

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

**Band:** 53 (1973)

**Heft:** 3

**Vereinsnachrichten:** Bericht über die 48. Hauptversammlung der Schweiz.  
Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Lugano :  
Samstag, 20. Oktober 1973

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **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. [Voir Informations légales.](#)

### **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. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 04.10.2024

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

# Bericht über die 48. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Lugano

Samstag, 20. Oktober 1973

## A. Bericht des Vorstandes für 1972

### Bericht des Präsidenten

#### *Mitgliederbestand*

Im Jahre 1972 sind 23 persönliche Mitglieder (davon 11 aus dem Ausland) und 2 unpersönliche Mitglieder neu in unsere Gesellschaft eingetreten. Es sind dies:

Dr. B. Ayranci, Zürich	H. Lüthi, Einigen
B. Bieri, Bern	W. Mollier, Gräfelfing (D)
F. de Buday Goldberger, Evreux (F)	T. Mumenthaler, Zürich
A. Burkhard, Basel	M. Nold, Felsberg
M. Engi, Zürich	M. Nyffeler, Zürich
Prof. K. G. Eriksson, Göteborg (S)	Dr. B. Poty, Vandœuvre-lès-Nancy (F)
Dr. W. Frisch, Leoben (A)	A. F. Quadrio, Erstfeld
B. Giannetti, Cassino (I)	G. M. Reimer, Philadelphia (USA)
M. M. Godinho, Coimbra (P)	K. J. Schmidt, Basel
Frl. B. Hiss, Basel	Dr. A. Stahel, Zürich
Dr. T. Kruta, Brno (CSSR)	H. Ulbrich, Berkeley (USA)
Dr. B. E. Leake, Bristol (GB)	
Landesmuseum Joanneum, Graz (A)	
Istituto di Mineralogia, Modena (I)	

Durch Tod verlor die Gesellschaft die Herren Dr. F. Häfliger (Basel), Prof. F. Karl (Kiel) und A. Schuppisser (Itznach).

Den 25 Neueintritten und 3 Wiedereintritten stehen 15 Austritte gegenüber.

Eintritte	28
Austritte	15
Zuwachs	13

Mitgliederbestand am 31. 12. 1971	461
Zuwachs	13
Mitgliederbestand am 31. 12. 1972	474

*Todesfälle*

Am 11. Mai 1973, kurz vor seinem 80. Geburtstag, verschied in Zürich Herr Prof. Dr. Robert L. Parker. Als Konservator der mineralogischen Sammlung der ETH hat er sich intensiv mit den Mineralen der Alpen beschäftigt, und sein Buch über «Die Mineralfunde der Schweiz» ist eben erst in neuer Bearbeitung erschienen. Seiner didaktischen Begabung verdanken wir verschiedene allgemein verständliche Werke zur Mineralogie und Kristallographie. 1929–1934 amtete er als Sekretär, 1956–1958 als Präsident unserer Gesellschaft, und 1958–1960 war er der erste Präsident der International Mineralogical Association (IMA). Ein Nachruf wird folgen (S. 491 dieses Heftes).

Bei dieser Gelegenheit sei auch noch auf den am 5. November 1968 erfolgten Hinschied von Herrn Prof. Dr. Johann Jakob hingewiesen. Er war – wie früher Laura Hezner – der Gesteinschemiker des Zürcher Mineralogisch-Petrographischen Instituts, und wir verdanken ihm zahlreiche chemische Analysen von Mineralen und Gesteinen der Schweiz und ihrer Umgebung. Ausser einer «Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse» (Borntraeger 1928) hat auch er verschiedene naturwissenschaftliche Bücher für einen weiteren Leserkreis verfasst. In den Jahren 1924–1930 diente er unserer Gesellschaft als ihr erster Kassier.

Am 9. Mai 1973 starb in Langendorf bei Solothurn Herr Dr. Max Gschwind, der langjährige Direktor des Hochalpinen Töchterinstituts Fetan (Graubünden). Als Schüler von Paul Niggli und Georg Wiegner hatte er über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz gearbeitet und hatte dann zusammen mit F. de Quervain das Werk über «Die nutzbaren Gesteine der Schweiz» in erster Auflage herausgegeben. Als Jahrespräsident SNG 1962 zeichnete er das Lebensbild des Bündner Geologen G. L. Theobald.

Am 4. Juli 1973 verstarb auf einer Exkursion unser langjähriges Mitglied Prof. Dr. Aladár Földvári, Professor für Geologie und Mineralogie an der Universität Debrecen und sodann an der Technischen Hochschule Miskolc (Ungarn). Er hat sich besonders mit sedimentpetrographischen Arbeiten über die Schlier-Formation Nord-Ungarns befasst.

Endlich soll auf den am 24. Januar 1973 erfolgten Hinschied von Herrn Prof. Dr. C. E. Tilley (Cambridge, England) hingewiesen werden. Obwohl nicht Mitglied, hat er doch häufig an Tagungen und Exkursionen unserer Gesellschaft teilgenommen. Durch seine grundlegenden Arbeiten zur Petrologie der eruptiven und metamorphen Gesteine hat er sich international einen bedeutenden Namen gemacht. Sein Wirken wird an anderer Stelle gewürdigt werden.

*Jahresversammlung*

Die Jahresversammlung fand im Rahmen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft am 13. und 14. Oktober in Luzern statt. An den drei gut besuchten wissenschaftlichen Sitzungen wurden 17 Referate gehalten, worüber in SMPM 52/3 berichtet wurde. Gemeinsam mit der Schweiz. Geologischen Gesellschaft wurde ein Symposium über die «Entwicklung alpiner Orogene» veranstaltet, das grossem Interesse begegnete; die von den Professoren R. Trümpy, E. Jäger und A. Gansser gehaltenen Vorträge erschienen in Ecl. geol. 66/1. In einer gemeinsamen Sitzung orientierten ferner die Herren Prof. W. Nabholz und Dr. A. Spicher über die Reorganisation der geologischen Landesuntersuchung. An der geschäftlichen Sitzung wurden in üblicher Weise die laufenden Traktanden erledigt.

Vorgängig der Jahresversammlung fand vom 30. September bis 2. Oktober 1972

eine geologisch-petrographische Exkursion ins Gotthard-Gebiet statt. An den beiden ersten Tagen benützten wir die uns freundlicherweise gebotene Gelegenheit, unter kundiger Führung die Aufschlüsse im neuen Gotthard-Strassentunnel zu besichtigen (Führung auf der Südseite: Prof. E. Dal Vesco; auf der Nordseite: Dr. F. Keller). Den Unternehmungen, die uns dies ermöglichten, sei der herzliche Dank ausgesprochen. Am dritten Tag führten die Herren Dr. A. Arnold und Prof. E. Niggli die Exkursion ins Tavetscher Zwischenmassiv, die Urserenmulde und ins angrenzende Gotthardmassiv. Die Exkursion war von 36 Teilnehmern (darunter 5 aus dem Ausland) besucht. Ein Bericht über die Exkursion erschien in SMPM 52/3, S. 575–580.

### *Finanzielles*

Die Gesellschaft dankt ihren Donatoren für die grosszügige Unterstützung, die sie ihr gewährt haben. Ebenso verdankt die Gesellschaft der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft einen Beitrag von Fr. 10 000.— als Mithilfe für die Herausgabe der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen.

