicherer Varietäten eine größere Mg-Menge geben würde, aber jedenfalls müßte das Verhältnis Ca O : Mg O immer bedeutend größer als 1,4 : 1 sein, welches jenem des reinen Diallag dieser Gesteine entspricht¹. Man muß noch bemerken, daß der analysierte Prasinit ein Amphibolprasinit mit wenig Chlorit ist: die Analyse der chloritreichen Varietäten hätte sicherlich einen noch größeren Mg-Gehalt geliefert. Übrigens ist die „Decalcifikation“ eine Erscheinung, welche konstant die Uralitisation der Pyroxene begleitet, wie auch die genauen, an reinem Material von DUPARC und HORNING² vor kurzem angestellten Analysen des ursprünglichen Pyroxen und des neugebildeten Amphibol bewiesen haben (Ca O : Mg O = 1,8 : 1 am urspr. Pyroxen, 1 : 1 am Uralit).

Ferner glaube ich, daß die Notwendigkeit, Umtausch mit dem Äußeren anzunehmen, noch aus anderen Tatsachen hervorgeht. Man hat gesehen, daß der ursprüngliche Plagioklas der Gabbro der Rocca Bianca sehr basisch ist: wie kann man, ohne Umtausch, die Bildung nicht nur der bedeutenderen Albitmenge der Prasinite, sondern auch der zahlreichen Adern dieses Minerals, welche in den metamorphosierten Gabbro und in den Prasiniten reichlich vorkommen und die Bildung der bedeutenden Glaukophanmenge, welche die zahlreichen Lithoklassen erfüllt, erklären?

Ferner wurden nicht nur an der Rocca Bianca, sondern auch an anderen Lokalitäten Metamorphosen beobachtet, welche von Decalcifikation begleitet sind. So hat z. B. TERMIER³ diese Erscheinung an den basischen Eruptivgesteinen

¹ Ferner ist noch zu bemerken, daß der Ca O-Gehalt der Gabbro mit Ausnahme der olivinführenden Glieder den Mg O-Gehalt meist übertrifft, wie die Zusammenstellung der Analysen im Lehrbuch der Petrographie (p. 735. 3) von F. ZIRKEL zeigt.

² Sur une nouvelle théorie de l'ouralitisation. *Compt. rend.* 1904. **139**. 223.

³ Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basique de la région du Pelvoux. *Compt. rend.* 1897. **124**. 633.

des Gebiets vom Pelvoux beschrieben; der normale Diabas enthielt $\text{CaO} = 6,35\%$, $\text{MgO} 4,71\%$, das umgewandelte Gestein dagegen $\text{CaO} 0,95\%$, $\text{MgO} 5,32\%$.

Was die Art des Metamorphismus betrifft, welcher die besprochenen Umwandlungen verursachte, so haben sich fast gleichzeitig MANASSE und ganz besonders FRANCHI mit dieser Frage eingehend beschäftigt. Beide sind unabhängig zu übereinstimmenden Schlüssen gelangt, welche übrigens z. T. denjenigen entsprechen, welche LEPSIUS¹ in seinen Studien über die Geologie von Attika geäußert hatte, wie auch FRANCHI bemerkte. Im allgemeinen bin ich in Übereinstimmung mit FRANCHI und MANASSE. Daß es sich in unserm Falle nicht um Dynamometamorphismus handelt, geht sehr klar aus der meisterhaften Diskussion hervor, welcher ZIRKEL² die Metamorphose der Gabbrogesteine unterwarf. Sehr wichtig ist auch, was FRANCHI bemerkt, daß es nämlich in den Alpen stark gestörte Gesteine mit wenig bedeutendem Metamorphismus gibt; viele Jahre früher hatte EICHSTÄDT³ das Gegenteil beobachtet, nämlich stark umgewandelte Gabbrogesteine, an welchen die Einwirkung von Gebirgsdruck niemals zu beobachten war. Und vor kurzem hat SPEZIA⁴ wichtige Experimentaluntersuchungen und theoretische Betrachtungen bekannt gemacht, mit welchen er die Ansichten von BECKE⁵ und GRUBENMANN⁶ zu widerlegen sucht. Übrigens müßte jetzt selbst nach diesen Gelehrten die Temperatur eine bedeutende Rolle spielen, wie ihre Unterscheidung verschiedener Tiefenstufen, den verschiedenen geothermischen Graden entsprechend, zeigt. Die Wichtigkeit dieser Tiefenstufen für die Geologie der

¹ Geologie von Attika. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine. Berlin 1893.

