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

Band: 55 (1975)

Heft: 2

Artikel: Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchung der granitischen Gesteine der Val Punteglias (GR)

Autor: Seemann, Ulrich

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-43074

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: 09.07.2025

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

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 257–306, 1975

Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchung der granitischen Gesteine der Val Punteglias (GR)

Von *Ulrich Seemann* (Rijswijk, Holland)*)

Mit 5 Abbildungen, 9 Figuren und 11 Tabellen im Text

Summary

In the Val Punteglias, at the eastern end of the main Aar Massif (Switzerland), there are three different types of Punteglias Granite and the Posta Biala Granite. The other plutonic rock types and dike rocks which occur in the area are not discussed in this paper. The mineral composition of the granitic rock types is as follows (all data in vol-%):

	Alkalifeldspar	Plagioclase	Quartz	Dark minerals
Dark Punteglias Granite (8 analyses)	48.8	26.8	14.4	10.0
Normal Punteglias Granite (7 analyses)	40.2	28.9	22.4	8.5
Light Punteglias Granite (4 analyses)	39.2	33.6	21.0	6.2
Posta Biala Granite (6 analyses)	21.5	39.2	33.8	5.5

The mineral composition of the three Punteglias Granite types was determined by macroscopical point-counting of stained samples. The mineral composition of the Posta Biala Granite was determined by point-counting of thin-sections.

Typical minerals of the Punteglias Granite are alkalifeldspar phenocrysts (up to 4 cm long), hornblende and sphene. The alkalifeldspars were analysed by microprobe and X-ray diffractometry.

34 total rock analyses (13—dark Punteglias Granite, 9—normal Punteglias Granite, 5—light Punteglias Granite, and 7—Posta Biala Granite) showed that the Punteglias Granite has a distinct chemistry. For example, the K_2O content is up to 6.4%, and the TiO_2 content is up to 0.9%. In addition, these analyses showed that there is a steady chemical variation from the dark Punteglias Granite to the Posta Biala Granite.

---

*) Koninklijke Shell Exploratie en Produktie, Laboratorium, Volmerlaan 6, Rijswijk, (Z. H.), Holland.

The radioactivity and the content of Zr increase from the Posta Biala Granite to the dark Punteglias Granite.

The granitic rocks of the Val Punteglias are most probably anatectic rocks of Hercynian age, which, subsequently, have been subjected to several phases of deformation and metamorphism.

Zusammenfassung

In der Val Punteglias am Ostende des Aarmassivs (Schweiz) konnten drei verschiedene Puntegliasgranitvarietäten ausgeschieden werden. Daneben gibt es eine weitere Granitvarietät, den sogenannten Posta-Biala-Granit. Die verschiedenen Gesteinstypen weisen folgende mittleren, modalen Mineralbestände auf (Angaben in Vol.-%):

	Alkalifeldspat	Plagioklas	Quarz	Dunkle Gemengteile
Dunkler Puntegliasgranit (8 Analysen)	48,8	26,8	14,4	10,0
Normaler Puntegliasgranit (7 Analysen)	40,2	28,9	22,4	8,5
Heller Puntegliasgranit (4 Analysen)	39,2	33,6	21,0	6,2
Posta-Biala-Granit (6 Analysen)	21,5	39,2	33,8	5,5

Für den Puntegliasgranit wurden die modalen Mineralbestände durch makroskopisches Auszählen von gefärbten Proben ermittelt, für den Posta-Biala-Granit mittels mikroskopischen Auszählens.

Die typischsten Minerale des Puntegliasgranits sind die Alkalifeldspat-Phänokristalle (bis zu 4 cm Länge), die Hornblende sowie der Titanit. Die Alkalifeldspäte wurden mittels der Elektronenmikrosonde und mittels der Röntgendiffraktometrie genauer untersucht.

34 Gesamtgesteinsanalysen (13 dunkle Puntegliasgranite, 9 normale Puntegliasgranite, 5 helle Puntegliasgranite und 7 Posta-Biala-Granite) zeigten, dass der Puntegliasgranit einen sehr charakteristischen Gesamtgesteinschemismus aufweist. So kann beispielsweise der Gehalt an K_2O bis zu 6,4% betragen, derjenige an TiO_2 bis zu 0,9%. Im weiteren zeigten diese Analysen eine stetige chemische Variation vom dunklen Puntegliasgranit bis zum Posta-Biala-Granit auf.

Ferner konnte eine Zunahme der Radioaktivität und des Gehaltes an Zr vom Posta-Biala-Granit bis zum dunklen Puntegliasgranit festgestellt werden.

Bei den granitischen Gesteinen der Val Punteglias handelt es sich sehr wahrscheinlich um anatektisch entstandene Plutonite von hercynischem Alter, welche später mehrfach überprägt worden sind.

Inhaltsübersicht

1. Einleitung 259
2. Umschreibung der verschiedenen Granitbereiche 264
3. Makroskopische Beschreibung der Granitvarietäten 265
4. Mineralogie des Puntegliasgranits 266
   4.1. Alkalifeldspat 266
      4.1.1. Mikroskopische Untersuchung 266
      4.1.2. Elektronenmikrosondenanalysen des Alkalifeldspats 268
      4.1.3. Röntgendiffraktometeranalysen des Alkalifeldspats 269

4.2. Plagioklas 272
4.2.1. Mikroskopische Untersuchung 272
4.2.2. Elektronenmikrosondenanalysen des Plagioklas 272
4.3. Quarz 275
4.4. Biotit und Chlorit 275
4.5. Amphibol 276
4.6. Akzessorische Mineralien 276

5. Mineralogie des Posta-Biala-Granits 280

6. Modalbestand der granitischen Gesteine der Val Punteglias 281
6.1. Methodisches 281
6.2. Diskussion der modalen Mineralbestände 283

7. Zur Chemie der granitischen Gesteine der Val Punteglias 283
7.1. Bemerkungen zu den Analysen und den petrochemischen Berechnungsmethoden 283
7.2. Diskussion der chemischen Analysen 284
7.3. Diskussion des geochemischen Variationsdiagramms 289
7.4. Diskussion des petrographisch-geochemischen Profils 290
7.5. Diskussion der chemischen Analysen anhand der QLM-Darstellung 291
7.6. Vergleich der QLM-Variationsbereiche der granitischen Gesteine der Val Punteglias mit den QLM-Variationsbereichen anderer aarmassivischer Gesteine 292
7.7. Zu den Spurenelementen Rb, Sr und Zr 293
7.8. Zu den Radioaktivitätsmessungen 294

8. Entwicklungsgeschichte der granitischen Gesteine der Val Punteglias 295
8.1. Entstehung 295
8.2. Beziehungen zwischen den verschiedenen Puntegliasgranitvarietäten 297
8.3. Beziehungen zwischen Puntegliasgranit und Posta-Biala-Granit 298
8.4. Zur Metamorphose 299
8.4.1. Auswirkungen, welche vor allem mit der mechanischen Beanspruchung zusammenhängen 299
8.4.2. Übrige Auswirkungen der alpinen Regionalmetamorphose 302

1. Einleitung

Allgemeines

Die vorliegende Arbeit stellt einen Auszug aus der im Juli 1974 an der Universität Bern abgeschlossenen Inauguraldissertation «Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchung der granitischen Gesteine der Val Punteglias» dar. Diese ungekürzte Dissertation ist an folgenden Stellen deponiert:

— Mineralogisch-Petrographische Institute Basel, Bern, Genf, Freiburg, Lausanne, Neuenburg, Zürich
— Universitätsbibliotheken Basel, Bern, Lausanne, Zürich
— Landesbibliothek Bern

Als Beilage enthält die Originaldissertation auch eine «Petrographische Karte Punteglias» im Massstab 1:10000, die vorläufig nicht publiziert wird.

Der vorliegenden Kurzfassung ist eine vereinfachte Kartenskizze beigefügt (Fig. 2, S. 263), auf welcher sämtliche Probeentnahmeorte von denjenigen Proben eingetragen sind, an welchen im Rahmen dieser Arbeit Untersuchungen vorgenommen worden sind. Hingegen fehlen auf dieser vereinfachten Kartenskizze sämtliche Gänge sowie der von KÜPFER (1970–1974) kartierte Abschnitt.

Übersicht über das Aarmassiv
(s. Fig. 1, S. 260)

Das Aarmassiv als Ganzes gehört zu den mehr oder weniger autochthonen, hercynischen Kristallinmassiven der Westalpen (Gotthard-, Aar-, Aiguilles-Rouges-, Montblanc-, Belledonne-, Grandes-Rousses-, Pelvoux- und Argentera-Massiv). Diese Kristallinkomplexe waren während des Mesozoikums von Sedimenten überlagert. Durch die mit der alpinen Gebirgsbildung verbundene

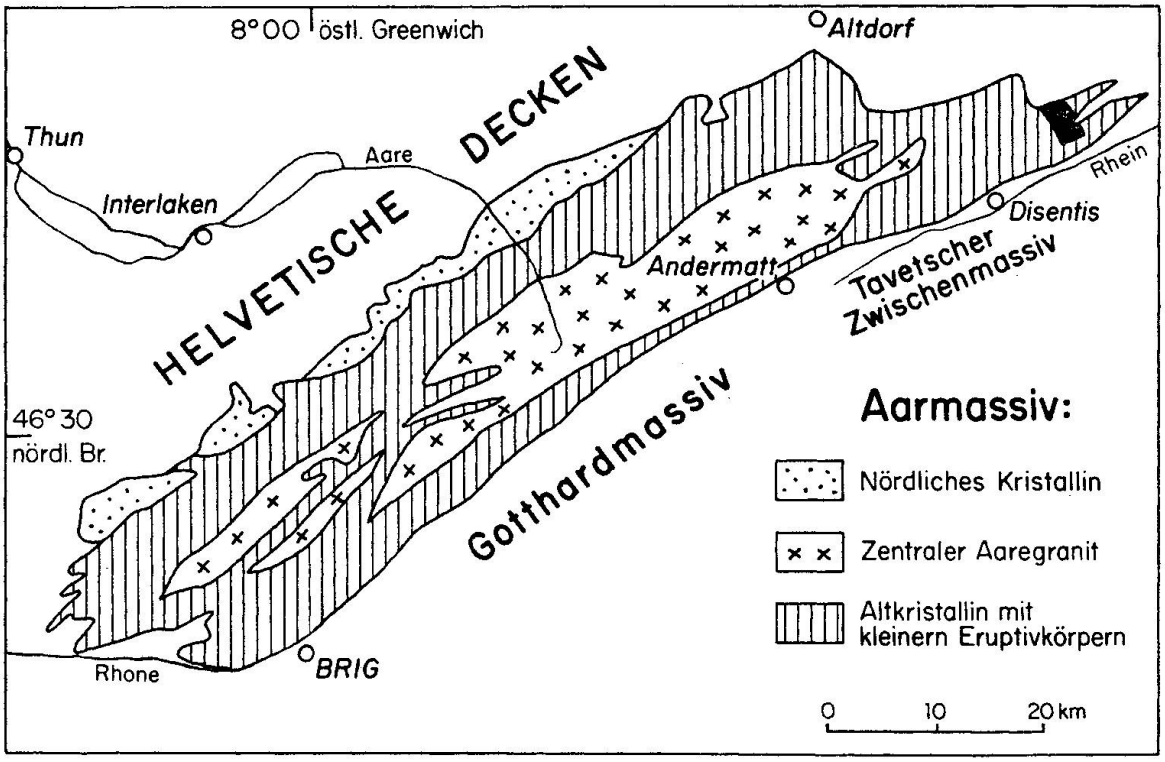


Fig. 1. Übersicht über das Aarmassiv. Der schwarze Bereich stellt das Gebiet der Val Punteglias dar.

Hebung und durch die Erosion der überlagernden Sedimente wurden diese Massive schliesslich mehr oder weniger freigelegt und erhielten ihre heutige Form.

Das Aarmassiv stellt mit seiner Ausdehnung von 120 km NE-SW-Länge und 23 km maximaler NW-SE-Breite das grösste schweizerische Zentralmassiv dar. HÜGI (1956) gliedert das Aarmassiv in folgende mehr oder weniger massivparallele Zonen (vereinfacht):

a) Zone der nördlichen Granite[1]): Gastern-, Lauterbrunnen-, Innertkirchen- und Tödigranit.
b) Die Zentrale Intrusivzone: Inklusive Zentraler Aaregranit, Grimsel-, Mittagfluh- und Punteglíasgranit.
c) Zone der Schieferhüllen (= Altkristallin mit kleinern Eruptivkörpern in Fig. 1, S. 260).

Übersicht über das Arbeitsgebiet

Das von mir untersuchte Gebiet lässt sich folgendermassen umgrenzen (vergleiche dazu: Petrographische Kartenskizze Punteglias [Fig. 2, S. 263], Petrographische Karte Punteglias in Originaldissertation, sowie die Landeskarten 1:25000 Blatt Tödi, Nummer 1193, und Blatt Trun, Nummer 1213):

— Die Westgrenze bildet der Westgrat des Punteglíaskessels, mit den folgenden Gipfeln (von N nach S): Piz Posta Biala – Piz Curtin – Piz Ner.
— Im Süden wurde das Untersuchungsgebiet bis zum Beginn der südlichen Schieferhülle miteinbezogen (= Felse und Schiefer am Kontakt auf der Petrographischen Kartenskizze Punteglias, S. 263).
— Im Osten folgt die Grenze dem Kontakt Aarmassiv–Cavistrau-Decke.
— Im Norden schliesst das Untersuchungsgebiet von KÜPFER (1974) direkt an.

Das Gebiet der Val Punteglias steht wohl mit seiner sehr grossen petrographischen Variabilität auf diesen wenigen Quadratkilometern im Rahmen des Aarmassivs einzig da. Wir finden neben den in dieser Arbeit behandelten Granitvarietäten in der Val Punteglias noch die folgenden hauptsächlichsten Gesteinstypen (alle bearbeitet von KÜPFER, 1974):

— Granodiorite – Quarzmonzodiorite bis Monzodiorite – Amphibolite und Hornblendegneise – hornblendefreie Gneise und Schiefer.

Daneben finden wir in den granitischen Gesteinen der Val Punteglias ein dichtes Netzwerk von verschiedenartigsten Gängen, nämlich:

— Granitporphyre – gleichkörnige, dunkle Gänge (Gangmonzonite und -diorite) – porphyrische, dunkle Gänge (Lamprophyre) – Aplite (alle bearbeitet

[1]) Nach mündlicher Mitteilung (HÜGI, 1974) heute eher als Nördliches Kristallin zu bezeichnen.

in KÜPFER, 1974) – migmatitähnliche Züge (vielfach gangartig auftretend; bearbeitet in SEEMANN, 1974).

Schliesslich lassen sich auch die verschiedenartigsten Kontaktverhältnisse in der Val Punteglias sehr schön studieren:

— Kontakt Aarmassiv–Altkristallin (bearbeitet in KÜPFER, 1974).
— Kontakt Aarmassiv–subhelvetische Decken (Cavistraudecke; bearbeitet in KÄCH, 1972, und KÜPFER, 1974).
— Kontakt Puntegliasgranit–Schieferhülle (bearbeitet in KÄCH, 1972, und SEEMANN, 1974).

Zum Begriff «Granitische Gesteine»

Als «Granitische Gesteine der Val Punteglias» gelten in dieser Arbeit alle Puntegliasgranitvarietäten sowie der Posta-Biala-Granit. Wohl fallen diese Granitvarietäten im *Q-A-P-Dreieck* nach STRECKEISEN (1967) nicht alle in das Granitfeld (s. S. 283). Zur Vereinfachung werden jedoch all diese Gesteinstypen (Punteglias-Quarzsyenit bis Quarzmonzonit, normaler und heller Puntegliasgranit sowie der Posta-Biala-Granit bis Granodiorit) in dieser Arbeit unter dem Begriff «Granitische Gesteine» zusammengefasst.

Historisches

Wahrscheinlich wegen seines dekorativen und charakteristischen Aussehens ist der Puntegliasgranit den Forschern schon zu Beginn des letzten Jahrhunderts aufgefallen.

A. ESCHER (1846) zitiert das Wort «Puntegliasgranit» zum ersten Mal, wobei bereits EBEL (1808) dieses charakteristische Gestein erwähnte.

A. HEIM (1921, S. 217) bezeichnete den Puntegliasgranit als «herrlichstes Leitgestein des Rheinerratikums».

Eigenartigerweise ist aber über den Puntegliasgranit bis heute noch nie eine ausführliche Arbeit erschienen. Wohl befassten sich verschiedene Autoren mit Spezialproblemen in der Val Punteglias oder arbeiteten in unmittelbarer Umgebung der Val Punteglias. Einige dieser Autoren seien hier auswahlweise aufgeführt:

WEBER (1912, 1922 und 1924) zeichnete die ersten Detailkarten und Profile der Val Punteglias und Umgebung.

BODMER-BEDER (1897) und FRIEDLÄNDER (1930) befassten sich mit den Erzminen der Val Punteglias.

HIRSCHI (1924) und FÖHN-RYBACH (1967) befassten sich mit der Radioaktivität der Gesteine aus der Val Punteglias.

KÖNIGSBERGER (1925) untersuchte die Mineralklüfte der Val Punteglias.