### *Verschiedenes*

Zum 90. Geburtstag entbot der Vorstand seine Glückwünsche Herrn Prof. M. Reinhard, der seinerzeit die Initiative zur Gründung unserer Gesellschaft ergriffen hatte. Ebenso gratulierte er den Herren Prof. F. de Quervain und Prof. P. Bearth zu ihrem 70. Geburtstag.

Der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft sandte der Präsident seine besten Wünsche zu ihrer 50. Jahrestagung.

Am 24. Internationalen Geologen-Kongress (Montreal, August 1972) war die Gesellschaft durch ihren Präsidenten vertreten. Die Vertretung an der gleichzeitig tagenden IMA übernahmen die Herren Prof. Th. Hügi und Prof. R. Woodtli, an der IAGC Herr Prof. Th. Hügi. Siehe die Berichte in SMPM 52/3.

Die 50. Jahrestagung unserer Gesellschaft wird vom 11.–13. Oktober 1974 in Neuchâtel stattfinden. Zu diesem Jubiläum soll ein Band unserer Mitteilungen zum Thema «Alpidische Metamorphose in den Alpen» herausgegeben werden.

Der Präsident: *A. Streckeisen*

### **Bericht des Redaktors**

Im Jahre 1972 erschienen 3 Hefte von Band 52 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen.

Der Band umfasst 587 Seiten mit 222 Textfiguren, 85 Tabellen und 7 Tafelbeilagen und enthält 24 Artikel, von denen 17 in deutscher, 5 in französischer und 2 in englischer Sprache abgefasst sind. Drei Arbeiten sind Dissertationen (2 Basel, 1 Bern); 2 Arbeiten sind zugleich als «Kleinere Mitteilungen» der Geotechnischen Kommission erschienen.

Band 52 enthält ferner den Bericht über die 47. Hauptversammlung in Luzern mit 4 Referaten und den Exkursionsbericht im Gotthardmassiv.

Den Herren der Redaktionskommission sei für ihre wertvolle Mitarbeit der beste Dank ausgesprochen.

*Erstellungskosten von Band 52*

	52/1	52/2	52/3
Gesamtkosten	17 140.55	21 969.05	20 099.80
Druckkostenbeiträge und Rückerstattungen	<u>5 977.20</u>	<u>10 671.50</u>	<u>8 209.60</u>
Kosten für SMPG	11 163.35	11 297.55	11 890.20
Total der Druckkosten	59 209.40		
Total der Druckkostenbeiträge	<u>24 858.30</u>		
Totalkosten für SMPG	34 351.10		

Der Redaktor: *A. Spicher***Jahresrechnung 1972**

## Betriebsrechnung

Einnahmen	Mitgliederbeiträge	16 586.12
	Zinsen	2 964.50
	Zeitschrift: Verlagsverkauf 1971	23 746.70
	Verkauf an Mitglieder	713.—
	Autorbeiträge	31 713.90
	Inserate	730.—
	Subvention SNG	<u>10 000.—</u>
		86 454.22
Ausgaben	Heft 2 + 3/1971 (Rest)	10 113.40
	Heft 1/1972	17 140.55
	Heft 2/1972	21 969.05
	Heft 3/1972	20 520.95
	IMA und IAGC	352.25
	Honorare an Redaktor, Kassier und Sekretär	4 000.—
	Verwaltungsspesen und Drucksachen	3 318.48
	Reisebeiträge (Montreal)	<u>2 250.—</u>
		79 664.68
Betriebsüberschuss		<u>6 789.54</u>
		86 454.22

## Bilanz per 31. 12. 1972

Aktiven	Postcheck	339.46
	Kontokorrent	1 115.85
	Depositenkonto	19 720.50
	Anlagesparkonto	59 446.35
	Kasse	258.16
	Wertschriften (Nominalwert)	<u>25 000.—</u>
Passiven	Leemann AG	55 520.95
Kapitalstand per 31. 12. 1972		<u>50 359.37</u>
Abschluss	Kapitalstand per 31. 12. 1971	43 569.83
	Betriebsüberschuss	<u>6 789.54</u>
		50 359.37

Der Kassier: *M. Weibel*

## B. Sitzungsprotokoll

### 1. Geschäftliche Sitzung

Samstag, 20. Okt. 1973, 8.00 Uhr, Scuola tecnica superiore in Trevano bei Lugano.

Vorsitz: Prof. Dr. A. Streckeisen, Präsident.

Anwesend: 15 Personen.

1. Der Präsident verliest den Jahresbericht (siehe S. 461).
2. Der Redaktor unterbreitet den Rechenschaftsbericht über die Herausgabe der Mitteilungen (siehe S. 463).
3. Der Kassier erläutert die Rechnung für das Jahr 1972, die mit einem Betriebsüberschuss von Fr. 6789.54 abschliesst (siehe S. 464). Gemäss Antrag der Rechnungsrevisoren wird die Jahresrechnung einstimmig genehmigt und dem Kassier unter Verdankung seiner Arbeit Décharge erteilt.
4. Das vom Kassier vorgelegte Budget sieht Ausgaben von Fr. 72 000.— vor (Herausgabe der Zeitschrift Fr. 64 000.—, Verwaltung Fr. 8000.—). Es ist mit einem gleich hoch veranschlagten Betrag für die Einnahmen ausgeglichen. Bei den Einnahmen ist eine Subvention der SNG von Fr. 15 000.— eingerechnet. Das Budget wird einstimmig genehmigt.
5. Als neuer Präsident für die Amtszeit 1974–1976 wird Herr Dir. Dr. A. Spicher gewählt. Dieser verdankt das ihm mit dieser Wahl entgegengebrachte Vertrauen. Er würdigt zudem die vom abtretenden Präsidenten geleistete, grosse Arbeit für unsere Gesellschaft.
6. Die Wahl des übrigen Vorstandes für die Amtszeit 1974–1976 ergibt folgende personelle Zusammensetzung:  
Vizepräsident: Prof. Dr. M. Grünenfelder, Zürich (neu).  
Sekretär: Dr. H. A. Stalder, Bern.  
Kassier: Prof. Dr. M. Weibel, Zürich.  
Redaktor: Dr. W. Oberholzer, Zürich (neu).  
Beisitzer: Prof. S. Ayrton, Lausanne.  
          Prof. M. Delaloye, Genève.  
          Prof. B. Kübler, Neuchâtel.  
          Prof. E. Nickel, Fribourg.  
          Prof. E. Dal Vesco, Zürich.

Als neuer Abgeordneter in die Mitgliederversammlung der SNG und als Delegierter in den Senat der SNG wird der neue Präsident Dr. A. Spicher gewählt. Sein Stellvertreter soll in beiden Abordnungen Prof. M. Grünenfelder sein.

7. Als neuer Rechnungsrevisor wird Herr Dr. M. Frey, Bern, gewählt.
8. Nach einigen Hinweisen des Präsidenten auf bevorstehende Tagungen weist Prof. E. Nickel auf die Wünschbarkeit der Aktivierung der schweizerischen Bergbaugeschichte hin und verteilt ein entsprechendes Memorandum.