² Lehrbuch der Petrographie. 1894. 2. 781. Siehe dort die betreffenden Literaturangaben über BONNEY, Mc MAHON, ADAMS usw.

³ Pyroxen- och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. 1887. 11. No. 14.

⁴ Il dinamometamorfismo e la minerogenesi. Atti R. Accad. delle Scienze di Torino. 1905. 40. Sitzung des 7. Mai 1905.

⁵ Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Compt. rend. du Congrès géol. intern. IX Session in Wien. 1903. Heft 2.

⁶ Die kristallinen Schiefer. Berlin 1904.

westlichen Alpen wurde vor kurzem von STELLA¹ hervor-
gehoben.

Im Falle der Gesteine der Rocca Bianca geht noch aus einer andern Tatsache hervor, daß der Gebirgsdruck allein die beobachteten Gesteinsumwandlungen nicht erklären kann, weil wir gesehen haben, daß der Metamorphismus sehr wahrscheinlich unter Substanzumtausch mit dem Äußeren stattfand.

Nach FRANCHI ist die Einwirkung des Drucks darauf beschränkt, das Wasser oberhalb 100⁰ flüssig zu erhalten und der Kontakt zwischen dem Wasser und den Mineralien zu erleichtern und im Falle eines Zerbrechens des Gesteins die Kontakt-
oberfläche zu vergrößern. Es scheint mir aber, daß dem Druck noch eine andere Einwirkung zukommt, nämlich eine, wenn auch sehr kleine Vermehrung des Lösungsvermögens des Wassers. Daß der Druck die Löslichkeit im allgemeinen vergrößert, ist sicher; ich beschränke mich darauf, auf die betreffenden Kapitel des Buchs DOELTER'S² hinzuweisen. Wenn wir auf diese Wirkung aufmerksam machen und genau die Bedeutung der Zeit schätzen, welche ein wichtiger geologischer Faktor ist, wie VAN T'HOFF³ und SPEZIA⁴ vor kurzem ganz besonders hervorhoben, so können wir auch als wahrscheinlich annehmen, daß die für die besprochenen Gesteinsumwandlungen nötige Temperatur nicht sehr hoch sein kann. Daß die Zeit die Temperatur ersetzen kann (natürlich oberhalb der niedrigsten Temperatur, welche nötig ist, damit eine Reaktion stattfindet), ist allgemein bekannt,* dafür sind einige mineral-synthetische Versuche von K. v. CHRUSTCHOFF⁵ sehr beweisend; dieser Forscher fand, daß die Zeit nicht nur die Temperatur, sondern auch die „agents minéralisateurs“ ersetzen kann.

¹ Il problema geo-tettonico dell' Ossola e del Sempione. Boll. R. Com. Geol. 1905. No. 1.

² Physikalisch-chemische Mineralogie. p. 209.

³ Die Bildung des natürlichen Anhydrit und die Rolle, welche die Zeit bei chemischen Umsetzungen spielt. Arch. néerl. de sc. exact. et nat. Harlem 1901, [2.] 6. 471.

⁴ Contribuzioni di geologia chimica. La pressione è chimicamente inattiva nella solubilità e ricostituzione del quarzo. Atti R. Acc. delle Scienze di Torino. 1905. 40.

⁵ Sur des nouveaux procédés de reproduction artificielle de la silice cristallisée et de l'orthose. Compt. rend. 1887. 104. 602.