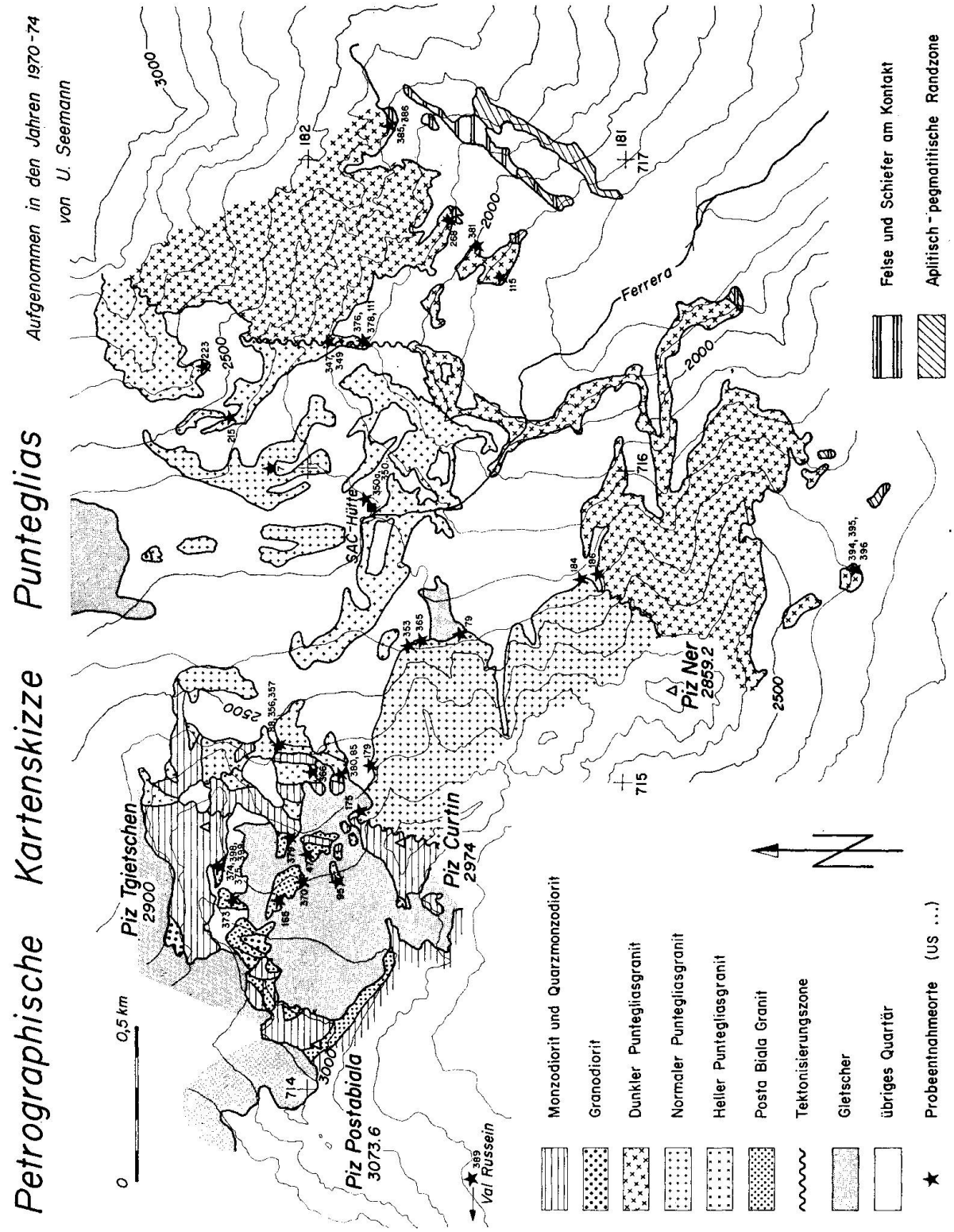

Petrographische Kartenskizze Punteglias
Aufgenommen in den Jahren 1970-74
von U. Seemann
0
0,5 km
Piz Tgietschen
2900
Piz Postabiala
3073.6
Piz Curtin
2974
Piz Ner
2859.2
SAC-Hütte
Ferrera
Val Russein
Monzodiorit und Quarzmonzodiorit
Granodiorit
Dunkler Punteglasgranit
Normaler Punteglasgranit
Heller Punteglasgranit
Posta Biala Granit
Tektonisierungszone
Gletscher
übriges Quartär
Probeentnahmeorte (US ...)
Felse und Schiefer am Kontakt
Aplitisch-pegmatitische Randzone

Fig. 2.

In P. NIGGLI et al. (1930) sowie HÜGI (1956) finden sich erste geochemische Daten aus der Val Punteglias.

Schliesslich seien noch FRANKS (1968) und KÄCH (1972) erwähnt, welche sich beide mit der Tektonik des Gebietes der Val Punteglias i. w. S. befassen.

2. Umschreibung der verschiedenen Granitbereiche

Man vergleiche dazu die petrographische Kartenskizze (Fig. 2, S. 263), die unpublizierte «Petrographische Karte Punteglias» im Massstab 1 : 10000 (s. Einleitung) sowie die Landeskarten 1 : 25000 (Blatt Tödi, Nummer 1193, und Blatt Trun, Nummer 1213).

— Bereich des dunklen Puntegliasgranits (SE-Bereich).

Dieser reicht in der Val Punteglias von der südlichen Schieferhülle bis zu der von mir als Grenze zum Bereich des normalen Puntegliasgranits angenommenen Tektonisierungszone (s. S. 300).

— Bereich des normalen Puntegliasgranits (mittlerer Bereich).

Dieser schliesst unmittelbar an den SE gelegenen Bereich des dunklen Puntegliasgranits an (s. oben). Er lässt sich in einer 800–900 m breiten Zone, welche mehr oder weniger parallel zur Tektonisierungszone Crap Grond–Piz Ner verläuft, verfolgen.

— Bereich des hellen Puntegliasgranits (NW-Bereich).

Dieser schliesst NW an den mittleren Bereich des normalen Puntegliasgranits an (s. oben). Der Bereich des hellen Puntegliasgranits lässt sich nur schwer vom Bereich des normalen Puntegliasgranits abtrennen. Es ist im Felde ein allmählicher Übergang zu beobachten. Der Bereich des hellen Puntegliasgranits ist sehr schmal und wird bald einmal abgelöst durch den Posta-Biala-Granit sowie Gesteinskomplexe von granodioritischer und quarzmonzodioritischer bis monzodioritischer Zusammensetzung (s. dazu KÜPFER, 1974).

— Bereich des Posta-Biala-Granits.

Dieser Bereich beginnt im Kessel des Posta-Biala-Gletschers auf einer Höhe von zirka 2700 m ü.M. Es handelt sich dabei jedoch nicht wie beim Puntegliasgranit um einen grösseren einheitlichen Granitkomplex. Der Posta-Biala-Granit tritt vielmehr spickelartig zusammen mit Mischgesteinen (s. dazu KÜPFER, 1974) in wechselnd breiter Bänderung auf.

3. Makroskopische Beschreibung der Granitvarietäten

(s. auch Abb. 1, S. 265 und Abb. 2, S. 266)

Unterscheidungskriterien

Die Gesteine im SE-Bereich (dunkler Puntegliasgranit) unterscheiden sich von den übrigen Typen vor allem durch ihren niedrigeren Quarzgehalt und ihren höheren Anteil an dunklen Gemengteilen. Typisch für diese Gesteine ist auch deren verbreitet schiefrige Textur.

Die Gesteine im mittleren Bereich (normaler Puntegliasgranit) sind in erster Linie an ihrer eindeutig porphyrischen richtungslosen Ausbildung zu erkennen. Alle Mineralien sind mehr oder weniger idiomorph ausgebildet. Selbst die dunklen Gemengteile können meistens von blossem Auge identifiziert werden (Biotit, Hornblende, Titanit).

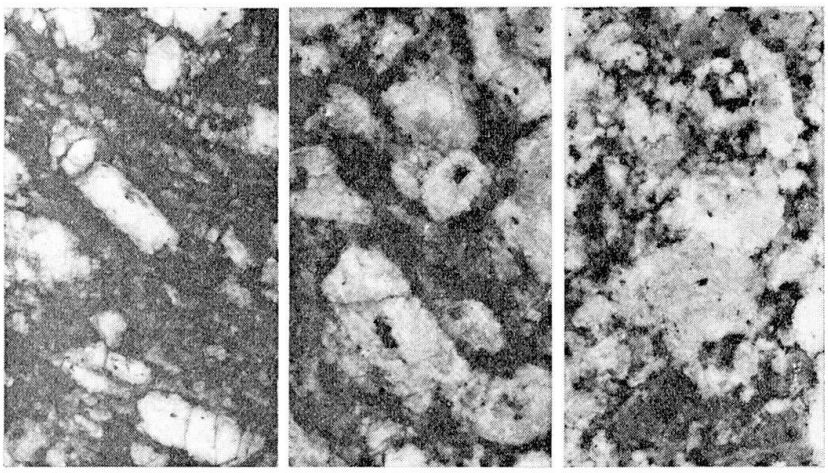


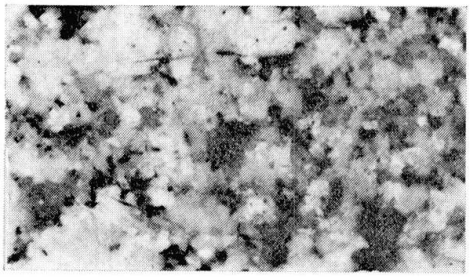
Abb. 1. Das makroskopische Bild der drei Puntegliasgranitvarietäten.

Links: Dunkler Puntegliasgranit, Probe US 395 (715770/180275). Mitte: Normaler Puntegliasgranit, Probe US 350a (715900/181800). Rechts: Heller Puntegliasgranit, Probe US 380 (715090/182010).

Die Gesteine im NW-Bereich (heller Puntegliasgranit) unterscheiden sich gegenüber den zwei anderen Typen vor allem durch deren höheren Quarzgehalt sowie einen niedrigeren Anteil an dunklen Gemengteilen und grossen Alkalifeldspatindividuen.

Den Puntegliasgranit kann man allgemein als hornblendeführenden, porphyrischen Granit beschreiben.

Der Posta-Biala-Granit unterscheidet sich gegenüber dem Puntegliasgranit durch das fast völlige Fehlen von grossen Alkalifeldspat-Individuen und Hornblende, sowie einen deutlich niedrigeren Anteil an dunklen Gemengteilen und



= 1 cm

Abb. 2. Das makroskopische Bild des Posta-Biala-Granits (Text S. 266, 267). Probe US 400 (714670/181900).

einen höheren Gehalt an Quarz. Es handelt sich um einen mittel- bis feinkörnigen, hellen, weissen bis grünlichweissen Granit.

4. Mineralogie des Puntegliasgranits

4.1. Alkalifeldspat

4.1.1. Mikroskopische Untersuchung

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Alkalifeldspäte im Puntegliasgranit fallen einem zwei Charakteristika auf. Es sind dies erstens die verschiedenartigsten perthitischen Entmischungserscheinungen und zweitens die Hinweise auf Zonarbau.

Zu den perthitischen Entmischungserscheinungen

Die hauptsächlichsten Entmischungserscheinungen sind die folgenden:

I. Die Perthitlamellen verlaufen parallel zu ein und derselben kristallographischen Richtung.

II. Es sind zwei verschiedene Richtungen von Perthitlamellen zu beobachten. In der einen Richtung verlaufen einheitlich schmale Lamellen, während in der anderen Richtung einheitlich breitere Lamellen verlaufen. Die breiteren Lamellen überschneiden die feineren. Diese Beobachtung könnte beispielsweise so interpretiert werden, dass wir es bei der einen Richtung mit einer primären perthitischen Entmischung zu tun haben, während es sich bei den Lamellen, welche in der anderen Richtung verlaufen, um eine sekundäre Albitisierung handeln könnte (s. Abb. 3, S. 267, sowie S. 302).

III. Bei einer weiteren Perthitart finden wir in der Regel nur feinste Entmischungslamellen. Im Gegensatz zu den Perthitarten I und II liefert uns die Kristalloptik bei dieser Perthitart III sowohl für die Matrix als auch für die Lamellen durchwegs zweiachsige, positive Achsenbilder (bei den Perthitarten I und II trifft dies nur für die Lamellen zu). Auch hier kann,

Abb. 3. Perthitart II (Text S. 266). Massstab: 2 cm = 0,5 mm. Probe US 4 (Normaler Punteglias-granit, 715885/181800). Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren.

wie bei Fall II, das Zustandekommen solcher feinstlamellierter, optisch positiver Perthite durch zwei voneinander zeitlich getrennte Ereignisse erklärt werden:

— Ein erstes in Form einer primären perthitischen Entmischung (= feinste Entmischungslamellen).
— Ein zweites in Form einer sekundären, submikroskopischen Albitisierung, welche aufgrund des optisch positiven Charakters der Matrix vermutet werden kann.

Am meisten perthitische Entmischungserscheinungen zeigen die Alkalifeldspat-Phänokristalle des dunklen Punteglias granits.

Zum Zonarbau

— Einen wichtigen Hinweis auf Zonarbau der Alkalifeldspäte im Punteglias-granit liefern die verbreitet zu beobachtenden, parallel zu den Kristallbegrenzungsflächen des Alkalifeldspats gewachsenen Gastmineralien; vor allem Plagioklas, Biotit und Hornblende.
— Im weiteren finden wir in den Alkalifeldspäten des Punteglias granits parallel zu den Kristallbegrenzungsflächen des Alkalifeldspats gewachsene, optisch einheitlich orientierte, durchgehende Plagioklasringe (s. Abb. 4, S. 268).

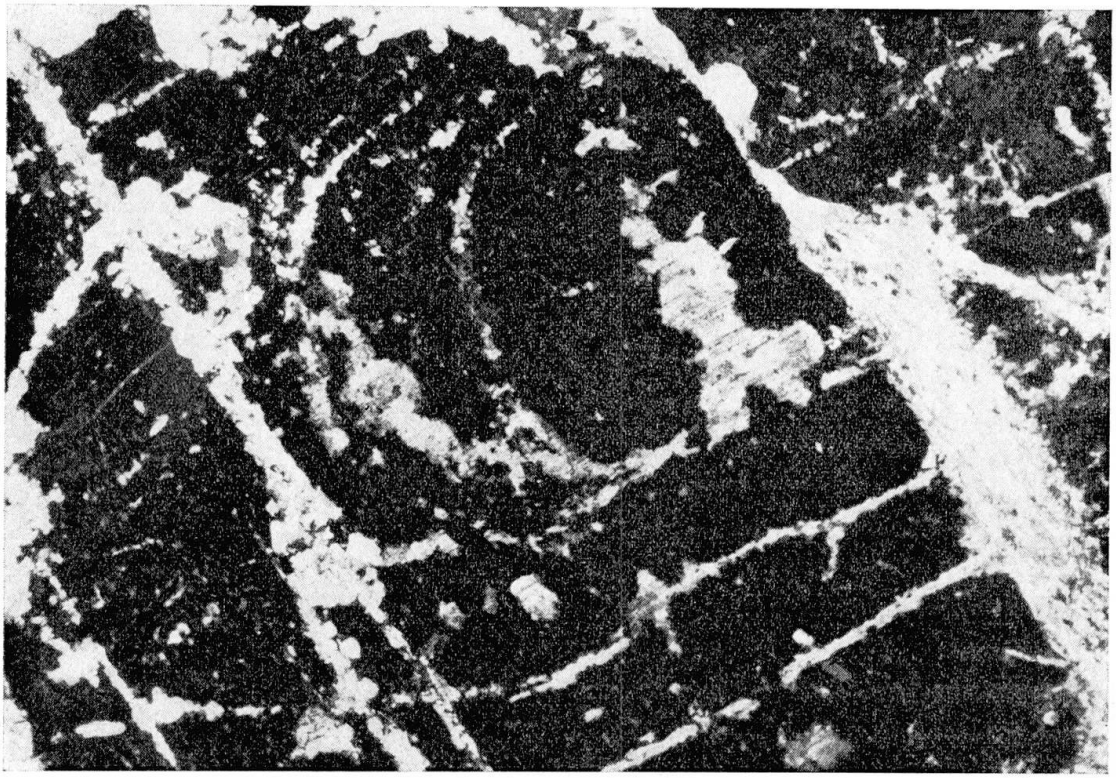


Abb. 4. Parallel zu den Kristallbegrenzungsflächen gewachsene Plagioklasringe (Text S. 267.) Massstab: 2 cm = 0,5 mm. Probe US 204 (Normaler Puntegliasgranit, 716415/181750). Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren.

4.1.2. Elektronenmikrosondenanalysen des Alkalifeldspats

Für methodische Einzelheiten wird auf die Originaldissertation (s. Einleitung) verwiesen.

Anhand einer Vielzahl von Elektronenmikrosondenprofilen durch Alkalifeldspat-Phänokristalle konnte festgestellt werden, dass die Alkalifeldspat-Phänokristalle des dunklen Puntegliasgranits mehr Na-reiche und K-arme Bereiche aufweisen als die Alkalifeldspat-Phänokristalle des normalen Puntegliasgranits. Zwei typische Beispiele aus solchen Profilen sind in Fig. 3, S. 269, dargestellt.

Die punktuellen Elektronenmikrosondenanalysen der Alkalifeldspat-Phänokristalle im dunklen und im normalen Puntegliasgranit sind in Tabelle 1, S. 270, zusammengestellt. Aus dieser Tabelle wird ersichtlich, dass es sich bei der Wirtsubstanz (Matrix) der Alkalifeldspat-Phänokristalle sowohl im dunklen als auch im normalen Puntegliasgranit um mehr oder weniger reine Orthoklassubstanz handelt. Die punktuelle Elektronenmikrosondenanalyse einer Lamelle (Gastsubstanz) ergab die Zusammensetzung eines mehr oder weniger reinen Albits (Probe US 186, dunkler Puntegliasgranit, Lamellentypus I., s. S. 266: Ab 97,5 Mol-%, An 1,2 Mol-%, Or 1,3 Mol-%).

Zusammen mit den mikroskopischen Untersuchungen (s. S. 266) und den Erläuterungen in diesem Abschnitt lässt sich schliessen, dass die Alkalifeldspat-

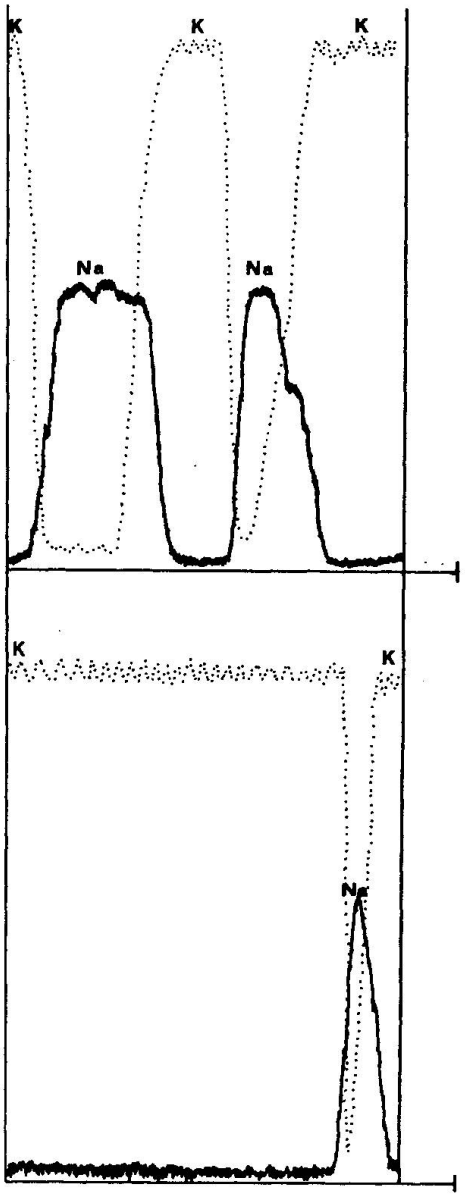


Fig. 3. Mikrosondenprofile in Alkalifeldspat-Phänokristallen. Oberes Profil = Profil durch einen Alkalifeldspat aus einem dunklen Puntegliasgranit (Probe US 186). Unteres Profil = Profil durch einen Alkalifeldspat eines normalen Puntegliasgranits (Probe US 215). Die Länge des Massstabes rechts von den Profilen entspricht einer Länge von 6 μ. Laufgeschwindigkeit in beiden Profilen 6 μ/Minute (Text S. 268).

Phänokristalle des dunklen Puntegliasgranits mehr Gesamt-Na respektive Gesamtgehalt an Ab-Molekül aufweisen als die Alkalifeldspat-Phänokristalle des normalen Puntegliasgranits. (Unter Gesamtgehalt ist der gesamte Gehalt der einzelnen Alkalifeldspat-Individuen zu verstehen; also die totale Matrix- und die totale Lamellensubstanz zusammen.) Diese Vermutung konnte mittels Röntgendiffraktometrie und nasschemischen Analysen von Alkalifeldspat-Phänokristallen bestätigt werden.

