Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 65 (1985)

Heft: 1

Artikel: Geologie der Serottini-Intrusion (Campo-Kristallin, Val Camonica, Italien)

Autor: Bockemühl, Cornelius / Pfister, Hans

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-50215

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: 13.07.2025

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

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 65, 79–94, 1985

Geologie der Serottini-Intrusion

(Campo-Kristallin, Val Camonica, Italien)

von *Cornelis Bockemühl*[1] und *Hans Pfister*[1]

Abstract

This paper investigates the field and petrographic relations in the pre-alpine Serottini intrusion. It pertains to an ongoing study (R. HÄNNY and R. D. VOCKE) of the genesis of intrusive bodies in the Austroalpine Campo basement. The following subdivisions were found:

- two dioritic to gabbroic bodies, lacking clear "magmatic" contacts with their respective country-rocks;
- a later granodiorite intrusion comprising irregular masses, dikes and veins throughout the mapped area.

Large portions of all three bodies were intensively deformed.

Some of the surrounding gneisses and schists showed at least two metamorphic overprints. The most recent involved the retrograde formation of chloritoid.

Linear and planar structures often change direction over rather short distances, in part due to rotation during intrusion. They are still poorly understood.

Keywords: Serottini intrusion, gabbro, granodiorite, Potassium feldspar

Einleitung

Das Ziel der beiden hier zusammengefassten Diplomarbeiten (C. BOCKEMÜHL [1983] und H. PFISTER [1984]) war es, die Serottini-Intrusion, einen kleinen granitischen bis gabbroiden Intrusivkörper, im Feld und petrographisch genauer zu beschreiben. Im Laufe der Arbeit ergab sich ein gewisses Schwergewicht auf die mikroskopische Beschreibung von Deformationserscheinungen und Mineralumwandlungen, wie die Saussuritisierung von Plagioklas und die Chloritisierung von Biotit, und deren Beziehung zueinander. Dazu kam auch die genauere Bestimmung der Feldspäte: Plagioklas mit dem U-Tisch, Kalifeld-

[1] Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel.

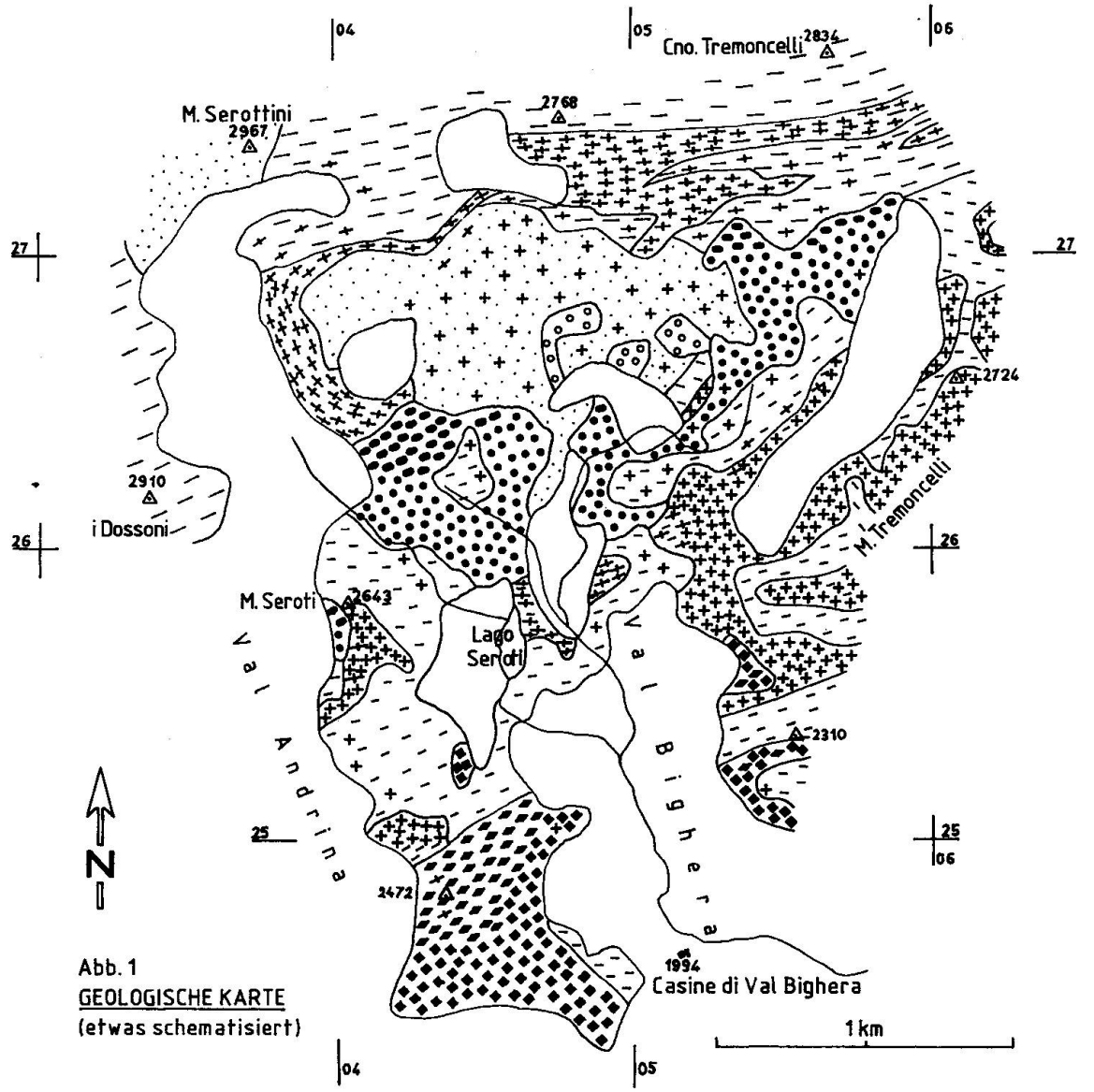
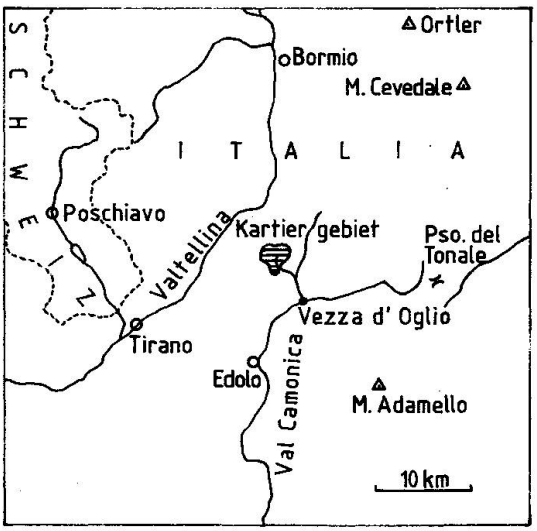


Abb. 1
GEOLOGISCHE KARTE
(etwas schematisiert)



Intrusiva

- Tremoncelli-Granodiorit (deformiert)
- Seroti-Diorit (deformiert)
- Salina-Diorit (deformiert)

Umgebungsgesteine

- Dunkler Gneis und Pianaccio-Gneis
- Serottini-Gneis
- Augengneis
- Glimmerschiefer
- Serottini-Gneis, mit Tremoncelli-Granodiorit-Gängen durchsetzt, teils ganz in Schollen aufgelöst (Andere Misch-Signaturen analog)

Aufgenommen: -im Westen von Hans Pfister
-im Osten von Cornelis Bockemühl
Bezeichnungen u. Km-Koord.: lt. Landesk. 1:25000, „Val Grande"

spat mit GUINIER-Aufnahmen und anschliessender Berechnung der Gitterkonstanten. Eine schematisierte Verkleinerung unserer geologischen Kartierung 1:10000 zeigt Abb. 1.