Der Sekretär: *H. A. Stalder*

## 2. Wissenschaftliche Sitzung

Samstag, 20. Okt. 1973, 08.30 Uhr, Scuola tecnica superiore in Trevano bei Lugano.

Vorsitz: Prof. C. Burri und Prof. Th. Hügi.

Anwesend: 20 Personen.

**A. Simonetti** (Biogno-Beride): *Minerali radioattivi e loro paragenesi nel Sopraceneri.*

**L. Rybach** (Zürich) und **T. P. Labhart** (Bern): *Regelmässigkeiten der Radioaktivitätsverteilung in granitischen Gesteinen (Beispiele aus den Schweizer Alpen).* – Siehe Seite 379 dieses Heftes.

**H. Masson** (Lausanne): *Surpressions tectoniques et métamorphisme: considérations théoriques.*

**E. Nickel** (Fribourg): *Rheomorphe Strukturen im synorogenen Grundgebirge (Beispiel Odenwald).*

Das Grundgebirgskristallin besteht aus Gneisen, Schiefnern, Marmoren usw. und aus den in dieses Gneisgebirge eingedrungenen Magmatiten. Hierbei wird immer angenommen, dass diese Magmatite nicht selber auch wieder metamorphosiert worden sind, da sie ja dann selber als Gneise zum Altbestand gehören würden.

Diese Zweiteilung nimmt aber nicht Rücksicht auf den Fall, dass der Kristallisationsablauf der Magmatite in die (durch die Platznahme bedingten) Bewegungs- und Pressungsphasen einbezogen ist: in diesem Falle bildet das Gesteinsgewebe die Verformung ab, es entstehen statt normaler Magmatite «Protogneise».

Solcher Rheomorphismus ist in der synorogenen Phase der Gebirgsbildung zu erwarten. Hier leiten Zonen mit erniedrigtem Formwiderstand (Magmen, Mobilisate) Gleit- und Quetschvorgänge in die Wege. Es bilden sich Parallelt Texturen, die man nach dem Verhältnis von Deformation zu Kristallisation wie folgt gliedern kann:

1. Protoklasse: randliches Zerbrechen von Kristallen im Kristallbrei.
2. Blastoklasse: zerreibende und zugleich regenerierende Durchbewegung in der Endphase der Erstarrung.
3. Blastogneisbildung: kristalloblastische Fixierung retrograd anschliessend an die Erstarrungsphase.

Im «atmenden Orogen» können sich diese Texturen gegenseitig ablösen. Wichtig ist vor allem, dass durch diese Vorgänge von «Primärgneisbildung» stark geregelte Gefüge in den zu diesem Zeitpunkt gerade hochmobilen Gesteinen entstehen, ohne dass die Rahmengesteine eine gleichzeitige Regionalmetamorphose erfahren. – Es werden Beispiele aus dem Odenwald gezeigt: Flasergranitgefüge nach 2.; Biotitdioritgefüge nach 3.

Zur Aufstellung der geologisch/tektonischen Geschichte eines Gebirges ist es wichtig zu wissen, welche Metamorphosen die einzelnen Gesteine erlitten haben. Werden nun Protogneise fälschlich für Bildungen einer Regionalmetamorphose gehalten, so ergeben sich unrichtige Einstufungen in der Abfolge. Auf Indizien für Protogneisbildung muss also geachtet werden.

Ebenso muss auf eine zweite Fehldeutung von Gesteinsgeweben hingewiesen werden: Metablastisch überprägte Schiefergneise können in Handstück und Schliff so aussehen wie Blastogneise (Gefüge 3), obwohl die ersteren in-situ-Bildungen sind, die letzteren Intrusiva.

Für rheomorphe Gesteinsgewebe gibt es also eine Konvergenz sowohl zu den normalen Gneisen wie zu den Metablastiten. Aus diesem Grunde hat man sie wohl auch vielfach übersehen oder in ihrer Bedeutung unterschätzt.

**M. Maggetti** (Fribourg): *Dioritbildung im Orogen (Beispiel Odenwald)*.

Im Bergsträsser Odenwald sind 2 intrusive Diorit-Typen zu unterscheiden: Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite. Letztere wurden in der Tiefe anatektisch aus Biotit-Plagioklas-Gneisen erschmolzen, während die Hornblende-dioritischen Magmen durch Differentiations- und Assimilationsvorgängen eines gabbroiden Ursprungsmagmas entstanden.

Die Deutung der *Biotit-Diorite* als lithogene Magmatite stützt sich auf folgende Argumente:

- Im Gelände werden Gneise und deren Plagioklas-metablastischen Abarten von den Biotit-Dioriten intrudiert.
- Alle diese 3 Gesteinstypen besitzen den gleichen Mineralbestand.
- Chemisch und modal sind die 3 Gesteine ähnlich.
- Im Biotit-Diorit finden sich Gefügerelikte (Gneise, Blastite).
- Die Plagioklase und Orthite der 3 Gesteinstypen lassen sich in eine genetische Abfolge einordnen.

Die Genese der *Hornblende-Diorite* ist umstritten. Am Beispiel des sogenannten Haupt-Diorit-Zuges wird gezeigt, wie schwierig die Interpretation der geologischen, petrographischen und geochemischen Resultate ist.

Auf Grund geologisch-petrographischer Indizien (Intrusionssequenz: Gabbro → Diorit, Mineralabfolge, Ultramafitit-Vorkommen, Gefügemerkmale) werden die Hornblende-Diorite als Differentiations- und Assimilationsprodukte eines gabbroiden Magmas gedeutet.

Geochemische Kriterien (Spurenelemente: untypische Absolutgehalte, gleiche Gehalte für Gabbros und Diorite, fehlende Entwicklungstendenzen in den Korrelationsdiagrammen, Hinweise auf lithogene Herkunft dank  $\tau$ -Werte, K/Rb-, Rb/Sr-Verhältnisse) führten zur Aufstellung einer Gegen-Hypothese, wonach diese intermediären Magmen lithogener Herkunft seien. Es kann aber gezeigt werden, dass diese geochemischen Verhältnisse keineswegs im Widerspruch zur Differentiationshypothese stehen.

**C. Burri** (Zürich) mit Mikrosonde-Bestimmungen von **H. Schwander** (Basel): *Chemismus und optische Orientierung von zwei HT-Bytowniten aus isländischen Basaltlaven*.**R. Wetzel** (Basel): *Inland, saure und basische Magmen*.

Islands Bedeutung und Besonderheit liegt unter anderem darin, dass es auf dem Schnittpunkt der brito-arktischen Plateaubasaltprovinz mit dem mittelatlantischen Rücken liegt, und dass dessen vulkanisch aktive Zone hier über eine grosse Strecke an Land untersucht werden kann. Diese beiden geologischen Einheiten bauen Island auf; beide bestehen vorwiegend aus basaltischen Gesteinen und einem auffällig hohen Prozentsatz (in Ostisland bis zu 12% vol., WALKER, 1966) von Rhyolithen. Die frühere Vorstellung einer chemischen Einheitlichkeit der basischen und vor allem der sauren Gesteine ist durch neuere Analysen modifiziert worden (u. a. JAKOBSSON, 1972; SIGURDSSON, 1971). In der neovulkanischen Zone Islands, die mit der mittelatlantischen Riftzone parallelisiert wird, treten im Gegensatz zu den Plateaubasalten neben Tholeiiten auch Alkali-olivinbasalte auf.