4.1.3. Röntgendiffraktometeranalysen des Alkalifeldspats

Mittels der Röntgendiffraktometeranalysen von herausseparierten und anschliessend künstlich homogenisierten Alkalifeldspat-Phänokristallen kann das

Tabelle 1. *Resultate der punktuellen Elektronenmikrosonden-Analysen der Alkalifeldspatmatrix im dunklen und im normalen Puntegliasgranit*

					Mittelwerte		
		Ab	An	Or	Ab	An	Or
Messungen aus dem dunklen Puntegliasgranit							
US 186	Messpunkt A	4,3	0,00	95,7			
	Messpunkt B	4,5	0,03	95,5	4,7	0,02	95,2
	Messpunkt C	5,5	0,03	94,5			
Messungen aus dem normalen Puntegliasgranit							
US 215	Messpunkt A	6,3	0,09	93,6			
	Messpunkt B	9,2	0,30	90,5	7,1	0,20	92,7
	Messpunkt C	5,8	0,10	94,1			

Die Angaben sind in Mol.-%. Der relative Fehler beträgt $\pm 3\%$. Die Messpunkte A, B und C stammen jeweilen aus ein und demselben Alkalifeldspat-Phänokristall.

Tabelle 2. *Resultate der Diffraktometeranalysen von herausseparierten und anschliessend künstlich homogenisierten Alkalifeldspat-Phänokristallen*

Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte nach TUTTLE (1958). Die Werte in der Tabelle stellen die molekularen Or/Ab-Verhältnisse dar.

Dunkler Puntegliasgranit		Or/Ab	Variationsbereich	Mittelwert
US 186	(1. Individuum)	0,66		
US 186	(2. Individuum)	1,13	0,66–1,13	0,82
US 385	(Doppelbestimmung, zwei Präparate	0,82		
	von ein und demselben Individuum)	0,66		
Normaler Puntegliasgranit				
US 4	(1. Individuum)	2,70		
US 215	(1. Individuum)	4,25		
US 215	(2. Individuum)	3,00		
US 215	(3. Individuum)	3,76	2,70–4,25	3,20
US 350a	(1. Individuum)	2,70		
US 350a	(2. Individuum)	2,70		
US 350a	(3. Individuum)	3,34		

Or/Ab-Verhältnis in den Alkalifeldspäten bestimmt werden. Für methodische Einzelheiten wird auf TRÖGER (1967, S. 695) sowie die Originaldissertation (s. Einleitung) verwiesen.

Die Daten der Tabelle 2 zeigen ganz eindeutig, dass die Alkalifeldspäte des dunklen Puntegliasgranits einen höheren Gesamtgehalt an Ab-Molekül aufweisen als die Alkalifeldspäte im normalen Puntegliasgranit (s. dazu auch S. 266). In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, dass an einigen Individuen auch nasschemische Analysen auf Na, K und Ca vorgenommen wurden. Die Resultate dieser Analysen stehen im Einklang mit den anderen Beobachtungen und Untersuchungen, indem ein Alkalifeldspat aus einem dunklen Puntegliasgranit 5,5% Na_2O aufwies, während der Alkalifeldspat im normalen Puntegliasgranit im Maximum lediglich 2,6% Na_2O aufwies.

Abschliessend sei noch bemerkt, dass das niedrige Or/Ab-Verhältnis von 0,82, wie es für die Alkalifeldspäte des dunklen Puntegliasgranits im Mittel bestimmt wurde, nach SECK (1971) unter gleichzeitiger Annahme eines primären, koexistierenden Oligoklas als Plagioklas (s. dazu S. 274) nicht einer primären Zusammensetzung dieser Alkalifeldspäte im dunklen Puntegliasgranit entsprechen kann (Interpretation dazu s. S. 302).

Tabelle 3. *Triklinität (△) der Alkalifeldspäte im dunklen und im normalen Puntegliasgranit*
Methodisch wurde nach GOLDSMITH und LAVES (1954) vorgegangen, wobei sich die Triklinität (△) nach folgender Formel berechnet: $\triangle = 12{,}5[d_{(131)} - d_{(1\bar{3}1)}]$. Die Werte wurden in der zweiten Kommastelle auf den nächsten Fünferwert auf- oder abgerundet.

Probe		Triklinität (△)	Variationsbereich	Mittelwert
Dunkler Puntegliasgranit				
US 111	(1. Individuum)	0,80		
US 111	(2. Individuum)	0,80		
US 111	(3. Individuum)	0,75		
US 111	(4. Individuum)	0,80		
US 115	(1. Individuum)	0,80		
US 115	(2. Individuum)	0,75		
US 115	(3. Individuum)	0,70	0,70–0,85	0,80
US 115	(4. Individuum)	0,75		
US 186	(1. Individuum)	0,80		
US 186	(2. Individuum)	0,85		
US 186	(3. Individuum)	0,80		
US 186	(4. Individuum)	0,85		
Normaler Puntegliasgranit				
US 215	(1. Individuum)	0,65		
US 215	(2. Individuum)	0,65		
US 215	(3. Individuum)	0,70	0,60–0,70	0,65
US 350a	(1. Individuum)	0,60		
US 350a	(2. Individuum)	0,65		

Aufgrund der 21 untersuchten Alkalifeldspat-Individuen können bezüglich der Triklinität der Alkalifeldspäte im dunklen und im normalen Puntegliasgranit (Tabelle 3) die folgenden Aussagen gemacht werden:

Sämtliche untersuchten Alkalifeldspäte zeigen sowohl im dunklen als auch im normalen Puntegliasgranit eine Neigung zum höheren Ordnungszustand des Mikroklins (Triklinität des Mikroklins = 1); dabei tritt diese Tendenz bei den Alkalifeldspäten des tektonisch stärker beanspruchten, dunklen Puntegliasgranits (s. S. 297) etwas deutlicher in Erscheinung als beim normalen Puntegliasgranit. Die einzigen uns zur Verfügung stehenden publizierten Vergleichsdaten aus dem Aarmassiv finden sich in WÜTHRICH (1965, S. 964). Dort zeigte eine einzige Probe (Erstfeldergneis, Probe Nr. 6) einen ähnlichen Triklinitätswert (△ = 0,70) wie die Alkalifeldspäte im dunklen und im normalen Puntegliasgranit. Alle andern dort analysierten Alkalifeldspäte zeigten entweder den Ordnungszustand des reinen Sanidins oder des reinen Mikroklins.

4.2. Plagioklas

4.2.1. Mikroskopische Untersuchung

Die Plagioklase treten zur Hauptsache als hypidiomorphe Kristalle von dicktafligem-prismatischem Habitus auf. Ihr Verhältnis von Länge zu Breite beträgt im Mittel 2 : 1, ihre mittlere Länge 1 mm. Sie zeigen verbreitet polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Diese Zwillingslamellen können jedoch nicht immer gut beobachtet werden, da diese oft von Zersetzungsprodukten überdeckt werden.

Auch die Plagioklase scheinen heute, wenn auch in weniger ausgeprägtem Masse als die Alkalifeldspat-Phänokristalle, inhomogen gebaut zu sein. Anders lässt sich die unregelmässige (inhomogene) Zersetzung der Plagioklase nur schwer erklären.

Als Neubildung konnte schon mikroskopisch mit einiger Sicherheit Albit nachgewiesen werden. Am typischsten für den Puntegliasgranit scheinen Albitanwachsränder um ältere, zersetzte Plagioklaskörner zu sein.

Plagioklase in sehr stark beanspruchten Proben (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit) zeigen starke Lamellenverbiegungen. Im weiteren ist bei den Plagioklasen (vor allem des dunklen Puntegliasgranits) ein weiteres interessantes Phänomen zu beobachten:

Völlig frisch aussehende Plagioklase zeigen optische Eigenschaften, welche für einen Albit sprechen. Rund um diese Individuen ziehen blastomylonitische Lagen, bestehend aus Sericit, Epidot, Calcit und Quarz (s. dazu S. 300). Diese Erscheinung kann als ein fortgeschrittenes Zersetzungsstadium der Plagioklase, und zwar in Form einer abschliessenden Selbstreinigung, ähnlich wie es bei den Glimmern beobachtet werden kann (s. S. 276), gedeutet werden.

4.2.2. Elektronenmikrosondenanalysen des Plagioklas

In folgenden Proben wurden an Plagioklasen punktuelle Analysen vorgenommen (Tabelle 4). Es handelt sich um die gleichen Proben, an welchen auch die Alkalifeldspat-Phänokristalle analysiert wurden (s. S. 270).

— Dunkler Puntegliasgranit

US 186 Ia: Plagioklas in Alkalifeldspat-Phänokristall
Ib: Albitrand um Ia
II: Plagioklas, gesteinsbildend, wenig zersetzt
III: Plagioklas, gesteinsbildend, wenig zersetzt
IV: Plagioklas, gesteinsbildend, kaum Zersetzungsflächen zeigend

— Normaler Puntegliasgranit

US 215 I: Plagioklas, wenig zersetzt
IIa: Plagioklas, fleckig zersetzt
IIb: Zersetzte Zone in IIa (keine punktuelle Analyse, s. aber Fig. 4, S. 274)

Tabelle 4. *Resultate der punktuellen Elektronenmikrosonden-Analysen der Plagioklase im dunklen und im normalen Puntegliasgranit*

Messungen aus dem dunklen Puntegliasgranit	Ab	An	Or
Messpunkt in US 186 Ia:	92,5	5,0	2,5
US 186 II:	93,7	3,5	2,8
US 186 III:	91,5	6,0	2,5
US 186 IV:	92,6	5,0	2,4
Mittelwert:	92,5	4,9	2,6
Messpunkt in US 186 Ib:	97,2	1,4	1,4
Messungen aus dem normalen Puntegliasgranit			
Messpunkt in US 215 I:	77,6	21,1	1,3
US 215 IIa:	77,3	21,2	1,4
Mittelwert:	77,4	21,2	1,4

Die Angaben sind in Mol.-%. Der relative Fehler beträgt $\pm 3\%$.

Aufgrund der sieben ausgeführten Analysen können bezüglich der Ausbildung der Plagioklase im Puntegliasgranit folgende Aussagen gemacht werden:

— Bei den Plagioklasen des dunklen Puntegliasgranits handelt es sich bei der heute vorliegenden Plagioklassubstanz um mehr oder weniger reinen Albit. Dies gilt sowohl für die selbständigen Individuen (Messpunkte US 186 II, III und IV) als auch für die Gastplagioklase in den Alkalifeldspat-Phänokristallen (Messpunkt US 186 Ia).

Dabei gilt es zu beachten, dass beispielsweise der Messpunkt US 186 IV aus einem Plagioklasindividuum stammt, das mikroskopisch kaum Zersetzungsprodukte erkennen lässt, um welches aber eine blastomylonitische Lage zieht, wie dies bereits auf S. 272 beschrieben worden ist. Der mehr oder weniger reine Albit (An-Gehalt $\sim 5\%$) könnte also auch hier das Endprodukt der Zersetzung eines ehemaligen Oligoklases sein, dessen Zersetzungsprodukte infolge einer abschliessenden Selbstreinigung des Plagioklases nun um den heutigen Albit angeordnet sind (s. dazu auch S. 276 und S. 302). Es sei deutlich hervorgehoben, dass es sich bei dieser Interpretation bloss um eine erste Vermutung handelt, welche nur auf einer einzigen Mikrosondenanalyse beruht.

—Einen weiteren Hinweis für sekundäre Mineralreaktionen und damit verbundene Stoffwanderungen liefert auch die Analyse des Messpunktes US

186 Ib. Hier finden wir den schon bei der mikroskopischen Untersuchung vermuteten (s. S. 272) reinen Albit als Rand um einen älteren, heute teilweise zersetzten Plagioklas bestätigt.

— Bei den Plagioklasen des normalen Puntegliasgranits handelt es sich bei den unzersetzten Individuen durchwegs um Oligoklas (Messpunkte US 215 I und 215 IIa).

— Eine sehr schöne Bestätigung einer möglichen Stoffwanderung liefert uns auch Fig. 4 auf S. 274. Es handelt sich um ein Mikrosondenprofil von Messpunkt US 215 IIa zum Messpunkt US 215 IIb. Wenn wir die Aufstellung der Messpunkte auf S. 273 zur Hand nehmen, so ist daraus zu ersehen, dass es sich um ein Mikrosondenprofil handelt, welches von einer Zone eines Plagioklasindividuums ohne Zersetzungsprodukte bis in die Zone mit Zersetzungsprodukten abgefahren wurde.

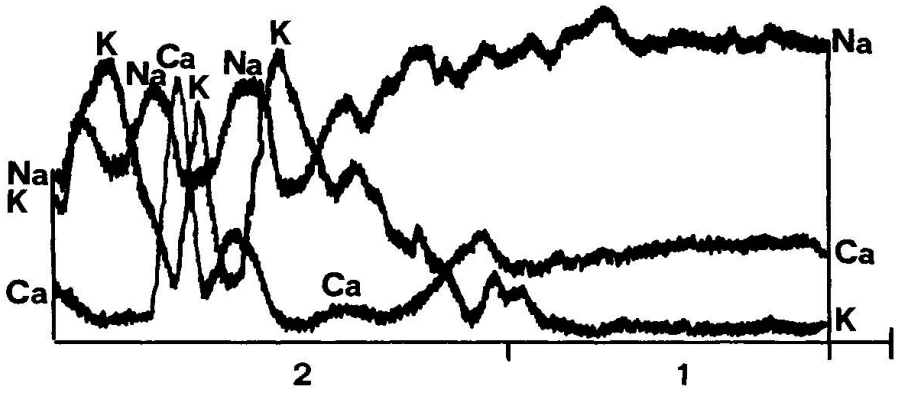


Fig. 4. Mikrosondenprofil durch einen Plagioklas (von Messpunkt US 215 IIa zu Messpunkt US 215 IIb, s. S. 273). Zone 1 (rechts) = Zone ohne Zersetzungsprodukte. Zone 2 (links) = Zone mit Zersetzungsprodukten. Die Länge des Massstabes rechts am Profil stellt 60 μ dar.

Der rechte Abschnitt dieser Figur zeigt eine mehr oder weniger konstante Plagioklaszusammensetzung ($\pm$ Oligoklas). Mit Beginn der Zone, in welcher Zersetzungsprodukte zu beobachten sind (linker Abschnitt der Figur), wird eine Mobilität der drei gemessenen Elemente Na, K und Ca deutlich sichtbar. An K-reichen Stellen können Hellglimmerflitterchen vermutet werden (Sericit, wohl kein Pyrophyllit), an Ca-reichen Stellen Epidotkörner. Auffällig ist auch, dass in der Zone mit Zersetzungsprodukten beim Vergleich mit der Zone ohne Zersetzungsprodukte vor allem bezüglich des K ein Überschuss vorhanden zu sein scheint.

Schlussbetrachtungen zu den Elektronenmikrosondenanalysen der Plagioklase

Trotz der beschränkten Anzahl von Analysen darf für die Plagioklase im Puntegliasgranit doch wohl folgender Schluss gezogen werden:

Die verschiedenen Puntegliasgranitvarietäten enthielten ursprünglich alle

einen ähnlichen bis gleichen Plagioklas (Oligoklas). Infolge der stärkeren Beanspruchung des SE gelegenen Komplexes des dunklen Puntegliasgranits (Näheres dazu s. S. 301) liegt der heutige Restplagioklas in diesem Bereich des dunklen Puntegliasgranits weitgehend als mehr oder weniger reiner Albit (An-Gehalt 5%) vor.

4.3. Quarz

Der selektiv deformierte Quarz tritt im Puntegliasgranit vor allem in Form von mehr oder weniger stark zerlegten, alten Quarzgrosskörnern auf, welche noch hypidiomorphe bis xenomorphe Ausbildung erkennen lassen. Der mittlere Durchmesser dieser primären Quarzkörner beträgt 0,7 mm. Des öftern sind in ihnen nicht näher bestimmte nadelige Einschlüsse zu beobachten (Apatit?).

Quarz tritt auch verbreitet als Bestandteil von Myrmekiten auf. Auch Quarzneubildungen (vor allem in den blastomylonitischen Lagen) sind des öftern zu beobachten.

4.4. Biotit und Chlorit

Nach vielen Schliffvergleichen mit Biotiten aus dem Mittagfluhgranit sowie Biotiten aus anderen aarmassivischen Gesteinen und Literaturvergleichen (WÜTHRICH, 1965, und VON RAUMER, 1967) kann über die Biotite und Chlorite im Puntegliasgranit die folgende Feststellung gemacht werden:

Die aufgefundenen Biotitvarietäten gehören auch im Puntegliasgranit mindestens zwei voneinander zeitlich und genetisch getrennten Bildungszyklen an. Einmal einem primär-magmatischen, dann einem komplexen hercynischen und alpinen (beide möglicherweise mehrphasig) metamorphen, wozu sehr wahrscheinlich auch die Bildung der Chlorite zu rechnen ist.

Tabelle 5. *Übersicht über die Ausbildung der Biotite und Chlorite im Puntegliasgranit* (mit Angabe der optischen Daten)

		Farbe	$2V_x$	Interferenzfarbe	Elongation
Biotit I:	Reiner einschlussfreier Biotit. Oft ausgefranst.	braun-rotbraun	*)		
Biotit II:	— Verwachsen mit Biotit I unter Titanit-, Erz- und Epidotausscheidung	oliv-braungrün	**)		
	— Rekristallisierter Biotit II	grün	**)		
Biotit III:	Verwachsen mit Biotit I und II	goldgelb-rot			
Chlorit:	Pennin und Klinochlor zusammen mit Biotit I und II unter Titanit-, Erz- und Epidotausscheidung	grün		anomal blau und braun	+ und −
	Neu kristallisierter Chlorit (Klinochlor)	grün		anomal braun	−

*) 0°–10°.
**) 0° bis vereinzelt 10°.

Eine Übersicht über die Ausbildung der verschiedenen Biotit- und Chloritvarietäten im Puntegliasgranit gibt Tabelle 5, S. 275.

Eine Besonderheit sei speziell hervorgehoben. Mit jedem Übergang von einer Varietät zur andern scheinen Mineralausscheidungen und Mineralneubildungen (Epidot, Erzkörner und Titanit) gekoppelt zu sein. Das Endprodukt der Pseudomorphose von Chlorit nach Biotit scheint ein völlig reiner Chlorit mit einem Rand von Titanit- und Erzkörnern zu sein. Es handelt sich dabei möglicherweise um eine Art abschliessender Selbstreinigung, ähnlich der bereits bei den Plagioklasen (s. S. 272) beobachteten Zersetzungserscheinungen.

4.5. Amphibol

Wo der Amphibol noch ungestört und frisch vorliegt, handelt es sich um gewöhnliche, grüne Hornblende. Die mittlere Länge der Individuen beträgt 1,5 mm, die mittlere Breite 0,3 mm. Vereinzelt sind Verzwillingungen zu beobachten.

Tabelle 6. *Zusammenstellung der optischen Daten der Hornblende im Puntegliasgranit*

Dunkler Puntegliasgranit	Farbe in der Richtung n_α	Farbe in der Richtung n_β	c/n_γ	$2V_x$
Probe US 192 (716290/180895)	hellgrün	dunkel olivgrün	18°	70°
Normaler Puntegliasgranit				
Probe US 223 (716330/182315)	hellgrün	grün	23°	80°

Die beiden Hornblendeindividuen aus den Proben US 192 und US 223 wurden auf dem Drehtisch ausgemessen.