In den letzten Jahren wurde durch radiometrische Untersuchungen (G. BACHMANN [1981], A. DEL MORO et al. [1982], R. HÄNNY und R.D. VOCKE [mündl. Mitt.]) deutlich, dass die hier behandelte sowie weitere Intrusionen in der Umgebung (u.a. der Sondalo-Gabbro) nicht, wie bisher angenommen, alpin, sondern sicher älter sind, möglicherweise herzynisch. In diesem Zusammenhang ist die Beobachtung von intensiv deformierten und umgewandelten Partien der Serottini-Intrusion ein interessantes Ergebnis der vorliegenden Arbeit. Sowohl im Feld als auch in Schliffserien konnte der allmähliche Übergang vom massigen zum gneisigen Gestein verfolgt werden.

Es folgen nun eine kurze Beschreibung der Intrusiva, anschliessend der Umgebungsgesteine und schliesslich noch einige Bemerkungen zu den beobachteten Strukturen, die allerdings nur teilweise verstanden sind.

Intrusiva

Innerhalb der Serottini-Intrusion lassen sich zwei gabbroide bis dioritische Gesteinskörper und als Drittes ein Granodiorit unterscheiden (Abb. 1). Der *Salina-Diorit* liegt am Südrand des Kartiergebietes, während der *Seroti-Diorit*

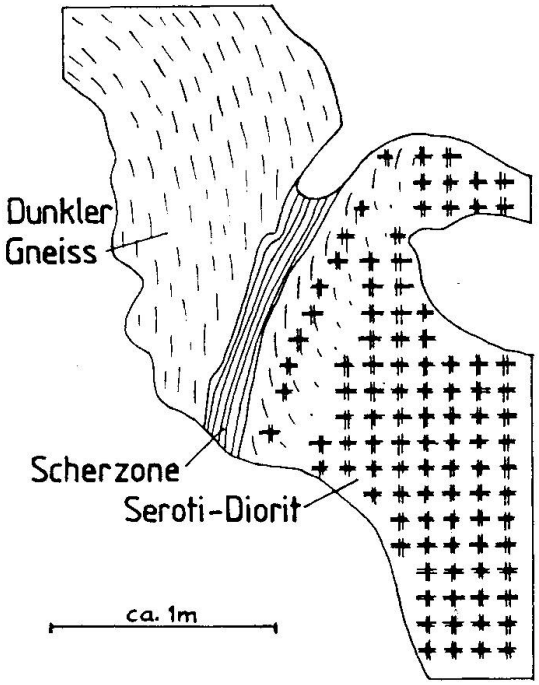


Abb. 2 Ein typischer Kontakt des Seroti-Diorits zu seinem Nebengestein: Eine zum Kontakt parallele Scherzone, in die die Schieferung des Dunklen Gneises einbiegt, die in einigen m Entferung eine deutlich andere Richtung hat. Der Übergang von der Scherzone zum massigen Seroti-Diorit ist ebenfalls ein allmählicher. (Schematische Zeichnung nach einem Foto. Km-Koord.: 2657N/0507E)

im zentralen Talkessel der Val Bighera vorkommt. Beide werden vom *Tremoncelli-Granodiorit* durchschlagen, dessen Hauptmasse den das Tal im Osten abschliessenden Tremoncelli-Grat bildet. Er kommt aber auch im ganzen Gebiet in Adern und Gängen vor.

Die beiden *Diorite* haben sehr viel gemeinsam. Jeder von ihnen bildet eine ziemlich geschlossene Masse, die in einem maximal 1 km breiten und mindestens mehrere km langen Geländestreifen aufgeschlossen ist, der sich von SW nach NE erstreckt. Bei keinem der beiden Diorite konnten eindeutig intrusive Kontakte oder ins Nebengestein reichende Gänge gefunden werden. Der Übergang zu diesem war immer entweder eine zum Kontakt subparallele, einige dm oder m breite Scherzone (Abb. 2), oder zwischen Diorit und Nebengestein befand sich ein kleiner Tremoncelli-Granodiorit-Gang. Der intrusive Charakter der Diorite ist also nur durch deren meist massige Struktur gegeben. Die Platznahme am heutigen Ort könnte im Prinzip auch durch ein tektonisches Ereignis erfolgt sein.

Hauptgemengteile sind jeweils Plagioklas, Quarz, Hornblende und Biotit, wobei in beiden Gesteinskörpern ein Übergang erfolgt von einem eher gabbroiden Teil im Südwesten zu einem dioritischen Teil im Nordosten. Dabei nimmt der Quarz-Gehalt von weniger als 10% bis auf ca. 20% zu. Die Zonierung des Plagioklas, die im Westen von über 60% Anorthit im Kern bis unter 30% am Kornrand reicht, erreicht im Osten auch im Kern nicht mehr 50%. Schliesslich kehrt sich das Verhältnis Hornblende- zu Biotit-Gehalt, das im Westen etwa 25–40% zu unter 10% beträgt, im Osten vollständig um. Manchmal oder immer vorkommende Akzessorien sind Apatit, Titanit, Zirkon («Zirkon» könnte immer auch z. T. Monazit sein) und Opake, sowie sekundär Klinozoisit, Hellglimmer (Serizit), Chlorit, selten Karbonat und Prehnit und besonders in Scherzonen Granat. Ein petrographischer Unterschied zwischen dem südlicher gelegenen Salina-Diorit und dem Seroti-Diorit ist die viel grössere Variabilität der Korngrössen im Salina-Diorit, die im Aufschlussbereich zwischen weniger als 1 mm und mehreren cm schwankt, sowie dessen deutlich höherer Gehalt an opaken Mineralien. In beiden Dioriten scheint die Hornblende mit dem Plagioklas ein ophitisches Gefüge zu bilden. Im Mikroskop konnte es aber nur im Salina-Diorit beobachtet werden. Abb. 3 und 4 zeigen Schliffzeichnungen der hornblendereicheren Varietäten der beiden Diorite.