Entsprechend der Unterscheidung der Basalte in Tholeiite und Alkalibasalte können wir auch die sauren Gesteine in zwei Hauptgruppen unterteilen; die eine Gruppe zeigt tholeiitische Affinität und ist mit tholeiitischen Basalten assoziiert; die andere Gruppe besitzt eine alkalibasaltische Affinität und tritt nur mit Alkalibasalten vergesellschaftet auf, d. h., man findet sie nur in der neovulkanischen Zone (SIGURDSSON, 1971). Diese Unterscheidung gründet sich chemisch vornehmlich auf den Alkali- und Al-Gehalt. Die



seltenen Gesteine mit K-Vormacht (z. B. Granit von Froda) sowie die peralkalischen Gesteine mit normativem Akmit (Comendite) verdienen besonders hervorgehoben zu werden.

Dem Islandreisenden sticht der Kontrast Basalt-Rhyolith besonders durch die unterschiedlichen Anwitterungsfarben in die Augen. Vermutlich ist BUNSEN (1851) durch diesen Eindruck auf das Problem aufmerksam geworden; er hat später eine Zweimagnetheorie aufgestellt, wonach gleichzeitig ein saures und ein basisches Magma nebeneinander existieren, während die seltenen intermediären Gesteine als Mischprodukte dieser beiden Stammagmen aufgefasst werden. Wie wir später sehen werden, ist Bunsens Theorie durch eine neuere, genetische Erklärung der sauren und basischen Magmen wieder modern geworden.

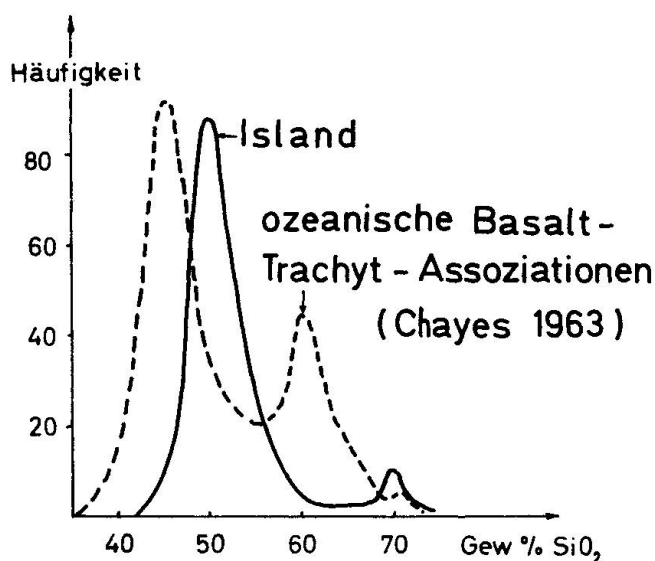


Fig. 1. Häufigkeitsverteilung von isländischen und ozeanischen Vulkaniten in Abhängigkeit vom  $\text{SiO}_2$ -Gehalt. Häufigkeit: für Island relativ in %, für ozeanische Gesteine absolut (total 551 Gesteine).

Mit dem Kontrast Basalt-Rhyolith könnte Island als gutes Beispiel für den «Daly gap» gelten. Fig. 1 zeigt in summarischer Weise die Häufigkeitsverteilung der basischen und sauren Gesteine für ganz Island und als Vergleich dazu jene der ozeanischen Gesteine. Obwohl ein solcher Vergleich wegen der Verallgemeinerung problematisch ist, weist er doch auf klare Unterschiede zwischen isländischen und ozeanischen Gesteinen hin. Die Häufungsstelle bei 60%  $\text{SiO}_2$  für ozeanische Gesteine deckt den intermediären Bereich für isländische Gesteine. Vielleicht ändert sich diese Situation, wenn man nur Gesteine mit tholeiitischer Affinität berücksichtigt.

Für die Beurteilung dieser Häufigkeitsverteilung ist wesentlich, dass die sauren Gesteine nicht beliebig über Island verteilt, sondern sehr oft an die Zentralvulkane gebunden sind. Wenn man die genauer untersuchten dieser vulkanischen Zentren betrachtet, so erkennt man, dass gerade hier auch die intermediären Gesteine, Andesite bis Dazite, gehäuft vorkommen (Hekla, Thingmuli, Setberg-Gebiet). Damit stimmt die Häufigkeitsverteilung Basalt-Rhyolith wohl für ganz Island, aber nicht im einzelnen Fall. Es soll dabei nicht verschwiegen werden, dass sowohl in den Plateaubasalten als auch in der neovulkanischen Zone Rhyolithe vorkommen, die nicht von intermediären Gesteinen begleitet sind. So gelingt es bis heute nicht, für die sauren Gesteine mit alkali-basaltischer Affinität eine Differentiationsreihe aufzustellen.

Damit sind wir bei der Frage nach der Entstehung der isländischen Gesteine angelangt. Ein besonders interessantes Problem stellt die Herkunft der zahlreichen sauren Gesteine dar. Diese Frage soll uns im folgenden beschäftigen.

Für die Entstehung der isländischen, sauren Magmen stehen grundsätzlich vier Möglichkeiten zur Diskussion:

- a) Aufschmelzung von kontinentaler Kruste.
- b) Entmischung von silikatischen Magmen infolge von liquid immiscibility.
- c) Differentiation durch fraktionierte Kristallisation.
- d) Partielles Aufschmelzen von basaltischen oder ultrabasischen Gesteinen.

In Anbetracht der unterschiedlichen Chemismen ist auch denkbar, dass mehr als ein Mechanismus mitgespielt hat.

Manches spricht gegen die Existenz einer kontinentalen Kruste unter Island: die allerdings noch unvollständigen, seismischen Daten (PALMASON, 1971); das Fehlen von regionalmetamorphen Xenolithen oder kontaminierten Basalten; die  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ - und  $\text{K}/\text{Rb}$ -Verhältnisse der sauren und basischen Gesteine (SIGURDSSON, 1967) und schliesslich die chemischen Unterschiede zu den schottischen Rhyolithen. Andererseits wären die  $\text{K}$ -Vormacht und der Tonerdeüberschuss in einzelnen Rhyolithen – in einem Obsidianauswürfling aus Zentralisland kommt sogar Cordierit vor – durch Kontamination mit Krustenmaterial leichter erklärbar. Ausserdem liegen die subaerischen Plateaubasalte sowohl in Grönland als auch in Schottland auf einem kontinentalen Sockel. Die negative Bouguer-Schwereanomalie über Island und die an verschiedenen Orten immer wieder auftretenden Granit- resp. Granophyrauswürflinge könnten dahin gedeutet werden, dass unter Island wenigstens stellenweise sialisches Material vorhanden ist (Reste von kontinentaler Kruste oder neugebildete, sialische Kruste?). Bevor wir uns der herrschenden Meinung anschliessen, dass Krustenmaterial unter Island fehlt, sollten zumindest die genannten Beobachtungen eine einleuchtende Erklärung finden.