Auch beim Amphibol finden wir Hinweise auf sekundäre Mineralreaktionen, Mineralneubildungen und Spuren der mechanischen Überprägung; Beispiele dafür sind:

— Chloritisierung des Amphibols bis zur vollständigen Pseudomorphose von Chlorit nach Amphibol.
— Sekundär gewachsener Aktinolith in meistens strahlig-büschliger Anordnung um die primäre, grüne Hornblende herum gewachsen.
— Kataklastische Zerlegung der primären, grünen Hornblende mit Durchsetzung von Sericit-, Titanit- und Quarzadern.

4.6. Akzessorische Mineralien

(Aufgeführt nach der generellen abnehmenden Häufigkeit.)

Titanit

Der Titanit ist im Puntegliasgranit in grundsätzlich zwei verschiedenen Erscheinungsformen zu beobachten:

Idiomorpher Titanit
Xenomorpher Titanit

Idiomorpher, briefkuvertförmiger, zuweilen verzwillingter Titanit stellt das häufigste und zugleich typischste akzessorische Mineral im Puntegliasgranit dar. Es sind davon kleinere und grössere Körner zu beobachten.

Die kleineren Individuen haben folgende mittleren Dimensionen: 0,3 mm in Richtung n_α – 0,1 mm in Richtung n_γ.

Die grösseren Individuen haben folgende mittleren Dimensionen: 1,0 mm in Richtung n_α – 0,4 mm in Richtung n_γ.

Es ist eine deutliche Abnahme des Gehaltes an Titaniten vom dunklen Puntegliasgranit bis zum hellen Puntegliasgranit festzustellen (s. dazu auch S. 284 und S. 294).

Ansammlungen von kleinsten, xenomorphen Titanit- und Leukoxenkörnern finden sich vor allem in den Biotiten und Chloriten (s. S. 275) und in den blastomylonitischen Lagen von mechanisch stark beanspruchten Puntegliasgraniten (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit).

Epidot

Epidot ist vorerst einmal als Umwandlungsprodukt in den Plagioklasen zu beobachten (s. S. 274).

Im weiteren tritt Epidot oft im Verband mit Chlorit und Biotit in hypidiomorphen, oft stark korrodierten Kristallen auf.

Die grössten Epidotkörner erreichen eine Länge von 0,5 mm. Ihre Ausdehnung in der Breite ist sehr verschieden. Die Farbe ist im Kern das bekannte Gelbgrün. Dieses nimmt oft gegen den Rand des Mineralkornes hin bis zur fast völligen Farblosigkeit ab.

Orthit (Allanit)

Orthit tritt im Puntegliasgranit in idiomorphen Stengeln von bis zu 1 mm Länge auf. Sein Pleochroismus wechselt von intensiv rotbraun zu hellrotbraun. Zwei Eigenschaften des Orthits im Puntegliasgranit sind bemerkenswert:

— Sehr viele Orthite zeigen Zonarbau.
— Viele dieser Orthite weisen einen jüngeren Anwachssaum von Epidot auf.

Orthit ist sowohl als Gastmineral in anderen dunklen Gemengteilen als auch selbständig vorkommend zu finden. Stellenweise können auch braune, diffuse, wolkige Ansammlungen von völlig xenomorphen Orthit(?)körnern beobachtet werden.

Hellglimmer

Hellglimmer findet sich im Puntegliasgranit nur in Form von mehr oder weniger kleinen Sericitschüppchen.

Sericit ist vorerst einmal als Umwandlungsprodukt der Plagioklase zu erwähnen (s. S. 274).

Eine auffallende Zunahme des Gehaltes an Sericit ist mit zunehmendem Beanspruchungsgrad des Puntegliasgranits (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit) zu beobachten. Dieser reichert sich dann immer mehr oder weniger eingeregelt in den blastomylonitischen Lagen an.

Carbonat

Carbonate sind vor allem in den stärkstbeanspruchten Puntegliasgraniten (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit) anzutreffen. In diesen können sie einen für Granite erstaunlich hohen Anteil des Gesamtmineralbestandes ausmachen (s. dazu auch S. 284). Handstücke aus Bereichen von stärkstbeanspruchtem Puntegliasgranit reagieren sogar mit Salzsäure (10%ige).

Die Carbonatindividuen sind meist verzwillingt und neigen stark zur Xenomorphie. Es dürfte sich bei diesen Carbonatindividuen vorwiegend um Calcit handeln. Sie finden sich vor allem in den blastomylonitischen Lagen von stark beanspruchten Puntegliasgraniten (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit), dann aber auch in den Plagioklasen und den Alkalifeldspat-Phänokristallen.

Apatit

Man findet Apatit im Puntegliasgranit entweder als Gastmineral in Hornblenden, Biotit, Chlorit und möglicherweise Quarz, oder aber auch als selbständige Einzelindividuen.

In beiden Erscheinungsformen ist er mehr oder weniger idiomorph, stengelig ausgebildet. Die Einschlussapatite sind in der Regel etwas kleiner ausgebildet als die Einzelindividuen. Die mittlere Länge der isolierten Einzelindividuen beträgt 0,5 mm, bei einem mittleren Verhältnis von Länge zu Breite von 2 : 1 bis 3 : 1 (s. dazu auch S. 295).

In den stärker beanspruchten Puntegliasgraniten (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit) finden wir weniger Einschlussapatite als in den übrigen Puntegliasgranitvarietäten. Die ehemaligen Einschlussapatite sind dann in diesen aber offensichtlich in Form von Anhäufungen in den blastomylonitischen Lagen dieser stark beanspruchten Puntegliasgranite anzutreffen.

Vom dunklen Puntegliasgranit bis zum hellen Puntegliasgranit ist eine eindeutige Abnahme des Gehaltes an Apatiten festzustellen (s. dazu auch S. 284).

Zirkon

Der Zirkon tritt im Puntegliasgranit sowohl als Gastmineral als auch in Form von selbständigen, isolierten Einzelindividuen auf.

Bevorzugte Wirte für Zirkone sind vor allem Hornblende und Biotite, wobei dann in vielen Fällen pleochroitische Höfe beobachtet werden können. Die maximale Grösse dieser pleochroitischen Höfe hat ungefähr das doppelte Flächenausmass der dazugehörigen Zirkone. Diese Gastzirkone neigen eher zu rundlichen Formen, sind meist getrübt und etwas kleiner ausgebildet als die isoliert vorkommenden Zirkonkristalle (s. dazu auch S. 295).

Die selbständigen, isoliert vorkommenden, inhomogen gebauten Zirkone neigen stark zu idiomorphen Formen, zeigen häufig zonares Wachstum und sind meist farblos. Vereinzelt kann auch beobachtet werden, dass diese selbständigen, isolierten Zirkone im Kern einen rundlichen, getrübten Zirkon haben. Diese meist isolierten Zirkonkristalle sind stengelig ausgebildet mit einem Verhältnis von Länge zu Breite von 2 : 1, bei einer maximalen Länge von 0,2 mm (s. dazu auch S. 295).

Vom dunklen Puntegliasgranit bis zum hellen Puntegliasgranit ist eine eindeutige Abnahme des Gehaltes an Zirkonen festzustellen (s. dazu auch S. 293 und S. 294).

Stilpnomelan

Als Umwandlungsprodukt von Biotit in jüngeren Biotit, Chlorit, Titanit und Epidot ist Stilpnomelan auch im Puntegliasgranit zu beobachten. Als solcher wurde er bereits mehrfach im Aarmassiv beschrieben (JÄGER, 1961 und STECK, 1966). Er erscheint in strahlig-büschliger Ausbildung (0,1 mm Längenausdehnung im Mittel) von spiessigen Kriställchen (s. Abb. 5, S. 280). Der Pleochroismus geht von intensiv goldgelbbraun (mit schwach rotem Unterton) bis zu hellgoldgelb.

Häufig ist das ebenfalls bekannte Auftreten von Stilpnomelan in Rissen von Alkalifeldspat-Phänokristallen. Verwechslungsmöglichkeiten bestehen dann mit dem Biotit III (s. S. 275) oder mit Limonitspaltenfüllungen.

Es ist eine deutliche Zunahme des Gehaltes an Stilpnomelan von beanspruchten Puntegliasgraniten (dunkler) bis zum hellen Puntegliasgranit zu beobachten (s. auch S. 280).

Opake Mineralien

Die Dünnschliffe zeigen in allen Puntegliasgranitvarietäten opake Mineralien. Die stärker beanspruchten (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit) weisen einen eindeutig höheren Gehalt an opaken Mineralien auf.

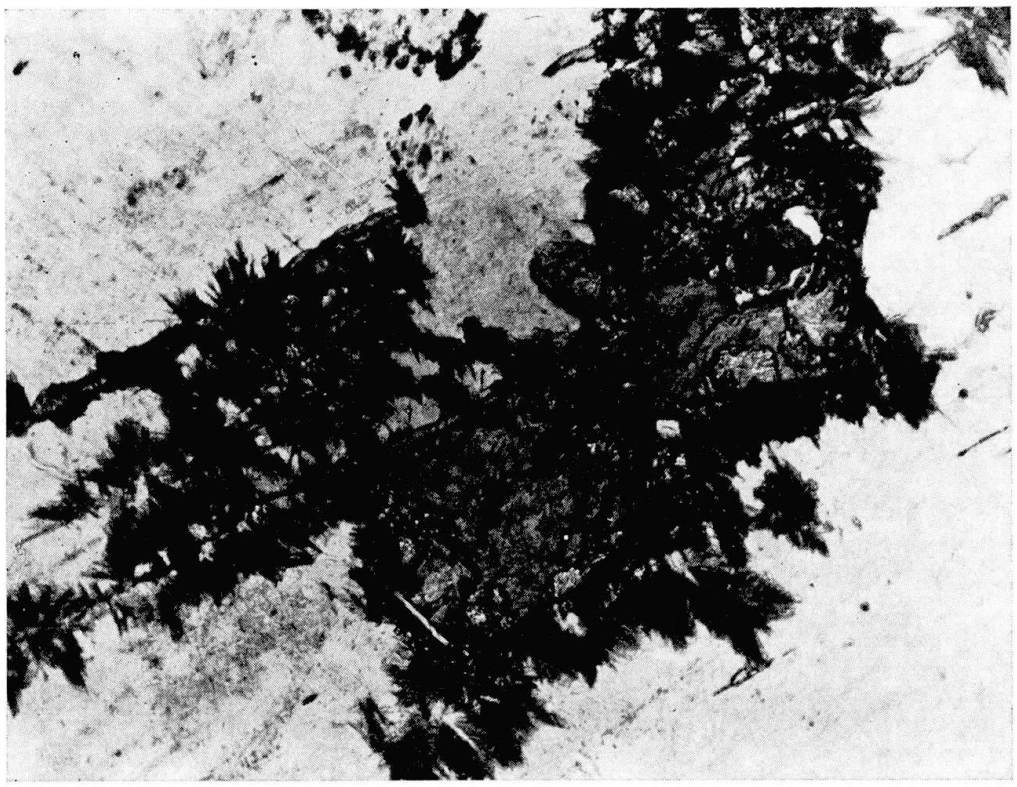


Abb. 5. Stilpnomelanbildung um Epidot und Chloritaggregate in Alkalifeldspat (Text S. 279). Massstab: 2 cm = 0,3 mm. Probe US 47 (Posta-Biala-Granit, 714750/182000). Aufnahme in einfach polarisiertem Licht.

5. Mineralogie des Posta-Biala-Granits

Die Ausbildung der Mineralien im Posta-Biala-Granit lässt sich zum grossen Teil mit derjenigen im Puntegliasgranit vergleichen. Im Posta-Biala-Granit konnte keine Hornblende gefunden werden. Ferner ist der Anteil an Alkalifeldspat-Phänokristallen, an Zirkonen, Titaniten und Apatiten im Posta-Biala-Granit wesentlich kleiner als im Puntegliasgranit. Hingegen ist im Posta-Biala-Granit verbreitete Stilpnomelanbildung zu beobachten, wie dies auf Abb. 5, S. 280, zu sehen ist. Dieses verbreitetere Auftreten von Stilpnomelan in mechanisch weniger beanspruchten Gesteinsbereichen (vor allem Posta-Biala-Granit, s. dazu S. 301 und 302) deckt sich mit den Beobachtungen von Steck (1966).

Das Auftreten von Stilpnomelan in diesem Teil des Aarmassivs verschiebt die interne Stilpnomelangrenze, wie sie Jäger, E. Niggli und E. Wenk (1967) sowie E. Niggli (1970) für die Zone niedriger alpiner Metamorphose zogen, etwas nach Süden.

Ansonsten sind aber Mineralveränderungen und Mineralneubildungen im Posta-Biala-Granit wesentlich weniger ausgeprägt zu beobachten als im Puntegliasgranit.

6. Modalbestand der granitischen Gesteine der Val Punteglias

6.1. Methodisches

Die Bestimmung des für die Namengebung massgebenden modalen, primären Mineralbestandes bietet beim Puntegliasgranit einige Schwierigkeiten; zum einen Teil wegen seiner porphyrartigen Ausbildung, zum anderen Teil wegen seiner mehrfachen Überprägung. Es zeigte sich, dass das makroskopische Auszählen von gefärbten Probenplatten von mindestens 100 cm^2 Fläche für den Puntegliasgranit die repräsentativsten Resultate liefert. Versuche, diesen für die Namengebung massgebenden primären, modalen Mineralbestand mittels Röntgendiffraktometrie zu bestimmen, scheiterten, da uns die Röntgenographie den heute vorliegenden, mehrfach überprägten, modalen Mineralbestand liefert und nicht den für die Namengebung massgebenden modalen, primären Mineralbestand.

Nach eingehenden Versuchen mit verschiedenen Färbmethoden, wie BAILEY und STEVENS (1960), REEDER und MCALLISTER (1956), wurde für den Puntegliasgranit die folgende modifizierte Färbmethode angewandt:

1. Anätzen der Probe in 40% Flusssäure während 8–10 Minuten.
2. Abspülen mit destilliertem Wasser.
3. Eintauchen der Probe in gesättigte Na-Co-Nitritlösung während 2–3 Minuten.
4. Abspülen der Probe mit destilliertem Wasser, bis sämtliche überschüssige Na-Co-Nitritlösung entfernt ist.
5. Trocknen der Probe im Trockenschrank.
6. Lackschutzschicht auf die Probe auftragen.

Diese modifizierte Färbmethode zeichnet sich gegenüber anderen durch folgende Eigenschaften aus:

- Die Alkalifeldspat-Phänokristalle werden infolge der langen Ätzzeit in jedem Fall intensiv und auch dauerhaft gelb gefärbt.
- Die dunklen Gemengteile (vor allem Epidot und Hornblende) nehmen ebenfalls eine schwach gelblich bis grünlichgelbliche Farbe an.
- Diese modifizierte Färbmethode erlaubt auch weitgehend, die relativ problematische Färbung von zersetzten Plagioklasen zu umgehen. Infolge der langen Ätzzeit lassen sich nämlich alle hellen Gemengteile im allgemeinen genügend eindeutig voneinander unterscheiden:
  - Die Alkalifeldspat-Phänokristalle heben sich vom Quarz und vom Plagioklas durch ihre eindeutig gelbe Farbe ab.
  - Der Plagioklas erscheint durchwegs weiss bis schwach grünlichgelblich und weist gegenüber dem Quarz ein vertieftes Relief auf.
  - Der Quarz behält seine ursprüngliche graue Farbe bei und hebt sich durch sein erhöhtes Relief deutlich vom Plagioklas ab.
- Mit dem Besprühen der Probe am Schluss des Färbvorganges wird erstens eine bleibende Färbung erreicht, welche durch blossen Abrieb nicht so leicht mehr entfernt werden kann, und zweitens treten dadurch Farbunterschiede deutlicher hervor. Bei der aufgesprühten Flüssigkeit handelt es sich um einen schnelltrocknenden Klarsichttapetenlack. Er kann nötigenfalls durch Abschleifen wieder entfernt werden, was übrigens auch für die Färbung zutrifft.

Für den Posta-Biala-Granit wurden für die Bestimmung des für die Namengebung massgebenden modalen, primären Mineralbestandes sechs Dünnschliffe ausgezählt (Tabelle 7).

Tabelle 7. *Die modalen Mineralbestände der granitischen Gesteine der Val Punteglias*

Die drei Puntegliasgranitvarietäten wurden nach der Methode, wie sie auf S. 281ff. beschrieben ist, ausgezählt. Der Posta-Biala-Granit wurde mikroskopisch ausgezählt. Die Probeentnahmeorte sind der Petrographischen Kartenskizze Punteglias (s. S. 263) zu entnehmen.

Dunkle Puntegliasgranite	Mikroskopisch geschätzter Alkalifeldspat	Makroskopisch ausgezählter Alkalifeldspat	Mikroskopisch geschätzter Plagioklas	Makroskopisch ausgezählter Plagioklas	Mikroskopisch geschätzter Quarz	Makroskopisch ausgezählter Quarz	Mikroskopisch geschätzte dunkle Gemengteile	Makroskopisch ausgezählte dunkle Gemengteile
**US 111	40,0	42,0	18,0	32,0	15,0	14,9	20,0	11,1
**US 115	40,0	52,5	18,0	20,8	15,0	14,8	20,0	11,9
US 184	40,0	56,0	30,0	22,2	20,0	12,6	10,0	9,2
US 186	60,0	44,0	20,0	35,4	15,0	13,7	10,0	6,9
US 268	30,0	45,7	40,0	33,0	20,0	13,1	10,0	8,2
**US 385	40,0	56,0	30,0	15,1	20,0	15,3	10,0	13,6
**US 394	40,0	50,0	30,0	23,1	20,0	17,1	10,0	9,8
US 395	35,0	44,2	30,0	32,2	20,0	15,5	15,0	8,1
Mittelwert	40,6	48,8	27,0	26,8	18,1	14,4	13,1	10,0
Variationsbereich	30,0–60,0	42,0–56,0	18,0–40,0	15,1–35,4	15,0–20,0	12,6–17,1	10,0–20,0	6,9–13,6
Normale Puntegliasgranite								
**US 7	50,0	53,3	20,0	19,2	20,0	22,1	10,0	5,4
US 79	35,0	46,6	30,0	24,2	30,0	20,6	5,0	8,6
US 215	30,0	37,9	30,0	35,4	30,0	18,2	10,0	8,5
US 223	35,0	30,7	30,0	34,8	25,0	25,0	10,0	9,5
**US 350..	40,0	38,6	30,0	25,0	20,0	25,5	10,0	10,9
**US 350a	35,0	39,6	35,0	31,7	20,0	18,4	10,0	10,3
**US 389	35,0	35,3	35,0	32,1	25,0	27,4	5,0	5,2
Mittelwert	37,1	40,2	30,0	28,9	24,2	22,4	8,6	8,5
Variationsbereich	30,0–50,0	30,7–53,3	20,0–35,0	19,2–34,8	20,0–30,0	18,2–27,4	5,0–10,0	5,2–10,9
Helle Puntegliasgranite								
US 85	60,0	48,5	15,0	25,4	15,0	19,1	10,0	7,0
US 175	20,0	34,5	35,0	30,1	35,0	31,9	10,0	3,5
US 179	30,0	30,2	30,0	43,6	30,0	17,7	10,0	8,5
US 380	40,0	43,8	30,0	35,5	25,0	15,3	5,0	5,4
Mittelwert	37,2	39,2	27,2	33,6	26,2	21,0	8,9	6,2
Variationsbereich	20,0–60,0	30,2–48,5	15,0–35,0	25,4–43,6	15,0–35,0	15,3–31,9	5,0–10,0	3,5–8,5

Tabelle 7 (Fortsetzung)

Posta-Biala-Granite	Mikroskopisch ausgezählter Alkalifeldspat	Mikroskopisch ausgezählter Plagioklas	Mikroskopisch ausgezählter Quarz	Mikroskopisch ausgezählte dunkle Gemengteile
US 26	18,0	43,0	30,0	9,0
US 47	20,0	38,0	37,0	5,0
US 95	26,0	39,0	31,0	4,0
US 165	23,0	30,0	42,0	5,0
**US 374	28,0	40,0	28,0	4,0
**US 379	14,0	45,0	35,0	6,0
Mittelwert	21,5	39,2	33,8	5,5
Variationsbereich	18,0–28,0	30,0–45,0	28,0–42,0	4,0–9,0

** = Proben, von welchen auch Gesamtgesteinsanalysen gemacht wurden (s. S. 286ff,)

6.2. Diskussion der modalen Mineralbestände

In der Q-A-P-Darstellung (Fig. 5) der modalen Mineralbestände der granitischen Gesteine der Val Punteglias zeigt sich, dass sich die einzelnen Puntegliasgranitvarietäten in sich mehr oder weniger stark überlappenden Bereichen anordnen. Der Posta-Biala-Granit hebt sich etwas von den Puntegliasgranitvarietäten ab.