Die Hauptmasse des *Tremoncelli-Granodiorits* bildet den Tremoncelli-Grat. In Gängen und kleineren Massen kommt er aber fast überall im Kartiergebiet vor. Er zeigt im Gegensatz zu den Dioriten häufig diskordante magmatische Kontakte zu allen Gesteinen ausser dem Glimmerschiefer (Abb. 5), der erst durch eine nachintrusive, den Tremoncelli-Granodiorit mit erfassende Deformationsphase in seiner heutigen Form entstanden ist. Bisher wurde kein Fall beobachtet, wo der Tremoncelli-Granodiorit eine der randlichen Diorit-Scherzonen durchschlägt, was für deren relative zeitliche Einordnung interessant

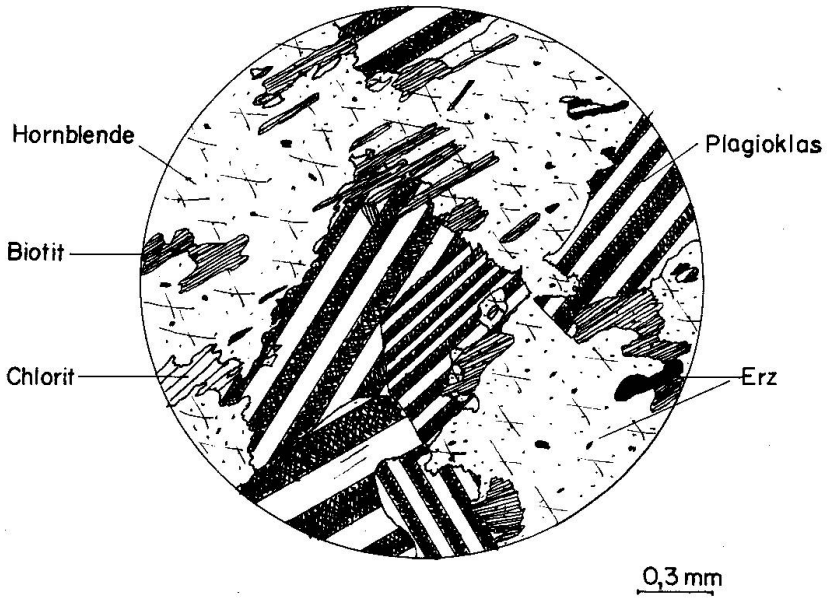


Abb. 3 *Salina-Diorit*, Hornblende-reicher Typ (HP-28). Hornblende und Plagioklas bilden ein ophitisches Gefüge. Die auffallend gleich orientierten Biotit-Körner scheinen ein nicht mehr stabiles Relikt zu sein. (Km-Koord.: 2477N/0463E)

wäre. Abschreckungsränder oder ähnliche magmatische Kontaktphänomene spielen kaum eine Rolle, was ebenso wie die Tatsache der grossen Reichweite und Verästelung der vielen Gänge auf eine Intrusion in ein warmes, d.h. tiefgelegenes Umgebungsgestein hindeutet.

Insgesamt ist der Tremoncelli-Granodiorit ziemlich homogen. Die mittlere Korngrösse beträgt immer ca. 2 mm, und rund 90% des Gesteins bestehen aus Plagioklas (Anorthit-Gehalt 20–25%), Quarz und Kalifeldspat (nach der er-

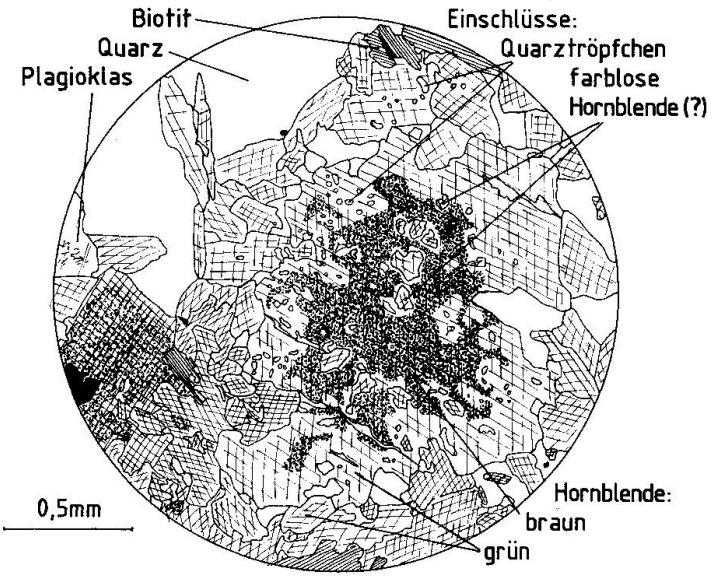


Abb. 4 *Seroti-Diorit*, Hornblende-reicher Typ (CB-33). Hier wurde schematisch die farbliche Zonierung der grösseren Hornblende-Körner dargestellt: Zum Kornrand und zu den Einschlüssen hin geht die Farbe von braun nach grün, ohne scharfe Grenze. (Km-Koord.: 2612N/0482E)

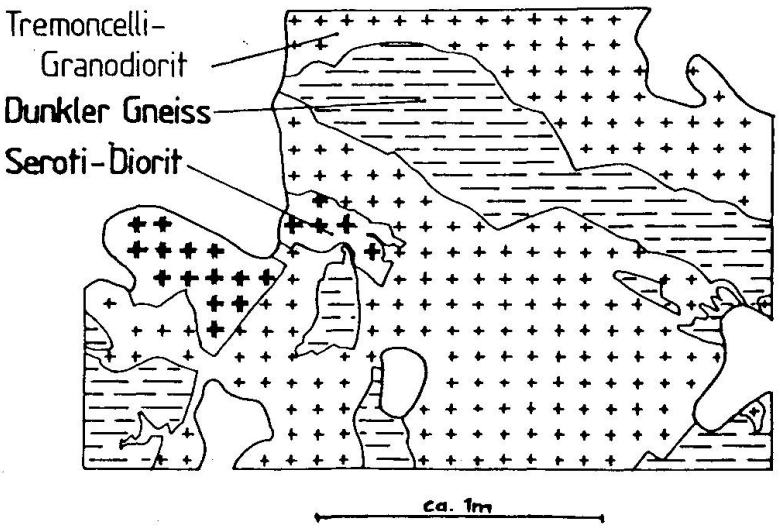


Abb. 5 Massiger *Tremoncelli-Granodiorit*, der Schollen von Seroti-Diorit und Dunklem Gneis enthält. (Schematische Zeichnung nach einem Foto. Km-Koord.: 2701N/0552E)

wähnten Bestimmungsmethode maximaler Mikroklin), zu denen dann noch ca. 6–8% Biotit und 2–4% Hellglimmer kommen, sowie Apatit, Titanit, Zirkon, Karbonat und Opake als Akzessorien.

An beobachteten *Mineralumwandlungen* spielt neben der Saussuritisierung des Plagioklas, d.h. der Bildung von feinem Hellglimmer und Klinozoisit (optisch z.T. eher Epidot), die Chloritisierung des Biotit stellenweise eine Rolle. Dieser wird dabei sukzessive vom Rand her durch Chlorit pseudomorphosiert, wobei als Nebenprodukt opake Einlagerungen entstehen sowie ein weiteres, durch eine GANDOLFI-Röntgen-Aufnahme und Gitterkonstanten-Berechnung überraschenderweise als Sanidin bestimmtes Mineral[2] (s. Abb. 6).