Die Hypothese, dass ein saures und ein basisches Magma aus einem gemeinsamen Stammagma durch Entmischung hervorgingen, wurde nur vereinzelt erwogen. Nach YODER (1973) machen Experimente an  $\text{H}_2\text{O}$ -haltigen Systemen und die physikalischen Eigenschaften eines rhyolithischen Magmas diese Erklärung unwahrscheinlich. Wir glauben aber, dass auf diesem Gebiet weitere experimentelle Untersuchungen nötig sind. Vorläufig kann man festhalten, dass in vielen künstlichen Systemen, so z. B. im System  $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ , eine saure und eine basische Flüssigkeit koexistieren können und je eutektisch kristallisieren. Sowohl vom Mond als auch von der Erde kennt man neuerdings Gläser von Restschmelzen, bei denen ein basischer und ein saurer Anteil durch scharfe Grenzen gegeneinander abgetrennt sind (ROEDDER and WEIBLEN, 1971). Die alte, etwas spekulative Diskussion um die Mischbarkeit von Silikatschmelzen könnte damit wieder neu aufleben.

Differentiation durch fraktionierte Kristallisation und partielles Aufschmelzen eines basischen Stammaterials sind als Alternativen für die Erklärung der Herkunft von sauren Magmen gegenwärtig am meisten diskutiert. Auf die fraktionierte Kristallisation als altbekannter Prozess wollen wir hier nicht näher eintreten. Sie trägt wesentlich zur Vielfalt der Eruptivgesteine bei und man ist spätestens beim Anblick von Pillows mit abgesaigerten Olivinen und oben angereicherten Gasblasen von der Effektivität dieses Vorgangs überzeugt. Die Differentiation brachte seit langem eine Hauptschwierigkeit mit sich: das Fehlen oder die Seltenheit von intermediären Gesteinen. Dies ist, wie wir gesehen haben, für Island nur beschränkt richtig. Dagegen übersteigt in Island der Anteil an Rhyolithen den Prozentsatz, der nach allgemeiner Auffassung normalerweise bei fraktionierter Kristallisation entstehen kann (CARMICHAEL, 1964). Einschlüsse von Akkumulaten – wie übrigens allgemein Ultramafite – scheinen in Island bis anhin zu fehlen. Ausserdem beobachtete GIBSON (1969) in ostisländischen Obsidianen mit steigendem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt eine Abnahme gewisser Spurenelemente (P, Ni, Zr, Rb und S). Da dies im Gegensatz zum Skaergaard-Trend steht, zieht er die Kristallfraktionierung als Ursache dafür in Zweifel und deutet die sauren Gesteine als Produkte von partieller Aufschmelzung basaltischer Gesteine, eine Idee, die mit Einschränkungen auch von GREEN und RINGWOOD (1967) für die Genese der Kalk-Alkali-Gesteine vertreten wurde. YODER (1973) ist in einer neueren, ausführlichen Arbeit noch weiter gegangen und hat die Differentiation als primären Bildungsmechanismus für Eruptivgesteine in Frage gestellt, indem er

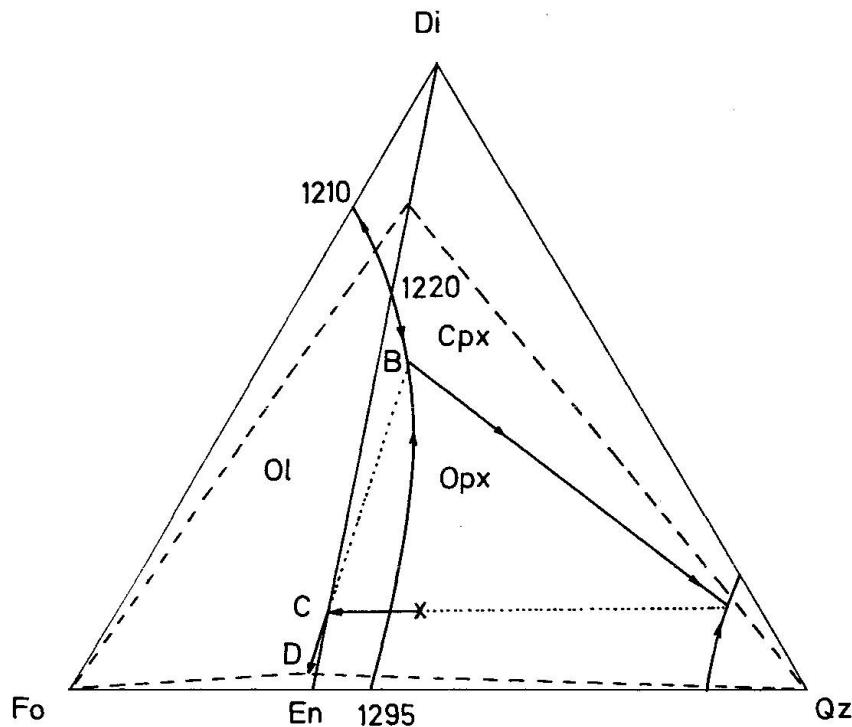


Fig. 2. Das System Fo-Di-SiO<sub>2</sub> bei P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 20 k bar; nach Yoder, 1973.  
X: Ausgangszusammensetzung (s. Text).

die fraktionierte Aufschmelzung von einem ultramafischen Material für die Entstehung sowohl der basaltischen als auch der rhyolithischen Magmen verantwortlich macht. Da Yoders Modell weitreichende Konsequenzen für die Petrographielehrbücher zeitigen kann, wollen wir es etwas näher betrachten.

YODER geht von den zwei Voraussetzungen aus, dass einerseits eine bimodale Häufigkeitsverteilung Basalt-Rhyolith vorliegt, und andererseits, dass basisches und saures Magma etwa gleichaltrig und gleichzeitig verfügbar sind. Zur Erläuterung des Prozesses nimmt er das System Fo-Di-SiO<sub>2</sub> (KUSHIRO, 1969) und wendet die geometrischen Prinzipien der partiellen Aufschmelzung an (PRESNALL, 1969). Ein Ausgangsmaterial der Zusammensetzung X ergibt bei 960° C und 20 kb Druck ~20% Si-reiche Schmelze eutektischer Zusammensetzung (s. Fig. 2). Diese Schmelze wird wegtransportiert. Erst bei der Temperatur 1220° C des invarianten Punktes B (tributary reaction point) schmelzen weitere 22% des übriggebliebenen En-Di-Gemischs als basaltisches oder andesitisches Magma auf. Damit sind aus einem Ausgangsmaterial durch fraktioniertes Aufschmelzen ein saures und ein basisches Magma mit invariabler Zusammensetzung entstanden.