Obwohl der Variationsbereich des dunklen Puntegliasgranits nach STRECKEISEN (1967) in die Felder Quarzsyenit und Quarzmonzonit fällt, wird auch diese Varietät als Puntegliasgranit bezeichnet (s. dazu S. 262). Der Variationsbereich des normalen und des hellen Puntegliasgranits fallen zum überwiegenden Teil in das Feld des Granits.

Der Posta-Biala-Granit fällt nach STRECKEISEN (1967) ebenfalls zum überwiegenden Teil in das Granitfeld mit einer leichten Tendenz zum Feld des Granodiorits.

7. Zur Chemie der granitischen Gesteine der Val Punteglias

7.1. Bemerkungen zu den Analysen und den petrochemischen Berechnungsmethoden

Für Einzelheiten bezüglich der Probenentnahme und der Aufbereitung wird auf die Originaldissertation verwiesen (s. Einleitung).

Sämtliche Proben wurden mittels der Röntgenfluoreszenzanlage an unserem Institut vom Autor analysiert (Marke Philips, Typ PW 1410–1416/00/60). Dabei wurde nach den Laboranleitungen, wie sie an unserem Institut aufliegen, gemessen. Die Präparation erfolgte weitgehend nach STERN (1972). Die Resultate dieser Analysen sind in Tabelle 8, S. 286, jeweilen in der Kolonne «RF» eingetragen.

Einzelne Proben wurden zu Vergleichszwecken auch noch nasschemisch analysiert. Für die Durchführung dieser Analysen war die Arbeitsvorschrift unseres geochemischen Labors verbindlich (vervielfältigter Text). Die Resultate dieser Analysen sind in der Tabelle 8, S. 286, jeweilen in der Kolonne «Nass» eingetragen.

Die Gehalte von FeO, H_2O und CO_2 sind mit der Röntgenfluoreszenzanlage nicht bestimmbar. Diese Gehalte wurden ebenfalls nach den Arbeitsvorschriften unseres geochemischen Labors durchgeführt. Sie sind in Tabelle 8, S. 286, den Röntgenfluoreszenz-Analysenresultaten in Klammern beigefügt.

Sämtliche Resultate wurden auf eine Dezimalstelle auf- oder abgerundet.

Aus den Analysenresultaten wurden die Niggli-Werte mittels eines pdp-Computers an unserem Alterslabor ausgerechnet (Focal-Programm auf Band).

Die QLM-Werte wurden mit dem gleichen Computer und dem gleichen Programm aus den Niggli-Werten errechnet.

7.2. Diskussion der chemischen Analysen

(s. Tabelle 8, S. 286 ff.)

Die granitischen Gesteine der Val Punteglias zeichnen sich durch folgende geochemischen Charakteristika aus:

— Der Puntegliasgranit weist einen für Gesteine von mehr oder weniger granitischer Zusammensetzung recht hohen K-Gehalt auf, wobei eine deutliche Abnahme dieses Gehaltes vom dunklen bis zum hellen Puntegliasgranit festgestellt werden kann.

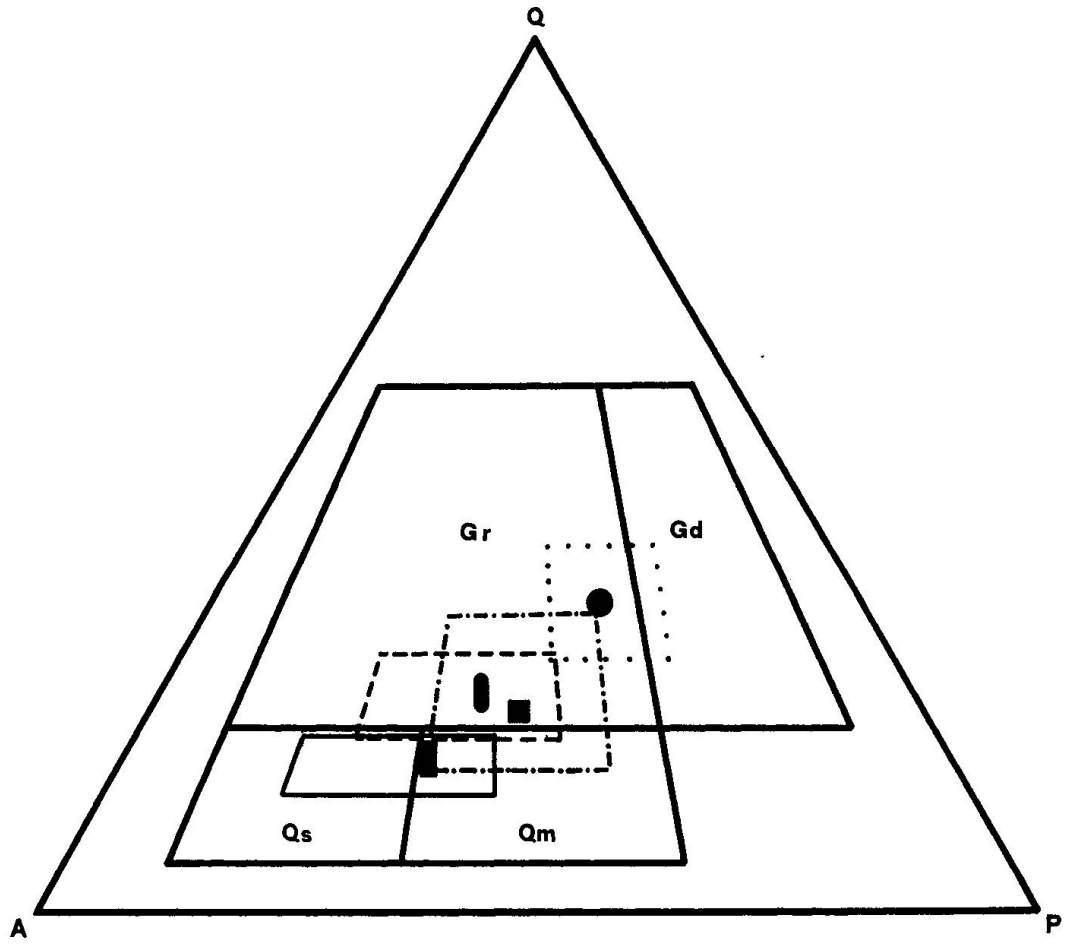
Der Posta-Biala-Granit weist einen für Granite normalen K-Gehalt auf.

— Ti und P erreichen im Puntegliasgranit einen für Gesteine von mehr oder weniger granitischer Zusammensetzung ebenfalls abnormal hohe Werte, wobei auch bei diesen zwei Elementen eine deutliche Abnahme des Gehaltes vom dunklen bis zum hellen Puntegliasgranit festzustellen ist (s. dazu auch S. 278, 279).

Der Posta-Biala-Granit zeigt einen für Granite mehr oder weniger normalen Gehalt an Ti und P.

— Auch die Mg-, Ca- und Fe_{tot}-Gehalte nehmen vom dunklen Puntegliasgranit bis zum hellen Puntegliasgranit und schliesslich bis zum Posta-Biala-Granit deutlich ab. Diese Abnahme ist wohl mit der Abnahme des Gehaltes an dunklen Gemengteilen (Biotit, Hornblende) vom dunklen Puntegliasgranit bis zum Posta-Biala-Granit zu erklären (s. S. 282, 283).

— Deutlich ist auch die Abnahme des CO_2-Gehaltes vom dunklen Puntegliasgranit bis zum Posta-Biala-Granit. Diese Abnahme steht im Einklang mit der mikroskopischen Beobachtung einer Calcitabnahme vom dunklen Puntegliasgranit bis zum Posta-Biala-Granit (s. S. 278).



— Variationsbereich des dunklen Puntegliasgranits (8 Proben)

– – – Variationsbereich des normalen Puntegliasgranits (7 Proben)

–·–· Variationsbereich des hellen Puntegliasgranits (4 Proben)

····· Variationsbereich des Posta-Biala-Granits (6 Proben)

▮ Mittelwert des dunklen Puntegliasgranits

▮ Mittelwert des normalen Puntegliasgranits

■ Mittelwert des hellen Puntegliasgranits

● Mittelwert des Posta-Biala-Granits

Q Quarz

A Alkalifeldspat

P Plagioklas

Gr Granitfeld

Gd Granodioritfeld

Qs Quarzsyenitfeld

Qm Quarzmonzonitfeld

Für die Puntegliasgranitvarietäten wurden die Resultate der makroskopischen Auszählung verwendet (s. auch Tab. 7, S. 282, 283),

Fig. 5. Darstellung der modalen Mineralbestände der granitischen Gesteine der Val Punteglias im Q-A-P-Dreieck nach STRECKEISEN (1967).

Tabelle 8. *Gesamtgesteinsanalysen der granitischen Gesteine der Val Punteglias, welche im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden (Analytiker:* U. SEEMANN)

Die Probeentnahmeorte sind der Petrographischen Kartenskizze Punteglias (S. 263) zu entnehmen. Erklärungen zu «Nass» und «RF» s. S. 283, 284.

Dunkle Puntegliasgranite (13 Analysen)

	US 111 Nass	US 111 RF	US 115 Nass	US 115 RF	US 349 RF	US 375 RF	US 378 RF	US 381 RF	US 385 RF	US 386 RF	US 394 RF	US 396 RF	US 398 RF	Mittelwerte von 13 Analysen
SiO_2	65,2	63,4	62,3	62,9	67,9	63,2	63,8	65,4	62,6	63,4	64,6	64,5	64,9	64,2
Al_2O_3	14,7	15,3	14,2	14,5	15,2	14,8	15,2	15,0	14,2	14,2	14,4	14,1	14,1	14,6
Fe_2O_3	0,2	0,5	0,7	0,8	0,7	0,8	1,1	0,8	0,8	1,0	1,1	1,4	0,8	0,8
FeO	2,9	(2,9)	3,4	(3,4)	(2,5)	(3,4)	(2,4)	(2,8)	(3,4)	(3,5)	(3,2)	(2,5)	(3,4)	3,0
MgO	2,1	2,0	3,4	3,0	2,2	3,1	2,3	2,1	2,9	2,6	3,1	2,4	2,9	2,6
CaO	2,4	2,7	3,0	3,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,7	2,5	3,5	2,8	2,7	2,6
Na_2O	3,4	3,9	3,0	2,4	2,4	3,3	3,4	2,8	4,1	3,4	3,0	2,5	2,5	3,1
K_2O	6,2	6,1	6,3	6,3	5,4	5,8	5,5	6,4	5,8	6,0	6,1	6,2	6,1	6,0
TiO_2	0,5	0,7	0,7	0,8	0,6	0,8	0,7	0,6	0,9	0,9	0,9	0,7	0,9	0,7
P_2O_5	0,4	0,4	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4
H_2O	1,0	(1,0)	0,4	(0,4)	(0,5)	(1,4)	(0,8)	(0,6)	(0,6)	(0,6)	(0,7)	(0,6)	(1,2)	0,8
CO_2	0,5	(0,5)	1,5	(1,5)	(0,3)	(1,2)	(0,6)	(0,2)	(1,0)	(<0,1)	(<0,1)	(<0,1)	(0,4)	0,6
Total	99,5	99,4	99,4	99,5	100,0	100,3	98,3	99,2	99,5	98,6	101,1	98,2	100,4	
si	270,6	250,1	231,3	241,8	298,3	243,8	262,9	273,0	234,5	246,6	237,9	264,3	256,8	254,8
al	36	36	31	33	39	34	37	37	31	33	31	34	33	34
fm	23	23	31	31	26	31	26	25	29	29	30	28	31	28
c	11	11	12	12	10	9	9	10	11	10	14	12	11	11
alk	30	30	26	24	25	26	28	28	29	28	25	26	25	27
ti	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	2	3	2
p	0,7	0,7	0,8	0,8	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,7
mg	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5
k	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6
Q	44,9	42,0	41,4	43,9	51,0	43,0	45,2	46,2	40,0	42,6	42,8	46,1	45,5	43,2
L	45,0	47,1	43,5	42,6	37,5	44,3	45,1	44,4	45,2	43,9	42,3	42,1	41,5	43,4
M	10,1	10,9	15,1	13,5	11,5	12,7	9,7	9,4	14,8	13,5	14,9	11,8	13,0	12,4
Magmentyp nach P. NIGGLI (1936)	Granosyenitisch	Granosyenitisch	Normalsyenitgranitisch	Normalgranitisch	Tasnagranitisch	Tasnagranitisch	Granosyenitisch	Granosyenitisch	Normalsyenitgranitisch	Normalsyenitgranitisch	Normalgranitisch	Normalgranitisch	Normalgranitisch	Normalgranitisch

Normale Punteglíasgranite (9 Analysen)

	US 7 Nass	US 7 RF	US 347 RF	US 350a RF	US 350 .. RF	US 353 RF	US 365 RF	US 376 RF	US 389 RF	Mittelwerte von 9 Analysen
SiO_2	67,6	67,4	68,0	67,9	67,4	66,6	68,6	64,8	66,9	67,2
Al_2O_3	14,7	15,1	14,7	15,1	15,0	15,5	15,4	14,7	14,5	15,0
Fe_2O_3	0,2	0,1	1,0	1,1	1,1	0,4	0,6	0,8	0,2	0,6
FeO	2,3	(2,3)	(2,0)	(1,5)	(2,0)	(2,0)	(2,0)	(2,6)	(1,9)	2,1
MgO	1,8	1,6	1,6	1,3	2,1	2,0	1,6	1,9	2,4	1,8
CaO	2,3	2,4	2,4	2,1	2,0	1,9	1,7	2,6	2,6	2,2
Na_2O	3,6	3,9	2,7	2,5	2,8	3,8	4,2	3,0	3,0	3,3
K_2O	5,4	5,2	5,3	5,6	5,4	4,8	4,3	5,5	6,0	5,3
TiO_2	0,5	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,4	0,7	0,4	0,5
P_2O_5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3
H_2O	0,8	(0,8)	(0,6)	(0,5)	(0,6)	(0,6)	(0,8)	(0,6)	(0,6)	0,6
CO_2	0,1	(0,1)	(1,0)	(<0,1)	(<0,1)	(0,1)	(0,2)	(1,2)	(<0,1)	0,3
Total	99,6	99,8	100,2	98,4	99,3	98,5	100,0	98,8	98,8	
si	296,4	293,8	308,6	320,9	296,1	291,3	308,8	276,2	286,2	297,6
al	38	39	39	42	39	40	41	37	36	39
fm	21	19	22	19	25	22	20	24	23	22
c	11	11	12	11	9	8	8	12	13	10
alk	30	31	27	28	27	30	31	27	28	29
ti	2	2	2	2	2	2	1	2	1	2
p	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,4	0,7	0,5	0,6
mg	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5	0,5	0,7	0,6
k	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,4	0,4	0,6	0,6	0,5
Q	48,0	47,5	51,1	52,0	49,9	48,1	49,5	47,2	47,6	48,9
L	43,9	44,8	40,3	39,7	39,7	42,8	42,4	43,4	43,2	42,2
M	8,1	7,7	8,6	8,3	10,4	9,1	8,1	9,4	9,2	8,8
	Granosyenitisch	Granosyenitisch	Adamellitisch	Yosemitgranitisch	Tasnagranitisch	Rapakiwitisch	Rapakiwitisch	Adamellitisch	Granosyenitisch	Granosyenitisch

Magmentyp nach P. Niggli (1936)

Tabelle 8 (Fortsetzung)