Durch *Deformation* entsteht aus dem Tremoncelli-Granodiorit ein Gneis mit typischen, bis ca. 1 cm grossen Feldspat-Augen. Mikroskopisch kann man unterscheiden: 1. Gröbere Feldspat-Bruchstücke, die teils auch intern deformiert sind (z.B. verbogene Zwillingslamellen), 2. Quarz-Linsen, die ein mehr oder weniger deutliches Polygonalgefüge zeigen, und 3. feinkörnige, durchbewegte Bereiche (Abb. 7). Diese bestehen im wesentlichen aus Hellglimmer, Klinozoisit/Epidot, Quarz, Biotit und kleineren Plagioklas-Fragmenten. Die ersten beiden stammen vermutlich grösstenteils aus der Zertrümmerung von Plagioklas,

---

[2] Es wurde als solcher bestimmt und die Berechnung der Al-Si-Verteilung nach D.B. STEWART (1975) zu:

Al		t1o	= 0,22 (0,09 2sdm)
———	auf	t1m	= 0,30 (0,09 2sdm)
Al + Si		t2o,m	= 0,24 (0,09 2sdm)

Die dazu nötige Gitterkonstanten-Berechnung stützt sich auf eine GANDOLFI-Einkristall-Röntgenaufnahme.

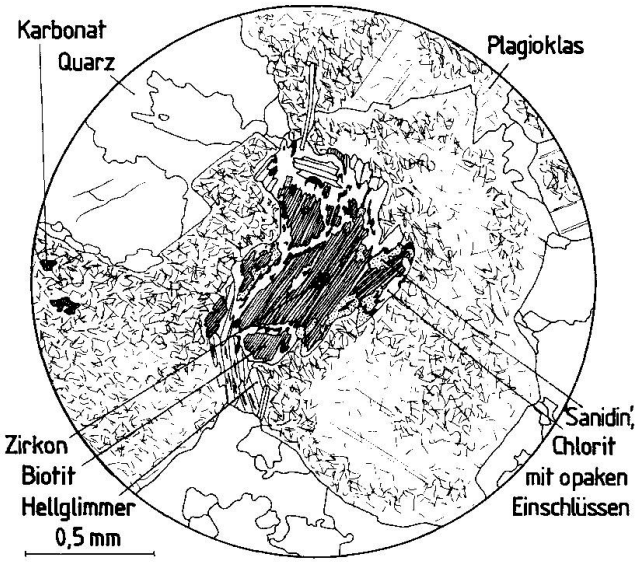


Abb. 6 *Tremoncelli-Granodiorit* (CB-49), Chloritisierung des Biotit. Diese schreitet offenbar vom Rand und von Spaltrissen her nach innen fort. Es entsteht, neben Chlorit und Opaken, der im Text erwähnte «Sanidin». (Km-Koord.: 2629N/0581E)

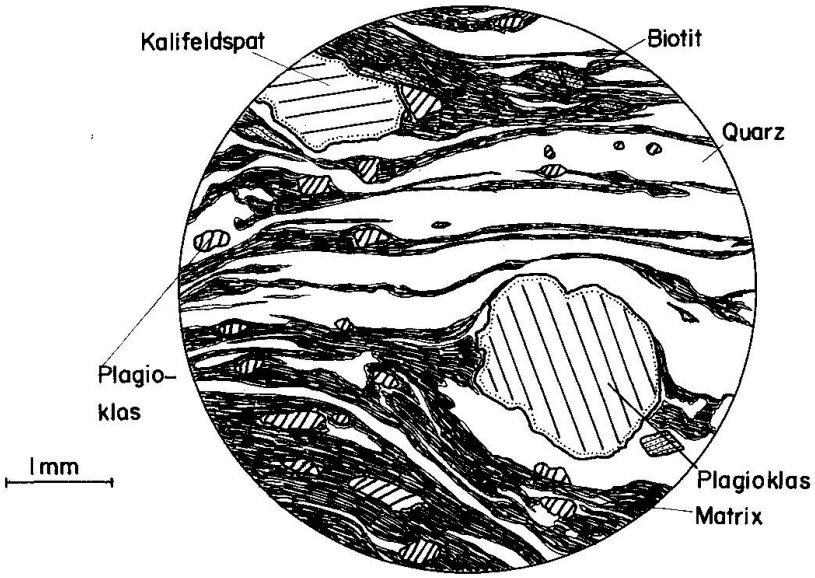


Abb. 7 *Vergneister Tremoncelli-Granodiorit* (HP-187). Man erkennt eine Gliederung in
1. intern z. T. deformierte Feldspat-Klasten,
2. Quarz-Linsen mit einem hier nicht dargestellten Polygonalgefüge,
3. eine feinkörnige, rekristallisierte Matrix, die schematisch dargestellt ist und um die Klasten «herumfliesst» (s. auch Abb. 8 und 9).

Man könnte so das Gestein auch als *Mylonit* bezeichnen. (Km-Koord.: 2561N/0413E)

der vor oder während der Deformation saussuritisiert wurde. Ein grosser Unterschied besteht hier zwischen den nur wenige m breiten deformierten Zone im südlichen und mittleren Gebietsteil, wo die Mineralien dieser feinkörnigen Matrix gut eingeregelt sind (Abb. 8), und der breiteren deformierten Zone im Norden, wo sie viel grössere Körner bilden, die keine Orientierung aufweisen. Diese sind wahrscheinlich durch eine Rekristallisation entstanden, die erst nach

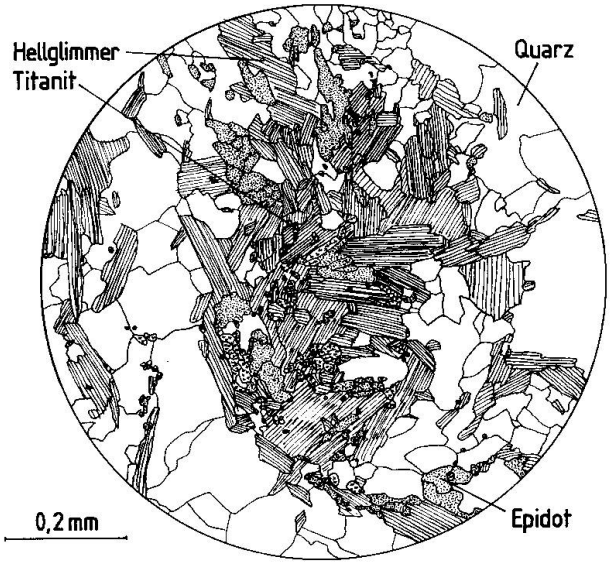


Abb. 8 Matrix des *mylonitisierten Tremoncelli-Granodiorits* (CB-48), wie er im zentralen und südlichen Teil des Kartiergebiets vorkommt. Die deformierten Zonen des Tremoncelli-Granodiorits sind hier nur jeweils einige m breit, und die Mineralien der Matrix sind feinkörnig und relativ gut eingeregelt (vgl. Abb. 9). (Km-Koord.: 2630N/0587E)