Auch YODERS Modell stellt uns einige Fragen. Da in natürlichen Systemen feste Lösungen eine grosse Rolle spielen, wird die Aufschmelzung mehr durch univariante (kotektische) Kurven als durch invariante Punkte bestimmt, mit anderen Worten, die Schmelzzusammensetzung ändert sich bei gegebenem Druck mit der Temperatur und der Chemismus der erstgebildeten Schmelze ist vom Ausgangskemismus abhängig. Dies scheint durch die bisherigen Experimente bestätigt zu werden (REAY and HARRIS, 1964; GREEN and RINGWOOD, 1968). Obwohl im System Fo-Di-SiO<sub>2</sub> mögliche Mantelzusammensetzungen angenähert dargestellt werden können, ist dieses System als Beispiel wenig geeignet, da nach ihm nur quarznormative Ausgangszusammensetzungen Si-reiche Anfangsschmelzen liefern können. Für die Bildung von sauren Schmelzen aus Ultramafiten sind ausserdem H<sub>2</sub>O-Drucke in der Grössenordnung von 20 kb notwendig. Geothermische und seismische Daten von Island weisen jedoch darauf hin, dass in 20 bis 25 km Tiefe, d. h. 7–8 kb Druck, Temperaturen herrschen können, in denen Peridotite

aufzuschmelzen beginnen, während für Basalte schon in 8–15 km Tiefe Hypersolidustemperaturen erreicht sind; und in dieser Tiefe sind möglicherweise noch basaltische Gesteine vorhanden. Eine weitere Schwierigkeit liegt im druckbedingten Anstieg der Viskosität von Schmelzen, die eine Trennung Schmelze-Restit verhindern könnte. Auch werden die intermediären Gesteine durch YODERS Modell nicht erklärt.

Die Zeit reicht nicht, um der Modellvorstellung die sehr spärlichen, quantitativen Literaturangaben über Aufschmelz- und Kristallisationsversuche gegenüberzustellen. Es sei nur darauf hingewiesen, dass nach den Experimenten von KUSHIRO et al. (1972) in Übereinstimmung mit Yoders Modell selbst aus einem Granattherzolit durch partielles Aufschmelzen etwa 20% einer dazitähnlichen Schmelze gewonnen werden kann. Allerdings ist der Chemismus dieser Schmelze durch den hohen Ca- und niedrigen K-Gehalt nicht unmittelbar mit natürlichen Daziten oder Rhyolithen vergleichbar.

Da Aufschmelzung und Kristallisation im Gleichgewicht analoge Vorgänge mit umgekehrtem Vorzeichen sind, muss bei der Kristallisation auch ohne Fraktionierung die gleiche Menge Restschmelze übrigbleiben, wie beim Aufschmelzen zuerst gebildet wird. Von diesem Standpunkt aus ist die grosse Menge saurer Gesteine in Island gut verständlich.

Gibt es nun Kriterien, um die beiden Prozesse, partielles Aufschmelzen eines Ultramafitits und Differentiation, voneinander zu unterscheiden? Theoretisch müssen mögliche Unterschiede durch Faktoren bedingt sein, die ein Ungleichgewicht verursachen, z. B. durch systemexterne Kräfte (Gravitationskraft), kinetische Faktoren oder durch die Raum-Zeit-Relation.

PRESNALL (1969) hat als ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal angeführt, dass sich die Zusammensetzung der Schmelze bei fraktionierter Aufschmelzung diskontinuierlich ändert (Basalt  $\leftrightarrow$  Rhyolith), während sich die Schmelzzusammensetzung bei fraktionierter Kristallisation stetig verschiebt. Er räumt aber ein, dass sich die neugebildete Schmelze auch bei fraktionierter Aufschmelzung je nach Ausgangsmaterial in einem bestimmten Rahmen kontinuierlich verändern kann.

Als wichtiger kinetischer Faktor ist zu werten, dass Prozesse, die bei steigenden oder konstanten Temperaturen ablaufen (partielle Aufschmelzung) im allgemeinen eher auf Einstellung eines Gleichgewichts tendieren als Prozesse, die bei fallenden Temperaturen vor sich gehen (Kristallisation). So darf man annehmen, dass die erstgebildete Schmelze ungefähr die für das betrachtete System erwartete Zusammensetzung hat, während dies nicht ohne weiteres für die Restschmelze gilt. Fraktionierung kann bewirken, dass eine Restschmelze während der Kristallisation weiter gegen eine invariante oder «pseudo-eutektische» Zusammensetzung verschoben wird als bei Gleichgewicht. Weiterhin bildet sich nach Yoder ein saures und ein basisches Magma aus dem gleichen Ausgangsmaterial am selben Ort innerhalb eines kleinen Zeitintervalls (einige 1000 y). Bei kogenetischen Basalten und Rhyolithen wäre das saure Magma etwas jünger als das basaltische Magma, also umgekehrt wie bei der fraktionierten Kristallisation. Durch die enge zeitliche und räumliche Beziehung der beiden Magmen erscheint eine gleichzeitige Förderung, eine Durchmischung (Hybridisierung) oder eine Überhitzung des sauren Magmas leichter möglich als bei fraktionierter Kristallisation.

Das Verhalten der Spurenelemente, Isotopen und der inkompatiblen Elemente bietet möglicherweise einen Schlüssel zur Frage, ob Aufschmelzung oder Differentiation die massgebliche Ursache für die Entstehung der sauren Magmen ist (vgl. O'NIONS et al. 1973).

Gegenwärtig scheint es uns verfrüht, eine der vier Möglichkeiten zur Erklärung der sauren Gesteine Islands mit Gewissheit auszuschliessen. Am attraktivsten sind sicher die fraktionierte Aufschmelzung und die fraktionierte Kristallisation, wobei beide Hypothesen sowohl mit Hilfe der neuen experimentellen und theoretischen Daten als auch durch gezielte Untersuchungen an natürlichem Material nochmals überprüft und durchdacht werden müssen.

Die obigen Ausführungen sollen lediglich einige aktuelle Fragestellungen auf dem Gebiet der sauren Vulkanite aufzeigen, die an manchen Orten auch Probleme der Metamorphose berühren. Wir sind dabei weit von einer Vollständigkeit entfernt, wurde doch die partielle Aufschmelzung von Basalten beiseite gelassen und Yoders Modellvorstellung

nur vereinzelt anhand von Island diskutiert; ebenfalls wurden Fragen wie z. B. betreffs Wärmehaushalt, Trennung und Transport der Schmelzen oder Masse und Zusammensetzung des Ausgangsmaterials übergangen.

*Literaturverzeichnis*

- BUNSEN, R. W. (1851): Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen in Island. Ann. Phys. Chem. 83, p. 197.
- CANN, J. R. (1971): Major element variations in ocean-floor basalts. Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 268, p. 495.
- CARMICHAEL, J. S. E. (1964): The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. J. Petrol. 5, p. 435.
- CHAYES, F. (1963): Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. J. Geophys. Res., vol. 68, 5, p. 1519.
- GIBSON, J. L. (1969): Origin of some Icelandic pitchstones. Lithos 2, p. 343.
- GREEN, T. H. and RINGWOOD, A. E. (1968): Genesis of the calc-alkaline rock suite. Contr. Mineral. Petrol. 18, p. 105.
- JAKOBSSON, S. P. (1972): Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. Lithos 5, p. 365.
- O'NIONS, R. K. and GRÖNVOLD, K. (1973): Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland: Sr-isotopes and rare-earth elements in late and postglacial volcanics. Earth Planet. Sci. Letters 19, p. 397.
- KUSHIRO, J., SHIMIZU, N., NAKAMURA, Y. and AKIMOTO, S. (1972): Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolite at high pressures: A preliminary report. Earth Plan. Sci. Lett. 14, p. 19.
- PALMASON, G. (1971): Crustal structure of Iceland from explosion seismology. Soc. Sci. Isl. 40, p. 187.
- PRESNALL, D. C. (1969): The geometrical analysis of partial fusion. Amer. J. Sci. 267, p. 1178.
- REAY, A. and HARRIS, P. G. (1964): The partial fusion of peridotite. Bull. Volc. 27, p. 115.
- ROEDDER, E. and WEIBLEN, P. W. (1971): Petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrial equivalents. Proc. Second Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 2, 1, p. 507.
- SIGURDSSON, H. (1967): The Icelandic Basalt plateau and the question of sial. Soc. Sci. Isl. 38, p. 32.
- (1971): Feldspar relations in Icelandic alcalic rhyolites. Min. Mag. 38, p. 503.
- WALKER, G. P. L. (1966): Acid volcanic rocks in Iceland. Bull. Volc. 29, p. 375.
- YODER, H. S. JR. (1973): Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. Amer. Mineral. 58, 3, p. 153.