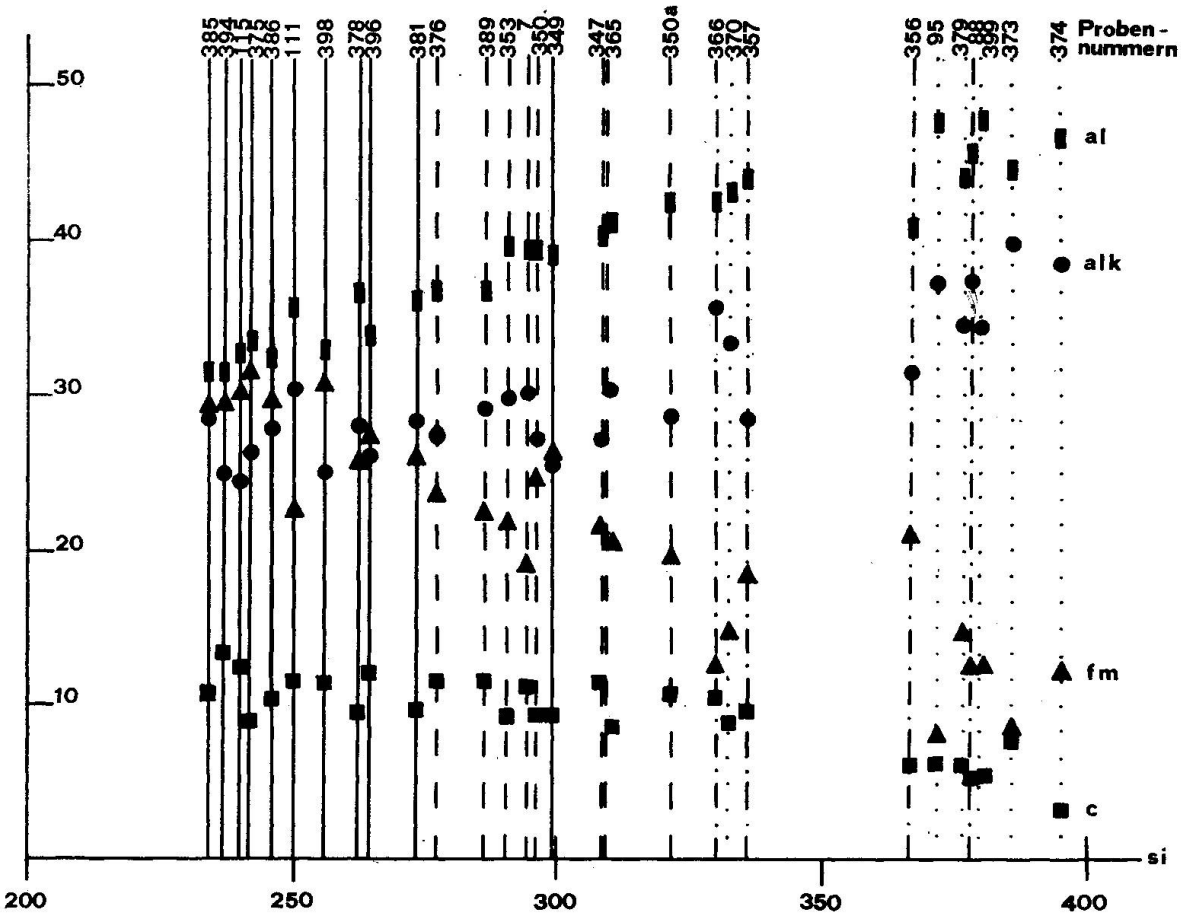
	Helle Punteggiasgranite (5 Analysen)						*Posta-Biala-Granite (7 Analysen)*							Mittelwerte von 7 Analysen	
	US 88 Nass	US 88 RF	US 356 RF	US 357 RF	US 366 RF	Mittelwerte von 5 Analysen	US 95 Nass	US 95 RF	US 370 RF	US 373 RF	US 374 RF	US 379 RF	US 399 RF		
SiO_2	72,2	71,7	71,0	70,1	69,5	70,9	73,7	71,7	70,0	72,0	73,5	72,1	72,2	72,2	
Al_2O_3	14,8	14,7	13,5	15,6	15,0	14,7	13,8	15,5	15,5	14,0	14,8	14,3	15,5	14,8	
Fe_2O_3	0,1	0,3	1,3	0,9	1,1	0,7	0,1	0,3	1,1	0,5	0,1	0,6	0,4	0,4	
FeO	1,4	(1,4)	(1,0)	(1,4)	(0,5)	1,1	1,1	(1,1)	(1,1)	(0,9)	(1,2)	(1,4)	(1,3)	1,2	
MgO	0,8	0,6	1,5	1,3	0,9	1,0	0,4	0,4	0,9	0,3	0,8	0,8	0,6	0,6	
CaO	0,9	0,9	1,1	1,9	2,0	1,4	1,0	1,1	1,7	1,3	0,5	1,2	1,0	1,1	
Na_2O	3,8	4,0	3,8	3,2	4,6	3,9	3,8	4,6	4,1	4,5	4,3	4,4	3,9	4,2	
K_2O	5,3	5,1	3,9	4,4	4,7	4,7	4,1	4,2	4,8	4,8	4,6	3,8	4,4	4,4	
TiO_2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	
P_2O_5	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,5	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	
H_2O	0,6	(0,6)	(0,8)	(0,9)	(0,8)	0,7	0,7	(0,7)	(0,5)	(0,6)	(0,7)	(0,8)	(0,9)	0,7	
CO_2	0,1	(0,1)	(<0,1)	(<0,1)	(1,2)	0,3	0,1	(0,1)	(<0,1)	(0,4)	(<0,1)	(<0,1)	(<0,1)	0,1	
Total	100,2	99,7	98,4	100,3	100,7		99,5	100,0	100,1	99,6	100,8	99,8	100,7		
si	376,4	376,5	367,0	335,2	330,6	357,1	431,3	373,1	332,2	386,3	394,6	375,3	378,6	381,6	
al	45	46	41	44	42	44	48	48	43	44	47	44	48	46	
fm	13	12	21	18	12	15	9	9	15	8	12	15	12	11	
c	5	5	6	10	10	7	6	6	9	8	3	6	6	6	
alk	37	37	32	28	36	34	37	37	33	40	38	35	34	36	
ti	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
p	0,2	0,2	0,4	0,6	0,4	0,4	1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	
mg	0,5	0,4	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	
k	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	
Q	53,3	53,0	54,4	53,7	49,5	52,8	57,7	53,1	50,8	52,7	54,3	54,0	54,7	53,9	
L	41,8	42,4	38,0	37,9	45,6	41,1	37,0	42,8	43,6	44,1	40,6	40,9	39,1	41,1	
M	4,9	4,6	7,6	8,4	4,9	6,1	5,3	4,1	5,6	3,2	5,1	5,1	6,2	4,9	
Magmentyp nach P. Niggli (1936)	Engadinitgranitisch	Engadinitgranitisch	Rapakiwitisch	Rapakiwitisch	Engadinitgranitisch	Engadinitgranitisch	Aplitgranitisch	Aplitgranitisch	Engadinitgranitisch	Alkaligranit-aplitisch	Engadinitgranitisch	Engadinitgranitisch	Engadinitgranitisch	Engadinitgranitisch	

— Ferner sei noch darauf hingewiesen, dass die Benennung der Magmentypen nach P. NIGGLI (1936) nicht in jedem Fall sehr glücklich gewählt zu sein scheint. So erstaunt es doch einigermassen, dass der Mittelwert von 13 Gesamtgesteinsanalysen beim dunklen Puntegliasgranit zu einem normalgranitischen Magmentyp (nach P. NIGGLI, 1936) führt.

7.3. Diskussion des geochemischen Variationsdiagramms

(s. Fig. 6, S. 289)

Vom dunklen Puntegliasgranit bis zum Posta-Biala-Granit ist eine mehr oder weniger stetige geochemische Variation festzustellen. Die einzelnen Granitvarietäten ordnen sich in sich mehr oder weniger stark überlappenden si-Bereichen an. Von einer Granitvarietät zur andern findet kein sprungartiger Wechsel statt (s. dazu auch Fig. 7, S. 290). Vom dunklen Puntegliasgranit bis zum



——— si-Werte von Proben des dunklen Puntegliasgranits
— — si-Werte von Proben des normalen Puntegliasgranits
— · — si-Werte von Proben des hellen Puntegliasgranits
· · · si-Werte von Proben des Posta-Biala-Granits

Fig. 6. Geochemisches Variationsdiagramm der granitischen Gesteine der Val Punteglias.

Posta-Biala-Granit ist im weiteren eine mehr oder weniger stetige und deutliche Zunahme von al und alk sowie eine Abnahme von fm festzustellen.

Ferner sei noch auf die Proben US 350a und US 350 . . hingewiesen. Beide Proben stammen von derselben Lokalität (SAC-Hütte Punteglias), wobei es sich um zwei 40-kg-Proben handelt. US 350a wurde als ein Block geschlagen, US 350 . . in einem Umkreis von zirka 20 m um US 350a herum, und zwar einzelhandstückweise. Auch diese zwei Proben liegen im geochemischen Variationsdiagramm einigermassen nahe beieinander. Es stellt dies einen Hinweis dafür dar, dass der Puntegliasgranit mindestens im m-Bereich als homogen ausgebildet betrachtet werden darf.

7.4. Diskussion des petrographisch-geochemischen Profils

(s. Fig. 7, S. 290)

Diese Figur stellt eine Kombination eines petrographischen Profils von ESE nach WNW durch die Val Punteglias mit einem dazugehörigen geochemischen Variationsdiagramm dar.

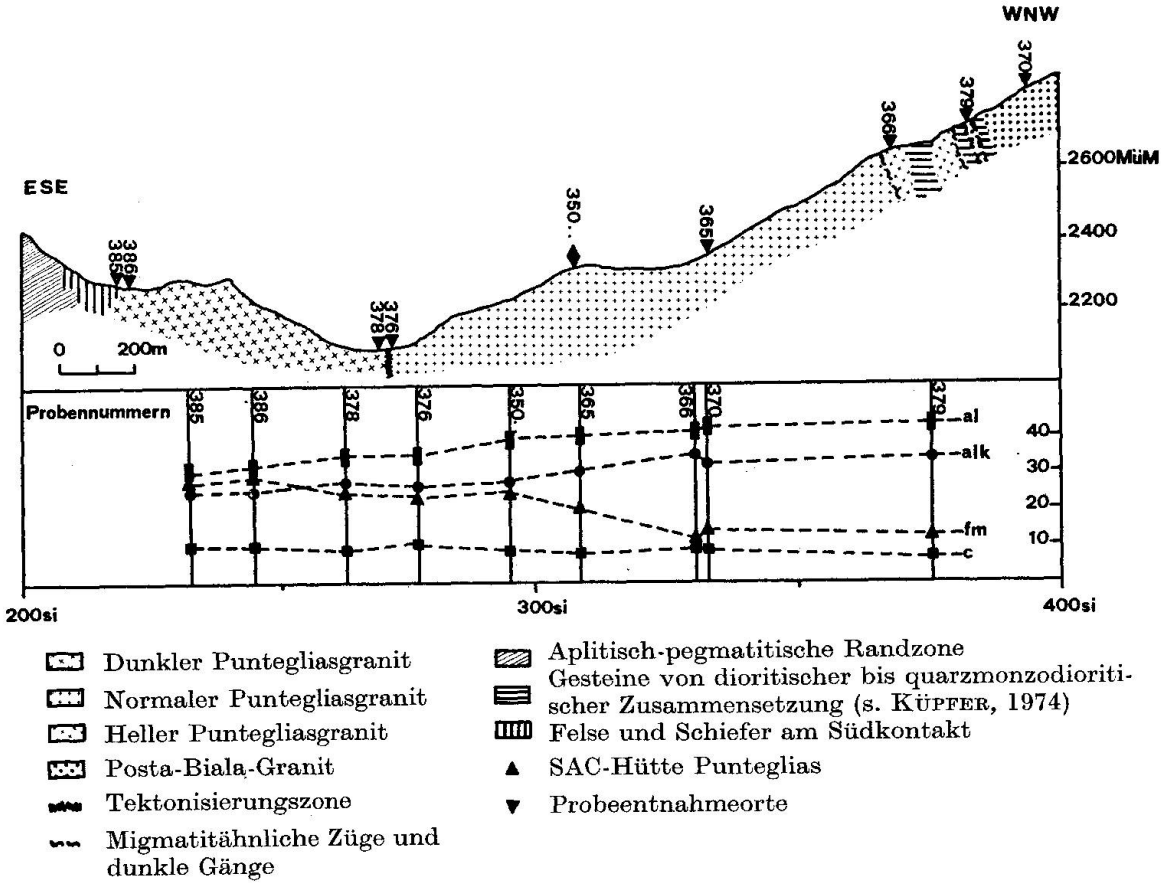


Fig. 7. Schematisiertes petrographisches Profil von ESE nach WNW durch die Val Punteglias (nach WEBER, 1912, 1922, FÖHN-RYBACH, 1967, KÄCH, 1972, KÜPFER, 1974, und eigenen Beobachtungen), kombiniert mit einem geochemischen Variationsdiagramm von denjenigen Proben, welche entlang der Profilachse genommen wurden (vergleiche auch Fig. 2, S. 263).

Das auffallendste Merkmal dieses Profils ist, dass die Abfolge der Proben im Gelände mit einer Ausnahme (US 370 und US 379) der si-Reihenfolge im geochemischen Variationsdiagramm entspricht. Sehr schön dokumentiert sich in dieser kombinierten Darstellung auch die Tatsache, dass von einer Granitvarietät zur andern geochemisch kein sprungartiger Wechsel, sondern ein allmählicher Übergang stattfindet. (Deutlich zu sehen am Probenpaar US 376 und US 378.) Im weiteren lassen sich aus dieser Darstellung die gleichen geochemischen Beziehungen zwischen den granitischen Gesteinen der Val Punteglias ablesen wie in Fig. 6, S. 289.

7.5. Diskussion der chemischen Analysen anhand der QLM-Darstellung

(s. Fig. 8, S. 291)

Die QLM-Darstellung der Analysenresultate zeigt, dass sich die einzelnen Granitvarietäten in verschiedenen, praktisch lückenlos aneinanderstossenden Bereichen anordnen. Gewisse Überlappungen dieser Bereiche sind ebenfalls festzustellen.

Besondere Beachtung verdient der Punkt US 378. Es handelt sich um die Probe eines dunklen Puntegliasgranits, welche direkt östlich von der Trennungslinie (Tektonisierungszone, s. S. 300, und petrographische Kartenskizze, S. 263) zwischen dem Bereich des dunklen und dem Bereich des normalen Punte-

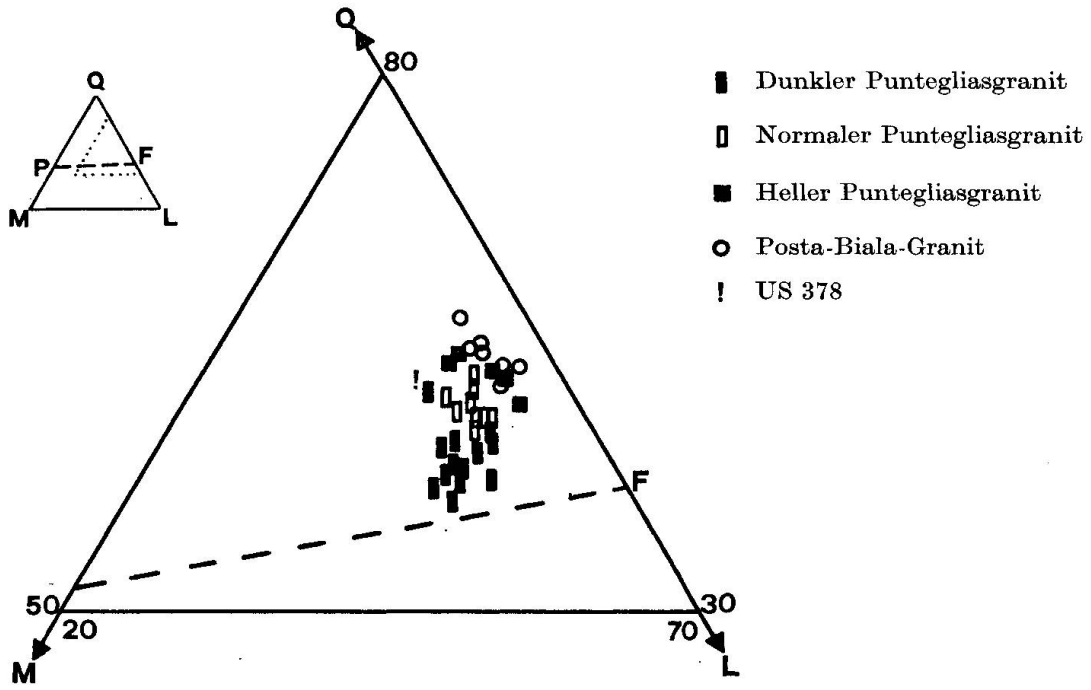


Fig. 8. Darstellung der granitischen Gesteine der Val Punteglias im QLM-Dreieck (vergleiche dazu auch Fig. 9, S. 292).

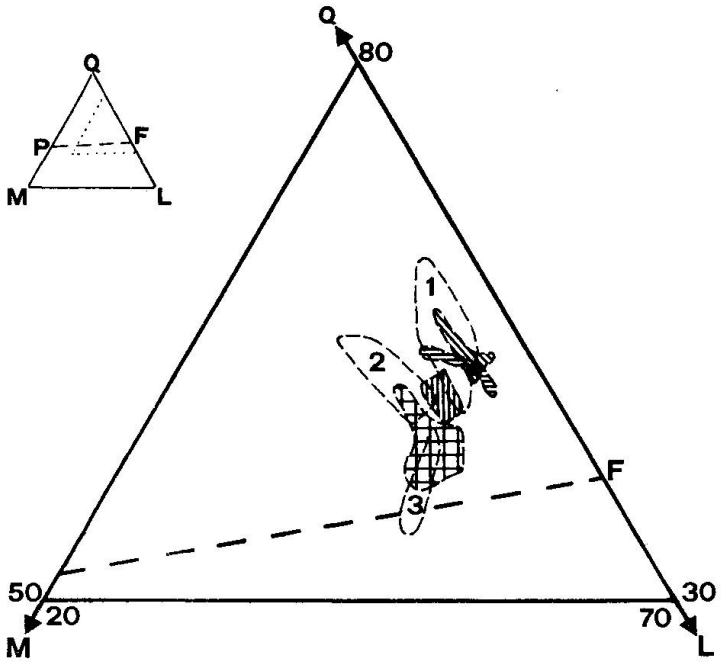
gliasgranits genommen wurde. Dieser Punkt tendiert deutlich zum QLM-Variationsbereich des normalen Puntegliasgranits. Wir haben also auch in dieser Darstellung einmal mehr eine Bestätigung dafür, dass vom dunklen Puntegliasgranit zum normalen ein allmählicher Übergang stattfindet (s. dazu auch Fig. 6, S. 287, und Fig. 7, S. 290).

7.6. Vergleich der QLM-Variationsbereiche der granitischen Gesteine der Val Punteglias mit den QLM-Variationsbereichen von anderen aarmassivischen Gesteinen

(s. Fig. 9, S. 292, und Fig. 8, S. 291)

Der dunkle Puntegliasgranit zeigt eine geochemische Ähnlichkeit zu gewissen Giuf-Syeniten und zu gewissen Tödigraniten.

Der normale Puntegliasgranit zeigt eine geochemische Ähnlichkeit zu gewissen Tödigraniten und zu gewissen Zentralen Aaregraniten.



- QLM-Variationsbereich des Posta-Biala-Granits (s. auch Fig. 8, S. 291)
- QLM-Variationsbereich des hellen Punteglias-granits (s. auch Fig. 8, S. 291)
- QLM-Variationsbereich des normalen Punteglias-granits (s. auch Fig. 8, S. 291)
- QLM-Variationsbereich des dunklen Punteglias-granits (s. auch Fig. 8, S. 291)

1 QLM-Variationsbereich des Zentralen Aaregranits (nach HÜGI, 1956)
2 QLM-Variationsbereich des Tödigranits (nach HÜGI, 1956)
3 QLM-Variationsbereich des Giuf-Syenits (nach WEBER, 1904, P. NIGGLI et al., 1930, LABHART, 1971)

Fig. 9. Vergleich der QLM-Variationsbereiche der granitischen Gesteine der Val Punteglias mit den Variationsbereichen von anderen aarmassivischen Gesteinen.

Die QLM-Variationsbereiche des hellen Puntegliasgranits und des Posta-Biala-Granits fallen fast ganz in einen QLM-Teilbereich des Zentralen Aaregranits.

7.7. Zu den Spurenelementen Rb, Sr und Zr

Von sämtlichen Granitvarietäten der Val Punteglias wurden im Hinblick auf mögliche Altersbestimmungen semiquantitative Rb/Sr-Messungen vorgenommen. Die Resultate sind in Tabelle 9, S. 293, zusammengestellt.

Die höchsten Rb_{87}/Sr_{86}-Gehalte weist der Posta-Biala-Granit auf. Der höchste Wert (2,2) stammt von der Probe US 95.