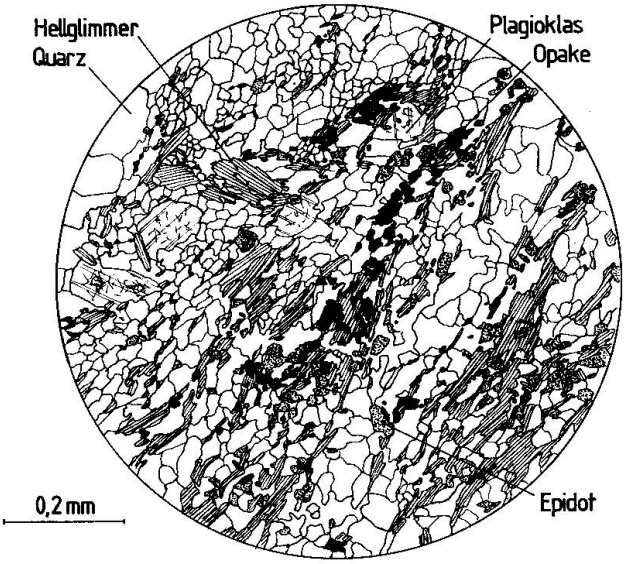


Abb. 9 Matrix des *mylonitisierten Tremoncelli-Granodiorits* (CB-52), wie er im nördlichen Teil des Kartiergebiets vorkommt. Hier erstreckt sich die Deformation der Gesteine über mehrere 100 m und die Mineralien der Matrix sind grobkörniger rekristallisiert als weiter südlich (s. Abb. 8) und nicht eingeregelt. (Km-Koord.: 2742N/0475E)

der Deformation stattgefunden hat (Abb. 9). Hier hat auch der Biotit eine grünlich-braune Farbe, während er sonst eindeutig braun ist. Man kann also an ihrem Rekristallisations-«Stil» zwei verschiedene nachintrusive Deformationstypen unterscheiden, von denen der zuletzt erwähnte auf höhere Temperaturen schliessen lässt als ersterer. In welchem zeitlichen Verhältnis die entsprechenden Deformationsereignisse stehen, ist nicht bestimmt.

H. P. CORNELIUS und M. FURLANI-CORNELIUS (1930) haben als erste die Serottini-Intrusion genauer beschrieben. Sie hatten wahrscheinlich mehr den südlichen Teil derselben im Auge, als sie die dort nur wenige m breiten Scherzonen gegenüber dem massigen Gestein eher als Ausnahme bezeichneten.

Umgebungsgesteine

Die von uns bearbeiteten Gebiete befinden sich im Campo-Ortler-Grosina-Kristallin, dessen tektonische Unterteilung noch nicht ganz geklärt ist.

G. BONSIGNORE und U. RAGNI (1968) teilen den südlichen Teil des Campo-Kristallins zwischen dem Bormio-Quarzphyllit und der Insubrischen Linie folgendermassen ein (vgl. tektonische Skizze Abb. 10):

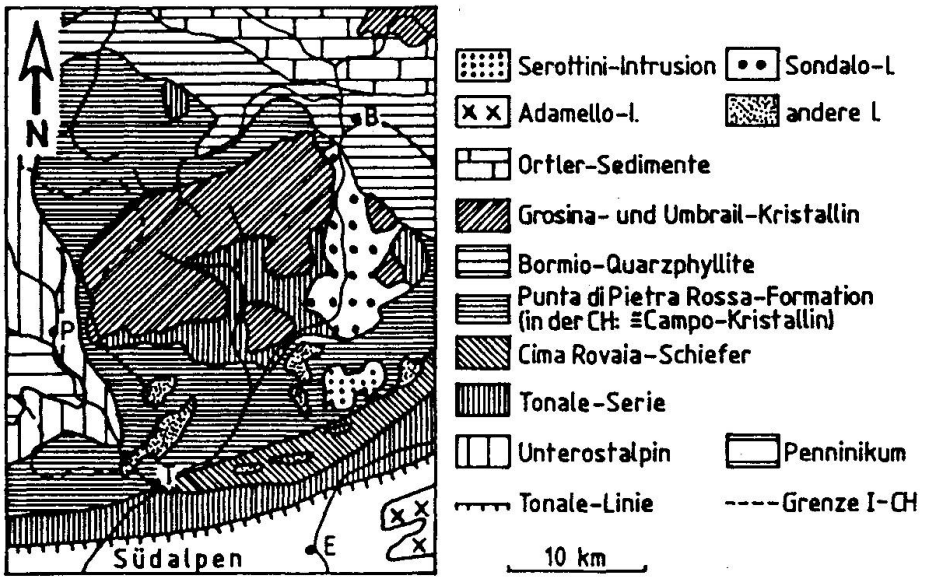


Abb. 10 *Geologisch-tektonische Übersicht* des südwestlichen Campo-Ortler-Grosina-Kristallins. (Etwas vereinfacht nach der Carta geologica d'Italia 1:100000, Blätter «Bormio» [1970] und «Tirano» [1969].) B = Bormio, P = Poschiavo, T = Tirano, E = Edolo.

- Subparallel zur Insubrischen Linie befindet sich die amphibolitfazielle («Sillimanit-Subfazies») *Tonale Serie,* die durch die Peio-Linie von den nördlich darauffolgenden
- *Cima-Rovaia-Glimmerschiefern* getrennt wird. Diese Schiefer haben einen niedrigeren Metamorphosegrad («Staurolith-Subfazies»).
- Die epi- bis mesozonalen Gesteine, die weiter nördlich folgen, abgetrennt durch die «Mortirolo-Linie», werden zur *Formazione della Punta Rossa di Pietra Rossa* zusammengefasst.

In dieser liegen unsere Gebiete. Der metamorphen Zonierung von G. BONSIGNORE und U. RAGNI widerspricht die Tatsache, dass Sillimanit-führende Gesteine in allen drei Einheiten auftreten.

Das Grosina-Kristallin wird von den genannten Autoren als eigenständige tektonische Einheit gesehen, die über dem Campo-Kristallin liegt. Dieses tektonische Modell wird aber neuerdings von L. GORLA und R. POTENZA (1975) verworfen: Die Pietra-Rossa-Formation und das Grosina-Kristallin werden als eine einzige Einheit betrachtet. Diese liegt dann über den Cima-Rovaia-Schiefern und der Tonale-Serie und hat einen amphibolitfaziellen Metamorphosegrad («Staurolith-Subfazies»).

Diese neu definierte «Formazione di Valle Grosina» wurde von B. BIANCHI POTENZA, L. GORLA und A. NOTARPIETRO (1977–81) genauer untersucht und dabei gegliedert in: «gneiss minuti», «gneiss occhiadini» und «gneiss granitoidi». Aus der genauen Lokalisierung der in diesen Arbeiten behandelten Proben in unserem Kartiergebiet ergab sich, dass auch unser mehr oder weniger deformierter Tremoncelli-Granodiorit zu den gneiss granitoidi gerechnet wird, dass also ein Teil der Serottini-Intrusion mit unseren Umgebungsgesteinen zusammengefasst wird.