**H. Rutishauser** (Herrliberg): *Die Beziehungen zwischen dem Lauterbrunner Kristallin und dem Gastern-Granit.*

Gastern, Lauterbrunnen, Innertkirchen und Erstfeld sind Begriffe, die seit alters her als Typlokalitäten in der Geologie der nördlichsten Zone des Aarmassivs Verwendung finden. Ihrer einheitlichen Behandlung als topographische Bezeichnungen stehen verschiedene Meinungen gegenüber, sobald eine Interpretation der gesteinsmässigen Inhalte der Begriffe versucht worden ist. Immerhin sind sich alle Autoren darin einig, dass die Gesteine von Lauterbrunnen und Innertkirchen lithologisch und genetisch als Einheit aufzufassen sind. Bezüglich der Beziehung zwischen diesem Gesteinskomplex und dem, westlich des Kanderfirns anschliessenden Gasterngranites sind im Laufe der Zeit vier verschiedene Ansichten geäussert worden:

1. Der Kontakt zwischen Lauterbrunner-Kristallin und Gasterngranit liegt unter dem Kanderfirn (FELLENBERG, 1887, S. 92).
2. Der Kontakt liegt am Absturz vom Kanderfirn ins Gasterntal (TRUNINGER, 1911, S. 43).
3. Der Kontakt liegt im Oberen Lauterbrunnental (HÜGI, E. 1915, S. 365/366).
4. Kein Kontakt: Der Gasterngranit geht langsam in das Lauterbrunner-Kristallin über (BALTZER, 1910, S. 281; GWINNER, 1971, S. 357. Heutige Lehrmeinung der Berner Schule: vgl. z. B. mit NIGGLI, E. 1953, S. 34; HÜGI, 1956, S. 3; WÜTHRICH, 1965).

Tatsache ist, dass sich die Gesteine von Lauterbrunnen und Gastern phänomenologisch deutlich unterscheiden. Im Gasterntal steht ein massiger, homogener Granit an. Fellenberg bezeichnet ihn als einzig «ächten» Granit des Aarmassivs überhaupt. Demgegenüber besteht das Lauterbrunner-Kristallin aus zwei deutlich verschiedenen Bauteilen: Einer vorwiegend granodioritischen Matrix, die zahlreiche kubikdezimeter- bis mehrere kubikmetergrosse Einschlüsse (Schollen) von Fremdgesteinen, z. B. Marmore, Amphibolite, feinkörnige Biotitgneise und Kalksilikatgesteine enthält.

Die folgende Modellvorstellung beruht auf 9 wichtigen Beobachtungen (RUTISHAUSER, 1972, 1973 A/B):

1. Die Matrix ist zoniert, wobei die Zonengrenzen untereinander deutlich parallel verlaufen. In einer Zone dominiert ein Gestein bestimmter petrographischer Ausbildung.
2. Die im Handstück massig erscheinende Matrix weist im Aufschlussbereich ein deutliches Parallelgefüge auf, das parallel der Zonierung der Matrix verläuft.
3. Die Schollen sind in der Mehrzahl in eine bestimmte Richtung eingeregelt. Die Einregelung ist besonders gut bei den grossen Schollen, sie nimmt ab, je kleiner die Schollen werden.
4. Die Orientierung der Schollen, das heisst die räumliche Lage der Schollenfoliation, stimmt sowohl mit dem Parallelgefüge wie mit der Zonierung der Matrix überein.
5. Die Foliation der Schollen liegt parallel zur Längserstreckung der Schollen.
6. Das Verhältnis der Längsachsen zur Dicke der Schollen ist konstant.
7. Boudinstrukturen sind an den Schollen wie in der Matrix nachweisbar.
8. Schollen gleicher petrographischer Zusammensetzung sind in zueinander parallelen Zügen angeordnet.
9. Die Schollenzüge liegen parallel zur Zonierung der Matrix.

Das Lauterbrunner-Kristallin weist demnach eine Dilatationsstruktur (surreitic-structure) im vorgerückten Stadium der Anatexis auf. Seine Entstehung kann folgendermassen skizziert werden: Durch Temperaturerhöhung entstanden in einem geschichteten Gesteinskörper kompetente und inkompetente Lagen. Auf Druckeinwirkungen senkrecht zur Schichtung reagierten die inkompetenten Schichten mit plastischem Fliessen parallel der Schichtung. Als Folge der Dilatation zerbrachen die starren kompetenten Schichten und in die Zwischenräume wurde Material der inkompetenten Lagen eingepresst. Dieser Mechanismus ist als sogenanntes Boudinage allgemein bekannt. Es ist deshalb unwahrscheinlich, dass in einen unter Kompression stehenden Gesteinskörper, entsprechend dem bisher vertretenen Intrusionsmodell, eine Schmelze eindringen konnte. Diese plastisch verformbaren Schichten entstanden vielmehr bei einer Temperaturerhöhung aus Schichtgliedern geeigneter chemischer Zusammensetzung. Die Bildung des Lauterbrunner-Kristallins konnte nur in situ erfolgen.

Im Gasterntal ist das Lauterbrunner-Kristallin am Absturz des Kanderfirns (Alpetli-gletscher) über eine kurze Distanz noch einmal aufgeschlossen und geht hier über in eine Zone, die alle Merkmale aufweist, nach denen ein Massengestein als intrusiv bezeichnet werden kann. Hier intrudierte der Gasterngranit in ein Rahmengestein, das sowohl petrographisch, strukturell wie nach dem Scholleninhalt identisch ist mit dem Lauterbrunner-Kristallin. Entlang des Kontaktes sind Schollen des Lauterbrunner-Kristallins in regelloser Anordnung im massigen Gasterngranit vorhanden. Diese weisen ein deutliches Parallelgefüge auf und enthalten öfters boudinierte kompetente Schichten. Parallelgefüge wie Boudinierung sind die Folge einer Druckeinwirkung. Auswirkungen dieses Druckes sind aber in dem die Scholle umgebenden Gasterngranit keine feststellbar. Somit ist diese Druckeinwirkung älter als die Intrusion des Gasterngranites. Es ist derselbe Druck, der die Boudinierung kompetenter und die Parallelstruierung der inkompetenten Schichten des Innertkirchner/Lauterbrunner-Kristallins während der Migmatisierung bewirkte. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass das Innertkirchner/Lauterbrunner-Kristallin ein in situ und durch ausgeprägte selektive Anatexis entstandenes migmatisches Gestein prätriasischen Alters ist. Das Ausgangsmaterial für das Paläosom wie für das Neosom ist eine ursprünglich geosynklinale Sedimentserie, die vor der tiefgreifenden anatektischen Umprägung mindestens eine Phase der Regionalmeta-

morphose durchlaufen hat. Demgegenüber ist der Gasterngranit ein postkinematischer Palingenit, der mit seinem eigenen Ausgangsgestein echte Intrusivkontakte gebildet hat. Ein solcher Kontakt befindet sich zum Beispiel im Hintergrund des Gasterntales (vgl. dazu TRUNINGER, 1911).