Die verschiedenen Granitvarietäten weisen im übrigen bezüglich des Rb_{87}- und Sr_{tot}-Gehaltes sehr breite, sich stark überlappende Variationsbereiche auf. Es stellt dies ein bekanntes Phänomen dar, welches in vielen anderen Gesteinskomplexen beobachtet werden kann. Diese Tatsache ermöglicht unter anderem das Aufstellen einer brauchbaren Isochrone für die Gesamtgesteinsaltersbestimmung. Die breiten, sich überlappenden Variationsbereiche erklärt man sich damit, dass die Spurenelemente Rb und Sr nicht an einzelne bestimmte Mineralien gebunden sind, wie dies vielfach bei den Hauptelementen der Fall ist.

Tabelle 9. *Rb-, Sr- und Zr-Gehalte der granitischen Gesteine der Val Punteglias*

Die Messungen erfolgten auf unserer Röntgenfluoreszenzanlage. Es wurden 9 dunkle Puntegliasgranitproben, 8 normale Puntegliasgranitproben, 7 helle Puntegliasgranitproben und 8 Posta-Biala-Granit-Proben analysiert. ** $Sr_{86} = 1/10\ Sr_{tot}$.

	Dunkler Puntegliasgranit	Normaler Puntegliasgranit	Heller Puntegliasgranit	Posta-Biala-Granit
Rb_{87}:				
Variationsbereich	50–90	45–80	50–70	40–65
Mittel	65	65	60	55
Sr_{tot}:				
Variationsbereich	450–900	475–625	375–600	250–675
Mittel	620	625	525	475
Rb_{87}/Sr_{86}**:				
Variationsbereich	0,6–1,9	0,7–1,6	0,8–1,7	0,7–2,2
Mittel	1,1	1,1	1,2	1,3
Zr:				
Variationsbereich	450–600	350–500	250–350	150–350
Mittel	500	400	300	300

Tabelle 9 zeigt uns, dass vom Posta-Biala-Granit bis zum dunklen Puntegliasgranit eine Abnahme des Gehaltes an Zr stattzufinden scheint. Diese Tatsache steht mit anderen Beobachtungen recht gut im Einklang:

— Zunahme der Radioaktivität vom Posta-Biala-Granit bis zum dunklen Puntegliasgranit (s. S. 294).
— Zunahme des Gehaltes an Zirkonen vom Posta-Biala-Granit bis zum dunklen Puntegliasgranit (s. S. 279, 280).

7.8. Zu den Radioaktivitätsmessungen

Aus apparativen Gründen wäre es nicht sinnvoll, die Werte von FÖHN-RYBACH (1967) und die eigenen Werte gegenseitig ineinander umzurechnen. Die Schlüsse, welche man jedoch aus den beiden Messreihen ziehen kann, lassen sich durchaus ohne Umrechnung miteinander vergleichen. Danach fanden die

Tabelle 10. *Radioaktivitätsmessungen in der Val Punteglias*

Vergleich mit den Messungen von FÖHN-RYBACH (1967).

	FÖHN-RYBACH (1967)	Eigene Messungen (1970/71)
Gerät	Szintillometer «Scintillator» SN 11 PB/4522, Mod. 111 B der Firma Precision Radiation Instruments Inc., Los Angeles (USA)	Landis-&-Gyr-Geigerzähler, Typ EMD 1.2sp (immer mit 4 Röhren gemessen)
Messeinheit	μr/h	Imp./Minute
Background	11 μr/h	0,3–1,0 · 0,10^3 Imp./Minute
Posta-Biala-Granit	32	1,75
Normaler Puntegliasgranit	35	2,10
Dunkler Puntegliasgranit	52–62	2,6
Gesteine der Schieferhülle zwischen Puntegliasgranit und Puntegliasdiorit (exkl. Quarzporphyr)	–	1,0–9,0 (lokal bis 13,0)
Quarzporphyr	–	0,8–1,4
Puntegliasdiorit	kleiner als 10	0,9

Messtechnisch wurde nach FÖHN-RYBACH (1967) vorgegangen.

bei FÖHN-RYBACH (1967) sich abzeichnenden Tendenzen ihre Bestätigung durch die eigenen Messungen, welche gegenüber FÖHN-RYBACH (1967) ein zwei- bis dreimal so grosses Areal erfassen:

— Eindeutige Zunahme der Aktivität von den hellen, sauren granitischen Gesteinen (Posta-Biala-Granit) zu den dunklen, basischeren granitischen Gesteinen (dunkler Puntegliasgranit), was mehr oder weniger parallel mit zunehmenden Gehalten an Zirkon, Titanit und Apatit geht (s. dazu S. 276ff. und S. 296).

— Sehr niedrige Aktivität des Puntegliasdiorits.

Im weiteren konnte festgestellt werden, dass mit Beginn der Schieferhülle die Aktivität abrupt absinkt. Die Gesteine der Schieferhülle zeigen sehr starke Schwankungen in ihrer Radioaktivität. Kleinste Bereiche in diesen Gesteinen zeigen Aktivitäten bis zum zehnfachen Background, während die umliegenden Gesteine eine äusserst schwache Aktivität zeigen können.

8. Entwicklungsgeschichte der granitischen Gesteine der Val Punteglias

8.1. Entstehung

Hinweise, dass die granitischen Gesteine der Val Punteglias aus einem Magma entstanden sind

In SEEMANN (1974) wird eingehend erläutert und gezeigt, dass die Mineralausbildung und Mineralabfolge in den granitischen Gesteinen der Val Punteglias recht gut in das Schema der Kristallisation eines granitoiden Magmas passen könnte. Im Rahmen dieser Kurzfassung seien nur noch einige Beobachtungen aufgegriffen, welche bereits erste Hinweise liefern, dass die granitischen Gesteine der Val Punteglias das Produkt einer normalen, magmatischen Differentiationskristallisation sein könnten:

— Zonar gewachsene Alkalifeldspäte (s. S. 267).
— Neben nicht einheitlich gebauten Apatiten und Zirkonen sind auch verbreitet sehr schön idiomorph auskristallisierte Apatit- und Zirkonindividuen zu beobachten (s. S. 278 und 279).

Hinweise für Aufschmelzung eines präexistierenden Gesteins

Einen möglichen Hinweis, dass die granitischen Gesteine der Val Punteglias teilweise oder ganz aus einem präexistierenden Gestein, welches aufgeschmolzen wurde, entstanden sein könnten, findet man in der Ausbildung der Zirkone (s. S. 279). Dort wurde festgestellt, dass es Zirkone gibt, welche möglicherweise verschiedenen Generationen angehören.

Ähnliches wie vom Zirkon liesse sich eventuell auch von der Ausbildung des Apatits her schliessen (s. S. 278). Die dort beschriebenen zwei verschiedenen Ausbildungsarten des Apatits könnten auch einen Hinweis für eine Aufschmelzung eines präexistierenden Gesteins liefern (s. dazu auch MORTEANI, 1966, sowie WYLLIE, COX und BIGGAR, 1962).

Es gilt allerdings zu bedenken, dass es sich dabei bloss um einen möglichen Hinweis handeln könnte, nicht aber um einen eindeutigen Beweis. In der Literatur stehen nämlich meiner Meinung nach noch zu wenig Daten zur Verfügung, welche schlüssig zeigen könnten, inwieweit Apatit bei anatektischer Aufschmelzung resistent bleibt (bei den Untersuchungen von WYLLIE, COX und BIGGAR, 1962, handelte es sich um nadelig ausgebildete Apatite).

Mögliche Hinweise für intrusives Verhalten

Ausgehend von der Annahme einer anatektischen Aufschmelzung, soll im folgenden gezeigt werden, was für Kriterien dafür sprechen, dass das aufge-

schmolzene Ursprungsgestein nicht wieder in situ erstarrt ist, sondern dass dieses als Magma in sein Nebengestein intrudierte.

— Der Kontakt Puntegliasgranit–Schieferhülle ist über weite Strecken tektonisiert, stellenweise lassen sich aber scharfe, primäre Kontakte mit Apophysen von Puntegliasgranit in sein Hüllgestein beobachten.
— Vereinzelt konnte im Hüllgestein Anthophyllit, Cummingtonit und ein Orthopyroxen gefunden werden. Diese Mineralparagenese könnte sehr wohl das Produkt einer kontaktmetamorphen Überprägung dieses Hüllgesteins durch das intrudierende Puntegliasgranitmagma darstellen. Es könnte sich aber ebensogut um eine kontaktmetamorphe Überprägung, hervorgerufen durch eine frühere Intrusion (beispielsweise Puntegliasdiorit), handeln oder aber auch um eine frühere (wohl mesozonale) Regionalmetamorphose, welche diese Gesteine erfasst haben könnte. Die bis heute zur Verfügung stehenden Beobachtungen und Daten lassen jedoch noch keinen eindeutigen Schluss für die eine oder die andere Möglichkeit zu.
— Die Ausbildung von schmalen, sauren Randfacien (aplitisch-pegmatitische Randzone im SE, heller Puntegliasgranit im NW; vergleiche dazu Fig. 2, S. 263) sind bekannte Erscheinungen in Intrusivkörpern (s. zum Beispiel VON RAUMER, 1967, S. 558). Für die Beschreibung der Gesteine der aplitisch-pegmatitischen Randzone wird auf KÄCH (1972, S. 28–29) verwiesen.
— Die U-Th-Verteilung, wie sie FÖHN-RYBACH (1967) in der Val Punteglias fanden, zeigen das nach den heutigen Erkenntnissen typische Bild für Intrusivkörper (s. auch LABHART, 1971, LABHART-RYBACH, 1973, MALAN, 1972, sowie S. 294 in dieser Arbeit). FÖHN-RYBACH (1967) kommen aufgrund ihrer Untersuchungen zum Schluss, dass es sich bei den granitischen Gesteinen der Val Punteglias um eine einphasige Magmaintrusion gehandelt haben muss (zonare Verteilung der Radioaktivität). An dieser Stelle sei auf die Radioaktivitätsmessungen (s. S. 294), die Ti-Gehaltsbestimmungen (s. S. 284) und die Zr-Gehaltsbestimmungen (s. S. 295) in dieser Arbeit hingewiesen. Alle diese Resultate stehen mit den Beobachtungen von FÖHN-RYBACH (1967) mehr oder weniger im Einklang: Zunahme des Ti- und Zr-Gehaltes sowie der Radioaktivität vom Posta-Biala-Granit bis zum dunklen Puntegliasgranit.

Geochemische Hinweise für die Entstehungsart der granitischen Gesteine der Val Punteglias

Bereits auf S. 284 wurde auf die geochemischen Charakteristika der granitischen Gesteine der Val Punteglias hingewiesen (speziell Puntegliasgranit).

Viele Autoren (z.B. BARTH, 1965, S. 212) glauben, dass so kalireiche Granite nicht durch fraktionierte Kristallisation, sondern metasomatisch entstanden sind.

Diese Überlegung sei nicht ganz von der Hand gewiesen, doch sprechen zu viele Argumente gegen eine rein metasomatische Entstehungsart der granitischen Gesteine der Val Punteglias:

— Stellenweise scharfe, primäre Kontakte zum Nebengestein.
— Keine «A-cheval»-Kalifeldspatblasten.
— Keine «Ghost» structures.

Es sei jedoch hier beigefügt, dass die spezielle Geochemie der granitischen Gesteine der Val Punteglias (vor allem Puntegliasgranit) allein noch keinen genügend eindeutigen Hinweis für die eine oder die andere Entstehungsart zu liefern vermag.

8.2. Beziehungen zwischen den verschiedenen Puntegliasgranitvarietäten

Alle Puntegliasgranitvarietäten sind nach ihren Verbandsverhältnissen und ihrem Auftreten her zu schliessen genetisch eng miteinander verbunden und gehören meiner Meinung nach einem einzigen Entstehungszyklus an. Wichtige Hinweise dafür sind die folgenden:

1. Von SE nach NW ist eine stetige geochemische Variation zu beobachten (s. Fig. 6–8, S. 289–291).
2. Der Gesamtgesteinschemismus wechselt beim Übergang vom Bereich des dunklen Puntegliasgranits in den Bereich des normalen Puntegliasgranits nicht sprungartig, es ist vielmehr ein allmählicher Übergang festzustellen (s. Fig. 6–8, S. 289–291).
3. Die primäre Mineralienausbildung und Anordnung dürfte in allen Puntegliasgranitvarietäten ursprünglich sehr ähnlich gewesen sein (s. S. 266ff.).

Inhomogenitätszonen, wie sie in allen Bereichen zu beobachten sind, können durch bereits im Ursprungsgestein vorhanden gewesene Inhomogenitätszonen erklärt werden. Mindestens im m-Bereich dürfen jedoch diese Granite wohl als homogen ausgebildet betrachtet werden (s. dazu Analysen US 350a und US 350.., S. 290).

Der relativ grosse Unterschied zwischen dem dunklen und dem normalen Puntegliasgranit, wie er sich heute vor allem im makroskopischen Bild dokumentiert (s. Abb. 1, S. 265), ist folgendem Umstand zuzuschreiben:

Der Bereich des dunklen Puntegliasgranits wurde bis zu der als Grenze zum normalen Puntegliasgranit angenommenen Tektonisierungszone (s. S. 300) alpin metamorph stärker überprägt als die übrigen, nordwestlich daran anschliessenden Granitbereiche. Das heisst, durch die Auswirkung der alpinen Metamorphose wurde den Gesteinen aus dem SE-Bereich (dunkler Puntegliasgranit) äusserlich ein grösserer Unterschied aufgeprägt, als dies in Wirklichkeit zutrifft.

Warum es zu dieser verschieden starken Beanspruchung kam, wird auf S. 301 erläutert.

Äussere Zeichen dieser stärkeren alpinen Überprägung der Gesteine aus dem SE-Bereich (dunkler Puntegliasgranit) sind vor allem die Verschieferung (Bildung von blastomylonitischen Lagen, s. S. 300) und die Grünfärbung (s. auch Abb. 1, S. 265).

Der fast unmerkliche Übergang vom normalen Puntegliasgranit in den Bereich des hellen Puntegliasgranits lässt es sehr wahrscheinlich werden, dass es sich beim hellen Puntegliasgranit um eine saure Randfacies des gesamten Puntegliasgranitkörpers handeln könnte (s. auch S. 296).

8.3. Beziehungen zwischen Puntegliasgranit und Posta-Biala-Granit

Direkter Kontakt

An einem einzigen Aufschluss konnte ein direkter Kontakt zwischen Posta-Biala-Granit und hellem Puntegliasgranit beobachtet werden. Die Beobachtungen dieses Aufschlusses sprechen dafür, dass es sich beim Posta-Biala-Granit um eine jüngere Bildung als der Puntegliasgranit handelt (apophysenartige Posta-Biala-Granit-Spickel ragen in hellen Puntegliasgranit).

Übrige «Kontaktverhältnisse» Puntegliasganit–Posta-Biala-Granit

Im ganzen Untersuchungsgebiet grenzt der Posta-Biala-Granit mit einer Ausnahme (s. oben) nirgends direkt an den Puntegliasgranit. Er grenzt sehr oft an Gesteine von granodioritischer und quarzmonzodioritischer bis monzodioritischer Zusammensetzung (s. dazu KÜPFER, 1974, und Fig. 2, S. 263). Andernorts wird der Übergang Puntegliasgranitkomplex–Posta-Biala-Granit durch Tektonisierungszonen angezeigt (s. dazu S. 300). Vereinzelt verlaufen entlang dieser Kontakte auch migmatitähnliche Züge (s. SEEMANN, 1974).

Im gesamten Untersuchungsgebiet finden sich keine grösseren zusammenhängenden, homogene Posta-Biala-Granit-Komplexe. Der Posta-Biala-Granit tritt in der Val Punteglias immer in einer mehr oder weniger dichten Wechselfolge mit Mischgesteinen (Gesteine von granodioritischer und monzodioritischer bis quarzmonzodioritischer Zusammensetzung, s. dazu KÜPFER, 1974) auf. WEBER (1934) sprach sogar von einem gangartigen Granit. Trotz dieser unterschiedlichen Erscheinungsform sprechen viele Kriterien für einen genetischen Zusammenhang zwischen Puntegliasgranit und Posta-Biala-Granit:

— Bei genauerer mikroskopischer Untersuchung zeigen gewisse Mineralien im Posta-Biala-Granit eine bemerkenswert ähnliche Ausbildung wie die entsprechenden Mineralien im Puntegliasgranit (vor allem Alkalifeldspat, Biotit und Zirkon, s. S. 280).

— Geochemisch ist vom Posta-Biala-Granit zum hellen Puntegliasgranit bei Berücksichtigung sämtlicher Analysen kein Sprung, sondern ein allmählicher Übergang festzustellen (s. Fig. 6–8, S. 289–291).
— Aufgrund ihrer U-Th-Messungen betrachten FÖHN-RYBACH (1967) den Posta-Biala-Granit als Zentrum des gesamten einphasigen Granitkomplexes in der Val Punteglias. Wie schon mehrfach erwähnt, stimmen ihre Messungen mit denjenigen in dieser Kurzfassung überein (s. S. 294), doch dürfte es sich beim Posta-Biala-Granit wohl eher um eine jüngere Bildung als der Puntegliasgranit handeln (s. S. 298).

All diese Kriterien sprechen doch sehr stark für einen genetischen Zusammenhang zwischen Puntegliasgranit und Posta-Biala-Granit. Das unterschiedliche Auftreten im Felde liesse sich beispielsweise dadurch erklären, dass zwischen der Bildung des Puntegliasgranits und der Bildung des Posta-Biala-Granits eine mehr oder weniger grosse Zeitspanne verstrich, oder aber, dass die zwei Granite in verschiedene Niveaus intrudierten.

8.4. Zur Metamorphose

Es ist anzunehmen, dass die granitischen Gesteine der Val Punteglias, wie wir sie heute vorfinden, mehrfach umgeprägt worden sind. Meiner Meinung nach ist es aber heute nicht mehr möglich, die Auswirkungen von einzelnen Metamorphosen (Autometamorphose, hercynische Metamorphose[n] und alpine Metamorphosen) getrennt voneinander nachweisen zu können. Die alpin metamorphe Überprägung dürfte jedoch im wesentlichen für die heute zu beobachtende Mineralienausbildung und für die strukturellen und texturellen Verhältnisse im Gestein verantwortlich sein.

8.4.1. Auswirkungen, welche vor allem mit der mechanischen Beanspruchung zusammenhängen

Allgemeines

Schon im Felde lassen sich vor allem im Bereich des dunklen Puntegliasgranits Zonen von mehr oder weniger starker Durchbewegung erkennen, welche sich deutlich von den auf S. 300 beschriebenen Tektonisierungszonen unterscheiden. Die Richtung dieser Scherflächen und Scherzonen im dunklen Puntegliasgranit schwankt zwischen 110°/60° und 150°/80° (Fallazimut). Es handelt sich hier wohl um die Richtung der ersten alpinen Schieferung (s_1), die andernorts im Aarmassiv bereits eingehend untersucht und beschrieben worden ist (LABHART, 1965 und 1967; STECK, 1966 und 1968).