Die Zugehörigkeit der Umgebungsgesteine zum Grosina- oder Campo-Kristallin soll hier nicht weiter diskutiert werden. Für die vorliegende Beschreibung wurde eine Gliederung in fünf mit eigenen Lokalnamen bezeichnete Gesteinstypen vorgenommen:

1. Der *Dunkle Gneis* ist ein feinlagiger, rostig anwitternder Zweiglimmergneis mit Color-Index um 40 und einer mittleren Korngrösse von einigen Zehntel-mm. Der Biotit ist manchmal vollständig in Chlorit umgewandelt. In variablen Mengen finden sich Oligoklas und sehr wenig Hornblende. Quarz macht

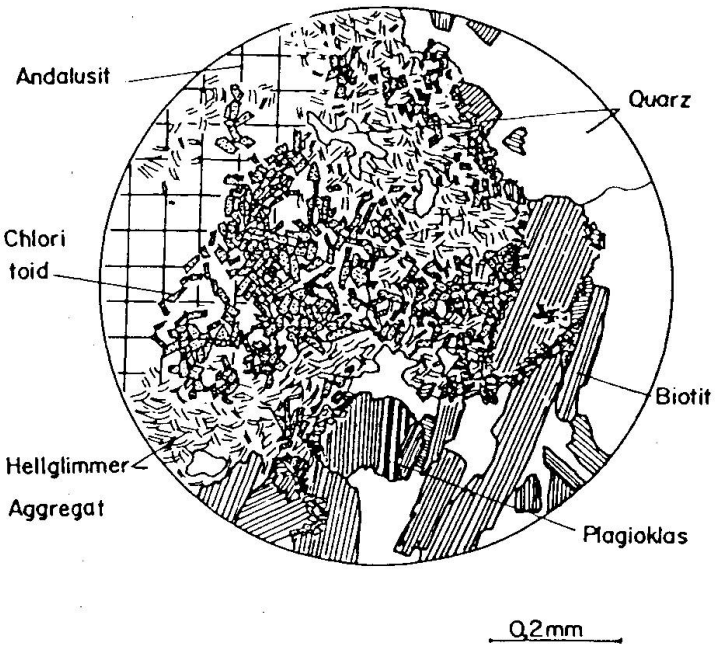


Abb. 11 *Pianaccio-Gneis* (HY-1470) mit Andalusit und Biotit, die umgewandelt werden in feinkörnigen Hellglimmer und Chloritoid.

jeweils mindestens 40% des Gesteins aus und erzeugt oft durch unregelmässig ausgebildete, bis 2 cm dicke Linsen eine Stoffbänderung. Granat ist ein typisches Akzessorium, neben Titanit, Zirkon, Apatit, Chlorit und Opaken.

2. Der *Pianaccio-Gneis* ist dem Dunklen Gneis makroskopisch sehr ähnlich. Er zeigt allerdings keine Quarz-Linsen, ist etwas dunkler – Color-Index um 50 – und grobkörniger. Nur im Mikroskop erkennbar sind «Nester» von feinkörnigem Hellglimmer, Quarz und fibrolithischem Sillimanit, assoziiert mit korrodiertem Biotit. Innerhalb dieser «Nester» findet man stellenweise, wohl als Produkt einer weiteren Umwandlung, feinkörnigen, idiomorphen Chloritoid. Seltener tritt stengeliger Sillimanit auf sowie Andalusit (optisch bestimmt, mit der e-Mikrosonde bestätigt). Beide werden ebenfalls randlich in feinschuppigen Hellglimmer und Chloritoid umgewandelt (s. Abb. 11). Bei der Kartierung konnte der Pianaccio-Gneis nicht vom Dunklen Gneis getrennt werden.

Es drängt sich die Frage auf, ob der Chloritoid nicht bei der regionalen, frühalpinen (Kreide-)Metamorphose gebildet worden sein könnte, die M. THÖNI (1981) beschreibt. Nach dessen Übersichtskarte befinden wir uns in der «Chloritoid-Zone».

3., 4. Ein meist reines Mineral-Lineations-Gefüge weisen der *Serottini-Gneis* und der *Augengneis* auf. Beide sind leukokrat (Color-Index ca. 20–25) und unterscheiden sich vor allem in Korngrösse und Mineralgehalt. So ist der Serottini-Gneis ziemlich feinkörnig (Korngrössen unter 1 mm) mit Quarz, Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) und Biotit als Hauptkomponenten (Abb. 12), während beim Augengneis die Körner mehrere mm Durchmesser erreichen. Dieser enthält als zusätzliche Hauptkomponenten auch noch Hellglimmer und Kalifeld-

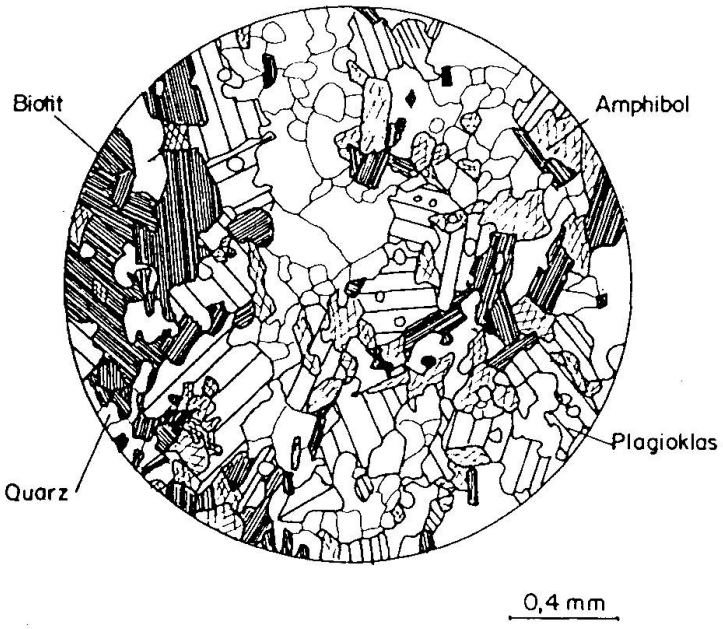


Abb. 12 *Serottini-Gneis* (HP-86), senkrecht zur Mineral-Lineation geschnitten. (Km-Koord.: 2491N/0399E)