Erklärung zu den Tafeln VI—IX.

Der Zweck der vorliegenden Arbeit beigelegten Mikrophotographien ist in deutlicher Weise zu zeigen, daß die Mikrostruktur aller beschriebenen Gesteine (metamorphosierter Gabbro mit oder ohne Diallagreste und eigentliche Prasinite), speziell in bezug auf den Feldspat, welcher schon in den relativ weniger metamorphosierten Gesteinen in Ocellen vorkommt, sehr ähnlich ist. Es wurden daher besonders die Partien mit Feldspat dargestellt.

- Fig. 1. Metamorphosierter Gabbro mit noch reichlich anwesendem Diallag und ziemlich häufigem Chlorit.
- „ 2. Stärker metamorphosierter Gabbro mit Diallagresten.
 - „ 3. Metamorphosierter Gabbro mit vollständig uralitisiertem Diallag.
 - „ 4. Typischer Prasinit mit großen Ocellen.

Diese Mikrophotographien wurden auf meine Bitte von meinem lieben Freunde Ing. S. FRANCHI unter Anwendung nur des Polarisators angefertigt; es ist für mich ein Vergnügen, auch hier ihm meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

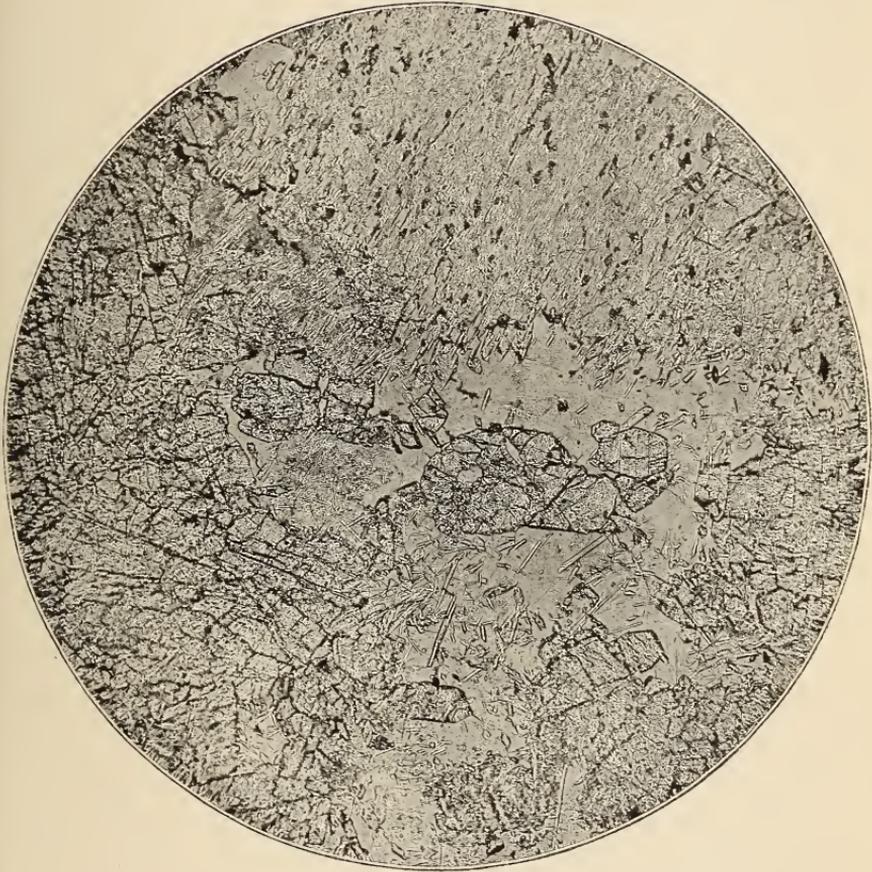


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1906

Band/Volume: [1906_2](#)

Autor(en)/Author(s): Zambonini Ferruccio

Artikel/Article: [Ueber den metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca im Susa-Tale. 105-134](#)