Handstücke aus solch mechanisch beanspruchten Zonen, vorwiegend im dunklen Puntegliasgranit, lassen von blossem Auge ein Zerreibsel von Quarz,

Feldspat, Chlorit und Sericit neben den noch erhalten gebliebenen Mineralgrosskörnern (vor allem Alkalifeldspat) erkennen.

Das Dünnschliffbild dieser mechanisch beanspruchten Granitzonen (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit) liefert die Bestätigung des makroskopischen Eindruckes:

Man findet ein inniges, feinstkörniges Gemisch von zerbrochenen Mineralien und Neukristallisaten (blastomylonitische Lagen), welches sich in Fliessstrukturen um die noch mehr oder weniger erhalten gebliebenen klastisch-reliktischen Mineralkörner legt.

Dabei können die gleichen Beobachtungen wie bei STECK (1966) gemacht werden, welcher festgestellt hat, dass «mit zunehmender mechanischer Deformation die Auflösungserscheinungen der Mineralien sowie deren Neubildung proportional zunehmen».

Kataklastisch beansprucht wurden die Mineralien in folgender Reihenfolge (angeordnet nach zunehmender Resistenz gegenüber der Kataklase): Quarz – Plagioklas – Biotit und Hornblende – Alkalifeldspat.

Mit der mechanischen Deformation sind folgende Mineralneubildungen verknüpft: Biotit, Calcit, Epidot, Quarz und Sericit.

Tektonisierungszonen

Ausgeprägte Tektonisierungszonen, deren Bildung mit den mechanischen Kräften der alpinen Gebirgsbildung zusammenhängen, müssen an dieser Stelle speziell hervorgehoben werden.

Lage

Die typischste dieser Tektonisierungszonen in unserem Untersuchungsgebiet ist jene, welche die von mir angenommene Trennungslinie zwischen dem Bereich des dunklen und dem Bereich des normalen Puntegliasgranits darstellt. (Vergleiche dazu «Petrographische Kartenskizze Punteglias», Fig. 2, S. 263, wo noch weitere, weniger ausgeprägte Tektonisierungszonen eingezeichnet sind, sowie S. 264.)

Die typischste dieser Tektonisierungszonen verläuft südlich des Piz Ner mehr oder weniger massivparallel beginnend, dann quer über die Val Punteglias gegen die Brigelser Hörner hinaufziehend (Crap Grond), wobei dort eine bemerkenswerte Umbiegung nach Norden festzustellen ist. Ob diese Tektonisierungszone dort ihre Fortsetzung in den Sedimenten findet, konnte nicht mit Sicherheit beobachtet werden. Die Fallazimutwerte dieser Zone betragen 90°–130°/60°–90° im Westen und 30°–70°/60°–70° im Osten. Es handelt sich dabei vor allem im Ostabschnitt dieser Tektonisierungszone um eine Richtung, welche deutlich verschieden von derjenigen des alpinen s_1 ist (s. S. 299).

Beschreibung

Die Breite dieser Tektonisierungszonen schwankt zwischen 2 und 8 m. Sie fallen schon von weitem wegen ihres landschaftsprägenden Charakters auf. Entlang dieser Zonen kam es verbreitet zur Bildung von ausgeprägten Tobeln, mit meistens tief eingeschnittenen Bachläufen, wobei sich im unteren Teil dieser Tobel dann markante Schuttkegel finden. Auffallend ist auch die schon von weitem erkennbare leuchtend weisse Farbe.

Das Gestein zeigt eine wechselnd breite Bänderung von leuchtend weissen, dichten Quarzlagen und grünlichen, chloritreichen blastomylonitischen Lagen (s. dazu S. 300). Neben dem Quarz wird ein gewisser Teil der weissen Bänder auch von Alkalifeldspatnestern bestritten.

Tektonisierungszone und Verschieferung der Granite

Im Kapitel «Beziehungen zwischen den verschiedenen Puntegliasgranitvarietäten» (s. S. 297) wurde darauf hingewiesen, dass der äusserlich täuschend grosse Unterschied zwischen dem dunklen und dem normalen Puntegliasgranit der nachträglich grösseren mechanischen Beanspruchung des südöstlich gelegenen Blockes (Bereich des dunklen Puntegliasgranits) zuzuschreiben ist. Ich stelle mir diesen Vorgang folgendermassen vor:

Im Verlaufe irgend eines einschneidenden Ereignisses, während des alpinen Orogenzyklus oder noch früher, kam es zur Anlage einer Trennfläche, die sich heute nun in Form dieser typischen Tektonisierungszone (s. S. 300) dokumentiert. Es ist sehr wohl möglich, dass die allgemeine Richtung, in welcher diese Tektonisierungszone verläuft, einer alten, vorgezeichneten Richtung entspricht. Durch die Anlage dieses Schnittes kam es zur Bildung von zwei voneinander getrennten Granitblöcken, demjenigen des dunklen Puntegliasgranits im SE und demjenigen der übrigen Granitvarietäten NW davon anschliessend.

Durch diese Ausgangslage bedingt, hatte der Komplex des dunklen Puntegliasgranits während des alpinen Orogenzyklus die damit verbundenen von SE wirkenden Kräfte als Puffer aufzufangen, während der im NW liegende Block der übrigen Granitvarietäten von den Auswirkungen dieser mechanischen Kräfte weitgehend verschont blieb (s. dazu auch S. 297, 298).

Zwar gibt es auch in den Gesteinskomplexen NW dieser typischen Tektonisierungszone Anzeichen einer mechanischen Durchbewegung, jedoch niemals in dem durchgreifenden Ausmass, wie wir es im Bereich des dunklen Puntegliasgranits beobachten können.

Das Produkt der Reibung am Kontakt dieser zwei Blöcke ist der heutige Inhalt der auf S. 301 beschriebenen Tektonisierungszone.

Diesen Bemerkungen seien an dieser Stelle die Beobachtungen von Labhart (1965) und Steck (1968) am Westende des Aarmassivs beigefügt. Sie stimmen mit den Beobachtungen in der Val Punteglias in vielen Fällen überein.

LABHART (1965, S. 69) trifft im westlichen Aarmassiv «oft intensiv von s_1 zerscherte Pakete gerade in der Nachbarschaft von alpin praktisch nicht durchbewegten Blöcken an. Dies drängt einem die Deutung auf, dass das Massiv unter der ersten alpinen Beanspruchung in Blöcke ‚zersprungen' ist.»

STECK (1968, S. 24) stellt am Westende des Aarmassivs fest: «Die Verschieferung des hercynischen Kristallins ist am Massivsüdrand am intensivsten. Von hier wird sie gegen Norden immer schwächer.»

8.4.2. Übrige Auswirkungen der alpinen Regionalmetamorphose

Neben den vor allem im Bereich des dunklen Puntegliasgranits zu beobachtenden mechanisch bedingten Mineralveränderungen (s. S. 299) können auch in den alpin nicht oder nur wenig mechanisch beanspruchten Bereichen Mineralveränderungen und Mineralneubildungen beobachtet werden.

Es sei an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen, dass es durchaus möglich ist, dass das heutige Überprägungsbild dasjenige einer Mehrfachüberprägung (Autometamorphose, hercynische Metamorphose[n] und alpine Metamorphosen) sein könnte (s. auch S. 299). Anlehnend an die Beobachtungen im Aarmassiv von STALDER (1964), LABHART (1965), STECK (1966) sowie VON RAUMER (1967) im Montblanc-Granit, dürfen jedoch folgende heute zu beobachtenden Mineralveränderungen und Neukristallisate in den granitischen Gesteinen der Val Punteglias wohl vorwiegend als Produkt der alpinen Regionalmetamorphose angesehen werden (für Einzelheiten wird auf die Originaldissertation, die Tabelle 11 auf S. 303 sowie auf die Beschreibung der einzelnen Mineralien hingewiesen):

Plagioklas	— Umwandlung des Oligoklas in Albit
	— Zersetzung des Plagioklas in Sericit und Epidot
	— Selbstreinigung
	— Albitneubildung
Alkalifeldspat	— Albitisierung
Glimmer	— Stilpnomelanbildung (vor allem in mechanisch wenig beanspruchten Bereichen; speziell Posta-Biala-Granit)
	— Neubildungen von Biotit und Chlorit
	— Selbstreinigung
Amphibole	— Biotitisierung und Chloritisierung
	— Aktinolithbildung
Epidot – Orthit	— Epidotanwachsränder um Orthit
	— Diffuse, wolkige Aggregate von xenomorphem Orthit

Tabelle 11. *Entwicklungsgeschichte der granitischen Gesteine der Val Punteglias*

Die verschiedenartigsten Gänge und die Gesteinskörper von granodioritischer und quarzmonzodioritischer bis monzodioritischer Zusammensetzung, wie sie von KÜPFER (1974) beschrieben wurden, sind in untenstehendes Modell nicht eingebaut.

Beim heutigen Stand der Untersuchungen von diesen Gesteinen (Dissertation KÜPFER in Bearbeitung) ist es noch nicht möglich, diese Elemente eindeutig in untenstehendes Schema einzuordnen. Die Tendenzen, welche sich abzeichnen, scheinen jedoch die folgenden zu sein:

— Die ältesten Gesteine sind die Gesteine von granodioritischer und quarzmonzodioritischer bis monzodioritischer Zusammensetzung.
— Wahrscheinlich gab es mindestens zwei Stadien von Gangförderungen:
  1. Stadium: Zwischen Intrusion des Puntegliasgranits und Intrusion des Posta-Biala-Granits (beispielsweise Granitporphyr).
  2. Stadium: Im Zusammenhang mit der Intrusion des Posta-Biala-Granits (verschiedenartigste Gänge, s. KÜPFER, 1974, sowie wahrscheinlich Migmatitbildung, s. SEEMANN, 1974 und S. 298 in dieser Arbeit).

Alpine Regionalmetamorphose

Nicht oder nur wenig mechanisch deformierte Granite zeigen je nach Beanspruchungsgrad;

Quarz: undulös auslöschend, verzahnt, rekristallisiert (s. S. 275).
Plagioklas: Sericitisierung, Saussuritisierung, Quarz- und Calcitbildung, Selbstreinigung, Albitanwachsränder (s. S. 272ff.).
Alkalifeldspat: Albitisierung (s. S. 266ff.).
Biotit: Verjüngung, Chloritisierung (s. S. 275).
Stilpnomelanbildung (s. S. 279).
Amphibol: Biotitisierung, Chloritisierung, Aktinolithbildung (s. S. 276).
Sericit- und Epidotneubildungen (s. S. 277, 278).
Epidot um Orthit (s. S. 277).
Orthit: Wolkige Aggregate (s. S. 277).

Stark deformierte Granite (vorwiegend dunkler Puntegliasgranit) zeigen zudem;

Kataklastische Beanspruchung von:
Quarz – Plagioklas – Biotit – Alkalifeldspat (aufgeführt in der ungefähren Reihenfolge der zunehmenden Resistenz gegenüber der kataklastischen Beanspruchung, s. S. 300).

Hercynische Metamorphose

Möglich, aber nicht bewiesen. Möglich ist beispielsweise eine teilweise Umwandlung der Feldspäte, der Biotite, der Hornblende, sowie eine mechanische erste Deformation (s. S. 299).

Autometamorphe Erstarrung

Mögliche, aber nicht beweisbare autometamorphe Vorgänge; beispielsweise eine teilweise Umwandlung der Plagioklase, teilweise Chloritisierung der Biotite, sowie Epidotanwachsränder um Orthit (s. S. 272, 275 und 277).

Intrusionen

II Wahrscheinlich jüngere Intrusion des Posta-Biala-Granits (s. S. 298ff.) in Form eines späten Nachschubes aus dem wahrscheinlich gleichen aufgeschmolzenen Gesteinskomplex, aus dem der Puntegliasgranit stammt (s. S. 298).

Normale, magmatische Differentiationskristallisation (s. S. 295).

Eventuell hatte der Posta-Biala-Granit ein anderes Intrusionsniveau als der Puntegliasgranit (s. S. 299).

I Intrusion des Puntegliasgranitmagmas unter Ausbildung einer stetigen chemischen Variation vom dunklen bis zum hellen Puntegliasgranit (s. S. 297). In beiden Randzonen (SE und NW) bildete sich eine saure Randfacies: die aplitisch-pegmatitische Zone im SE und der helle Puntegliasgranit im NW (s. S. 296).

Normale, magmatische Differentiationskristallisation (s. S. 295).

Aufschmelzung

Aufschmelzung (Anatexis) eines präexistierenden Gesteinskomplexes durch Versenkung oder aufsteigende Wärmeströme (s. S. 295). Möglicherweise verbunden mit Einschmelzungsvorgängen mit einem Magma unbekannter Herkunft.

Verdankungen

Ein spezieller Dank gilt meinen hochverehrten Lehrern Herrn Professor Dr. E. Niggli und Herrn Professor Dr. Th. Hügi, welche mir jederzeit mit Rat und Tat beigestanden sind und diese Arbeit in entscheidendem Masse gefördert haben.

Danken möchte ich auch Herrn cand. geol. A. Breitschmied für zeichnerische Arbeiten sowie Herrn lic. min.-petr. Th. Küpfer, meinem Feldnachbarn, welcher durch zahlreiche gemeinsame Feldbegehungen und Diskussionen seinen Anteil an dieser Arbeit leistete. Finanziell wurden die Druckkosten vom SEVA-Fonds und der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der SNG getragen. Herrn Regierungsrat Dr. R. Bauder (Bern) und Herrn Prof. Dr. E. Giovannini (Fribourg) sei an dieser Stelle dafür herzlich gedankt.

Literatur- und Kartenverzeichnis

Eclogae = Eclogae Geologicae Helvetiae
N. Jb. = Neues Jahrbuch
N. F. = Neue Folge
SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Für ein ausführliches Literaturverzeichnis wird auf die Originaldissertation verwiesen.

Bailey, E. H. und Stevens, R. E. (1960): Selective Staining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections. The American Mineralogist, Vol. *45*, S. 1020ff.

Barth, T. W. F. (1962): Theoretical Petrology. John Wiley & Sons, New York, London.

— (1965): Aspects of Crystallization of Quartzofeldspatic Plutonic Rocks. Tscherm. Min. Petr. Mitt., *3.* F. *11*, S. 209–222.

Bodmer-Beder, A. (1897): Die Erzlagerstätten der Alp Puntaiglas im Bündner Oberland und ihre Felsarten. N. Jb. für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band *XI*, Schweizerbart, Stuttgart.

Ebel, G. J. (1808): Über den Bau der Erde im Alpengebirge. Orell Füssli, Zürich, Band *1.*

Escher von der Linth, A. (1846): Verhandlungen der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft, S. 44ff.

Föhn, P. und Rybach, L. (1967): Das Radioaktivitätsprofil Fuorcla da Punteglias–Alp da Punteglias. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen, Nr. *42.*

Franks, G. D. (1968): The pre-Westphalian (Hercynian) Metamorphism and Structures of the Tödi Area. SMPM *48/3*, S. 943–950.

Friedländer, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie, Lf. *16.*

Goldsmith, J. R. und Laves, F. (1954): The microcline-sanidine stability relations. Geochimica Cosmochimica Acta *5*, S. 1–19.

Heim, Albert (1921): Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipzig.

Hirschi, H. (1924): Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. SMPM *4*, S. 64–88.

Hügi, T. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F. *94.*

Jäger, E., Kempter, E., Niggli, E. und Wüthrich, H. M. (1961): Biotitvarietäten und Stilpnomelan im alpin überprägten Mittagfluh-Granit (AM). SMPM *41/1*, S. 117–126.

Jäger, E., Niggli, E. und Wenk, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F. *134.*

Käch, P. (1972): Geologie der Brigelserhörner. Mitt. aus dem geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich, Nr. *172.*

KÖNIGSBERGER, J. (1925): Alpine Mineralklüfte in der Val Punteglias. SMPM *5/1*, S. 239–242.

KÜPFER, T. (1974): Zur Geologie und Petrographie der nördlichen Val Punteglias (Lizentiatsarbeit). Min.-petr. Institut, Bern.

LABHART, T. P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs, nördlich Naters (VS). Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F. *124*.

— (1967): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen, Nr. *41*.

— (1971): Abundance and Distribution of Uranium and Thorium in the Syenite of Piz Giuv. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleinere Mitteilungen, Nr. *55*.

LABHART, T. P. und RYBACH, L. (1973): Regelmässigkeiten der Radioaktivitätsverteilung in granitischen Gesteinskörpern (Beispiele aus den Schweizer Alpen). SMPM *55/3*, S. 379–384.

MALAN, R. C. (1972): Distribution of Uranium and Thorium in the Precambrian of the Western US. United States Atomic Energy Commission, Grand Junction Office, Colorado.

MORTEANI, G. (1966): Petrographisch-geologische und Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Cima-d'Asta-Kristallin. Veröffentlichungen aus dem Mineralogischen Institut der Bergakademie Clausthal/Technische Hochschule und dem Mineralogisch-Petrographischen Institut und Museum der Universität Kiel, Nr. *V.12*.

NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Mineral. *47/1*, S. 16–26.

NIGGLI, P. (1936): Die Magmentypen. SMPM *16*, S. 335–399.

NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechn. Serie *14*.

VON RAUMER, J. (1967): Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit. SMPM *47/2*, S. 499–579.

REEDER, S. W. und MCALLISTER, A. L. (1956): A Staining Method for the Quantitative Determination of Feldspars in Rocks and Sands from Soil. Canadian Journal of Soil Science, Vol. *37*.

SECK, H. A. (1971): Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8 - H_2O$. Contr. Mineral and Petrol. *31*, S. 67–86.

SEEMANN, U. (1974): Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchung der granitischen Gesteine der Val Punteglias. Dissertation, Bern.

STALDER, H. A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. SMPM *44/1*, S. 187–398.

STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. Beitr. zur geologischen Karte der Schweiz, N.F. *130*.

— (1968): Alpidische Strukturen im westlichen Aarmassiv. Eclogae *61/1*, S. 19–48.

STERN, W. B. (1972): Zur röntgenspektrometrischen Analyse von silikatischen Gesteinen und Mineralien. SMPM *52/1*, S. 1–25.

STRECKEISEN, A. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N. Jb. Mineralogie, Abh. *107/2 + 3*, S. 144–240.

TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil *1 + 2*. Schweizerbart, Stuttgart.

TUTTLE, O. F. und BOWEN, N. L. (1958): Origin of Granite in the light of experimental studies in the System $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$. The geological Society of America, *242*, Memoir *74*.

Weber, F. (1904): Über den Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F. *14*.
— (1912): Petrographische Detailkarte des Gebietes von Punteglias–La Gonda (Centrale Intrusivzone am Aarmassiv-Ostende). Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Spezialkarte Nr. *102A*.
— (1922): Querprofile durch die Brigelserhörner. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Spezialkarte Nr. *102B*.
— (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes: Ostenden des Aarmassivs und der Wurzelregion der helvetischen Decken. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Spezialkarte Nr. *100A*.
— (1934): Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. *XII*, Exkursion 79a, S. 939–940.
Wüthrich, H. M. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. SMPM *45/2*, S. 875–971.
Wyllie, P. J., Cox, K. G. und Biggar, G. M. (1962): The Habit of Apatite in Synthetic Systems and Igneous Rocks. Journal of Petrology *3*, S. 238–243.

Manuskript eingegangen am 24. September 1974.