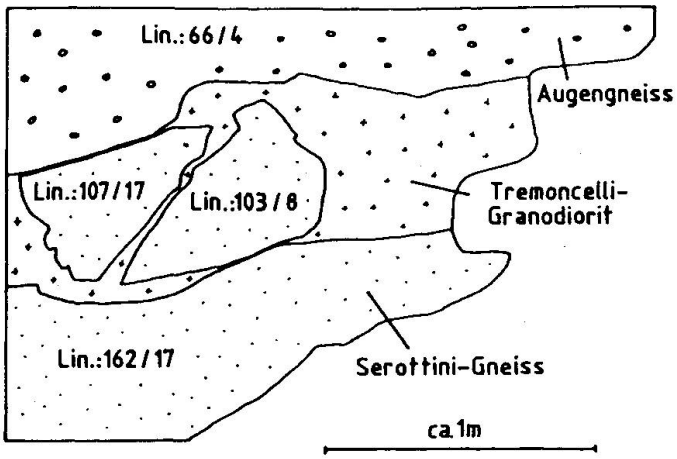


Abb. 13 Diskordanter Kontakt zwischen einer grösseren *Serottini-Gneis-* und einer *Augengneis*-Masse, mit einem zwischengeschalteten *Tremoncelli-Granodiorit*-Gang, der selber wiederum kleinere Schollen von Serottini-Gneis enthält. Es wird vermutet, dass auch die oben und unten im Bild erscheinenden Gneis-Massen grössere (bis › 100 m) Schollen sind, die im Tremoncelli-Granodiorit «schwimmen». (Lineationsrichtungen als Fallazimut/Fallen angegeben; schematische Zeichnung nach einem Foto. Km-Koord.: 2670N/0478E)

spat (fast maximalen Mikroklin nach der erwähnten Bestimmungsmethode). Die charakteristischen, bis mehrere cm grossen Augen bestehen aus beiden Feldspäten. Oft sind sie mehrkörnige Aggregate und nicht Einkristalle. Beiden Gneisen gemeinsame Akzessorien sind Zirkon, Titanit, Apatit, Opake, sekundär Chlorit, Klinozoisit/Epidot und selten Granat. Im Serottini-Gneis werden zusätzlich Hornblende und Orthit gefunden.

Der Serottini-Gneis kommt in einem Gebiet zwischen M. Serottini und dem zentralen Talkessel der Val Bighera vor, an das sich dort die kleineren Vorkommen des Augengneises anschliessen. Beide werden von vielen, einige cm bis m breiten Adern und Gängen von Tremoncelli-Granodiorit diskordant durchschlagen, und im 10–100-m-Bereich ändert die Lineation immer wieder ihre Richtung. Nach Beobachtungen im Aufschlussbereich kann es sich dabei um verschieden grosse, gedrehte Schollen handeln, die im intrusiven Tremoncelli-Granodiorit «schwimmen» (Abb. 13). Die Lineation ist damit eindeutig vorintrusiv. Dies ist durch diskordante Kontakte auch für die Schieferungen im Dunklen Gneis und im Pianaccio-Gneis belegt.

5. Dasselbe gilt nicht für den *Glimmerschiefer*, der im Norden des betrachteten Gebiets vorkommt. Dieser enthält nämlich viele cm- bis m-breite konkordante Lagen von vergneistem Tremoncelli-Granodiorit. Er scheint also durch die Deformation eines früheren, von Gängen durchsetzten Gneises entstanden zu sein, wobei besonders der Dunkle Gneis und der Serottini-Gneis in Betracht kommen. Am südlichen Rand des Glimmerschiefer-Vorkommens findet man auch entsprechende Übergänge, die das belegen (z. B. die boudinierte und verfaltete Ader von Tremoncelli-Granodiorit im Glimmerschiefer in Abb. 14). Ausserdem werden der Glimmerschiefer und der vergneiste Tremoncelli-Granodiorit stellenweise noch crenuliert.

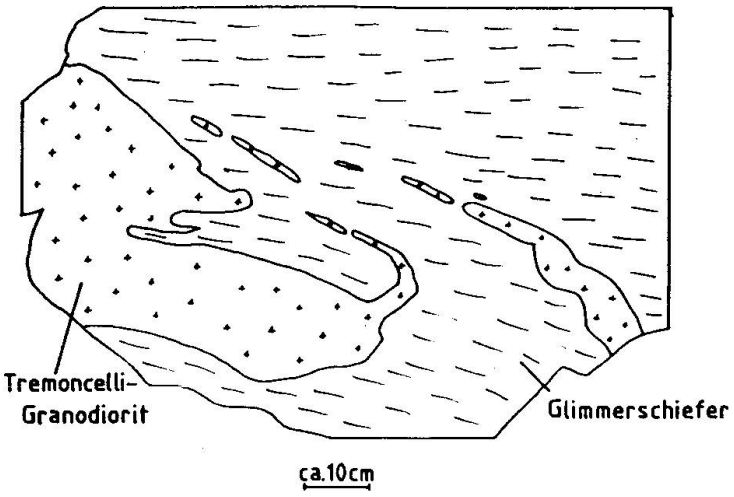


Abb. 14 Verfaltete und boudinierte Ader von *Tremoncelli-Granodiorit* im *Glimmerschiefer*, im Übergangsbereich vom meist massigen Tremoncelli-Granodiorit im zentralen Kartiergebiet zum mylonitisierten im Norden. Es soll die Vorstellung illustriert werden, dass der Glimmerschiefer in seiner heutigen Form durch eine nach der Intrusion des Tremoncelli-Granodiorits erfolgte Deformation entstanden ist. (Schematische Zeichnung nach einem Foto. Km-Koord.: ca. 2735N/0565E)

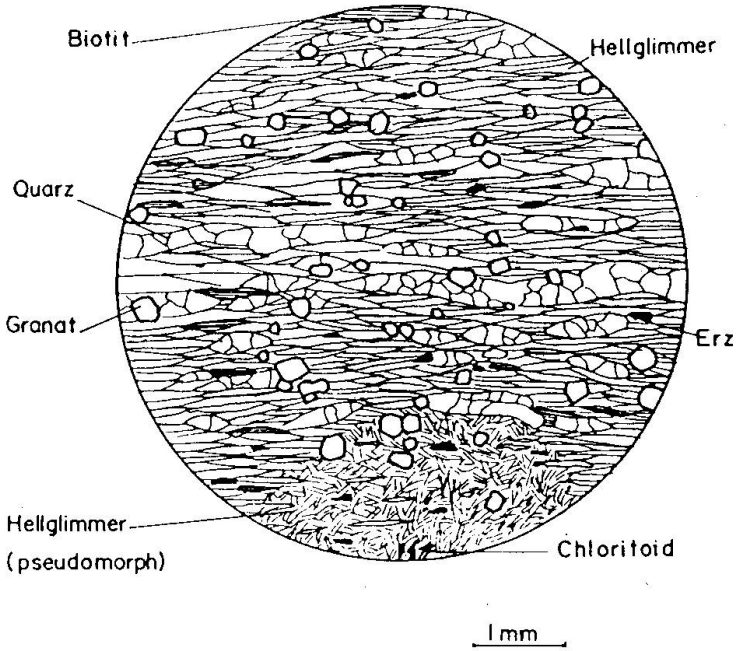


Abb. 15 Eine der Formen des *Glimmerschiefers* (HP-202). Unten ist eine der im Nordwesten des Kartiergebiets typischen Chloritoid-Hellglimmer-Pseudomorphosen zu erkennen. Nach welchem Mineral diese gebildet worden sind, war weder im Dünnschliff noch mit GANDOLFI-Röntgenaufnahmen festzustellen. (Km-Koord.: 2626N/0345E)

Eine Entstehung des Glimmerschiefers aus verschiedenen Gesteinstypen würde auch die beobachtete Variabilität im Modalbestand erklären, bei sonst ähnlichem makroskopischem Aussehen: metallisch glänzende Schieferungsflächen, manchmal glatt, manchmal crenuliert. Hauptgemengteile sind Quarz, Biotit und Hellglimmer. Als Nebengemengteile oder Akzessorien treten mehr

oder weniger verbreitet auf: Plagioklas (Oligoklas), Hornblende, Chlorit, Granat, Klinozoisit/Epidot, Turmalin, Titanit, Zirkon und Opake. Bei den im nordwestlichen oberen Talkessel im Glimmerschiefer vorkommenden, mehrere cm grossen, blaugrauen Stengeln handelt es sich um Pseudomorphosen aus feinschuppigem Hellglimmer und Chloritoid nach einem Mineral, das morphologisch Staurolith, evtl. auch Andalusit oder ein anders Mineral sein könnte. Weder mikroskopisch noch röntgenographisch wurden aber irgendwelche Relikte gefunden (Abb. 15).

Strukturen

Im Laufe unserer Feldarbeit haben wir mehrere hundert Planar- und Linear-Messungen gemacht und diese sowohl in einer Strukturkarte als auch in stereographischen Projektionen dargestellt. Trotzdem liess sich ein klares Gesamtbild der strukturellen Zusammenhänge, womöglich auch im grösseren regionalen Rahmen, nicht gewinnen. Nur einige Einzelaussagen lassen sich dennoch machen:

- Die Minerallineationen im Serottini- und im Augengneis, sowie die Schieferungen im Dunklen und Pianaccio-Gneis, sind *älter als die Serottini-Intrusion,* die selber als voralpin eingestuft wird. Die Richtungen dieser Strukturelemente streuen so weit, dass ihre regionale Bedeutung und ihre Beziehungen untereinander nicht herauszuarbeiten waren. Einer der Gründe für diese Streuung ist die Bildung kleiner und grosser Schollen (wahrscheinlich bis über 100 m) bei der Intrusion des Tremoncelli-Granodiorits, die gegeneinander rotiert wurden (Abb. 13).
- *Nachintrusive* und damit möglicherweise alpine Deformationserscheinungen sind erstens die vielen im zentralen und südlichen Gebietsteil beobachteten, einige m breiten Scherzonen, die oft ein Streichen von ca. 60–90 Grad Ost bei sehr variablem, aber eher steilem Fallen nach Norden oder Süden aufweisen. Dieses setzt sich nach Westen bis mindestens zu den Cime di Grom fort. Zweitens tritt im Nordosten des Gebiets eine breitere Scherzone auf, die aus Glimmerschiefer und vergneistem Tremoncelli-Granodiorit besteht und eine subvertikale Schieferungsrichtung bei ungefähr Ost–West-Streichen zeigt. Diese verliert sich dann im nordwestlichen Talkessel. Sie geht über in ein Antiklinalen-artiges Gebilde, und auf dem Grat zwischen M. Serottini und I Dossoni streicht der Glimmerschiefer konstant etwa Südwest–Nordost.

Eine Schwierigkeit bei der Einordnung der Strukturmessungen liegt auch darin, dass nicht überall Tremoncelli-Granodiorit vorkommt und so die Unterscheidung vor-/nachintrusiv oft nicht möglich ist.

Dank

Unsere beiden Diplomarbeiten wurden betreut von PD Dr. R. Hänny. Ihm und seinem Mitarbeiter Dr. R. D. Vocke sei für die tatkräftige Mithilfe im Feld und zu Hause gedankt. Wir konnten auch indirekt von deren Nationalfonds-Forschungsprojekt profitieren, das die Entstehung plutonischer Körper im Campo-Ortler-Kristallin zum Thema hat. Bei Dr. W. Frigo möchten wir uns für die Erlaubnis bedanken, im Stilfser-Joch-Nationalpark arbeiten zu dürfen. Schliesslich seien noch die vielen kleinen und grösseren Hilfen erwähnt, die uns das Mineralogisch-petrographische Institut Basel und dessen Mitarbeiter geboten haben.

Literaturverzeichnis

BACHMANN, G. (1981): Radiometrische Altersbestimmungen am Gabbro von Sondalo. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Univ. Münster/Westfalen.

BIANCHI POTENZA, B. und NOTARPIETRO, A. (1977): La «Formazione di Valle Grosina»: Revisione dei suoi aspetti petrografici in uno nuovo contesto geologico, I: Gli «Gneiss granitoidi». Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 33/2.

BIANCHI POTENZA, B., GORLA, L. und NOTARPIETRO, A. (1978): La «Formazione di Valle Grosina»..., II: Gli «Gneiss minuti» e III: Gli «Gneiss occhiadini». Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 34/2.

BOCKEMÜHL, C. (1983): Geologie der südöstlichen M.-Serottini-Intrusion (Provinz Brescia, Italien). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Mineral.-petrogr. Inst. der Univ. Basel.

BONSIGNORE, G. und RAGNI, U. (1968): Contributo alla conoscenza del Cristallino dell'alta Valtellina e dell'alta Valcamonica. Nota prima: la Formazione della Punta di Pietra Rossa. Fondaz. probl. montani arcoalpino, C. N. R., 73.

CORNELIUS, H. P. und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschrift Akad. der Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Bd. 102.

DEL MORO, A. et al. (1982): Revisione del significato strutturale e geochronologico delle masse intrusive minori dell'alta Valtellina: risultati preliminari. Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 38/1.

GORLA, L. und POTENZA, R. (1975): La «Formazione della Punta di Pietra Rossa». Auct.: revisione del suo significato nel contesto geologico delle Alpi Centrali. Boll. Soc. geol. ital. 94.

NOTARPIETRO, A. und GORLA, L. (1981): Contributo alla conoscenza delle formazioni austridiche nell'alta e media Valtellina. Variazioni petrochimiche nella Formazione di Valle Grosina. Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 37/2.

PFISTER, H. (1984): Geologie der südlichen M.-Serottini-Intrusion (Provinz Brescia, Italien). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Mineral.-petrogr. Inst. der Univ. Basel.

THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 124.

STEWART, D. B. (1975): Lattice Parameters, Composition and Al/Si-Order in Alkali Feldspars. Miner. Soc. of Amer., Short Course Notes Vol. 2: Feldspar Mineralogy.

Topographische Karten:
- Carta d'Italia alla scala di 1:25000, Fo. 19 I NE, Val Grande.
- Carta nazionale della Svizzera 1:50000, Fo. 279, Brusio.
- Carta d'Italia alla scala di 1:100000, Fo. 19, Tirano.

Geologische Karten:
- Carta geologica d'Italia 1:100000, Fo. 19, Tirano (1969). In unserem Kartiergebiet aufgenommen von U. RAGNI und G. BONSIGNORE.
- Carta geologica d'Italia 1:100000, Fo. 9, Bormio (1970). (Nördliches Anschlussblatt. Auf diesem liegt kein Teil unseres Kartiergebiets.)

Manuskript eingegangen 10. Dezember 1984.