*Literaturverzeichnis*

- BALTZER, A. (1910): Die intrusive Granit(Protogin)zone des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 11, S. 280–283.
- FELLENBERG, E. (1887): Granit und Gneiss in den Berner Alpen. *Mitt. Natf. Ges. Bern*, S. 89–110.
- GWINNER, M. (1971): *Geologie der Alpen*. Schweizerbart, Stuttgart.
- HUGI, E. (1915): Kontaktschollen im Gneis des oberen Lauterbrunnentales. *Eclogae geol. Helv.* 13/3, S. 359–365.
- HÜGI, TH. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. *Beiträge geol. Karte Schweiz, N.F.* 94.
- NIGGLI, E. (1953): In *Geologie der Schweizer Alpen* von Cadisch, J. Wepf, Basel.
- RUTISHAUSER, H. (1972): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich. Diss. Bern, unveröffentlicht.
- (1973A): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich. *Teildruck Diss. SMPM 53/1*, S. 99–124.
- (1973B): Die historische Entwicklung der Ansicht über die Entstehung des Lauterbrunner-Kristallins (Aarmassiv). *Mitt. Natf. Ges. Bern, N.F.* 30, S. 63–85.
- TRUNINGER, E. (1911): *Geologisch-Petrographische Studien am Gastermassiv*. Diss. Bern.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. *SMPM 25/2*, S. 875–971.

**K. Schmid** (Bern): *Geröllanalytische Untersuchungen in der Molasse*.

**A. Steck** und **D. Vocat** (Lausanne): *Zur Mineralogie der Granitmylonite von Miéville, Aiguilles-Rouges-Massiv*.

Vom Valorcinegranitgneis und seinen hercynischen Ultramyyloniten von Miéville wurden mit einem Röntgendiffraktometer die Mineralien identifiziert und der quantitative Mineralbestand bestimmt.

Die Gemengteile des Valorcinegranitgneises Quarz, Albit-Oligoklas (mittlere Zusammensetzung: An 19), Muskowit-2 M und rotbrauner Biotit wurden ohne nachweisbare mineralogische Umwandlung in den Myloniten und Ultramyyloniten zerschert und ausgewalzt. Einzig die Kalifeldspatfraktion, welche im Granitgneis und in den Ultramyyloniten aus einem Gemenge von monoklinen und triklinen Feldspäten besteht, erfuhr eine Modifikationsänderung. Die Granitgneise enthalten 30–50 Gew.-% Orthoklas in einem Orthoklas-Mikroklingemenge und die Ultramyylonite 50–100 Gew.-% Orthoklas. Wir sind geneigt das Vorherrschen der monoklinen Hochtemperaturmodifikation in den Ultramyyloniten als Indikator für eine lokale Aufheizung der Ultramyylonite während der Zerschierung durch Reibungswärme zu deuten. Es könnte sich jedoch bei den monoklinen Kalifeldspäten auch um instabil bei niedriger Temperatur gebildete Feldspäte handeln, wie wir dies von den bei tiefen Temperaturen kristallisierten monoklinen Adularen kennen.

Die lokal auftretende Chloritisierung der Biotite und die meist gleichzeitig beobachtbare Serizitisierung der Plagioklase überprägt sowohl wenig vergneiste als auch mylonitierte Granitvarietäten. Es handelt sich dabei um Mineralumwandlungen, welche einer jüngeren Retromorphose, im wesentlichen wahrscheinlich der im Aiguilles-Rouges-Massiv retrograden alpinen Regionalmetamorphose zuzuschreiben sind.

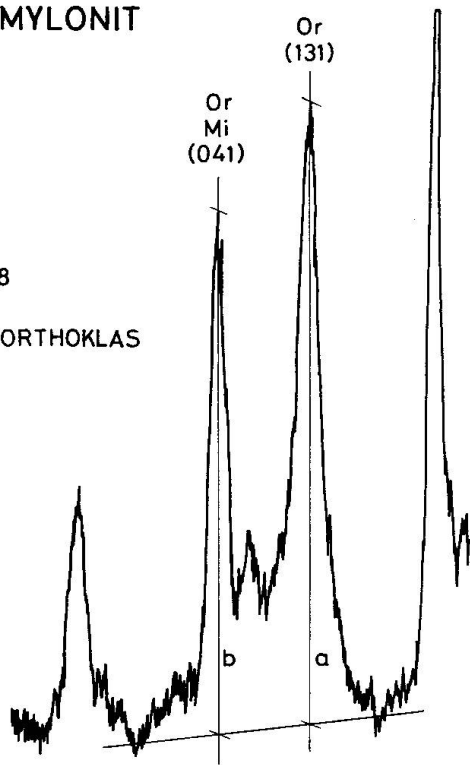
---

Fig. 1. Charakteristische Diffraktogramme von Kalifeldspatkonzentraten aus dem Valorcinegranitgneis (rechts) und seinen Ultramyyloniten (links). Die Gew.-%-Anteile Orthoklas im Orthoklas-Mikroklingemenge wurden anhand des Peakhöhenverhältnisses  $I(131)$  von Orthoklas/ $I(041)$ , von Orthoklas und Mikroklin (a/b) und durch Vergleich dieser Werte mit solchen von künstlichen Eichgemengen bestimmt.

ULTRAMYLONIT

$a/b = 1.18$

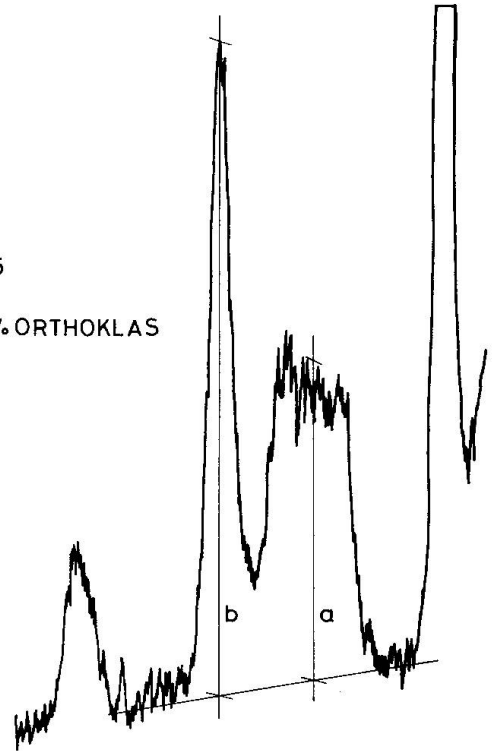
90 Gew.% ORTHOKLAS



GRANITGNEIS

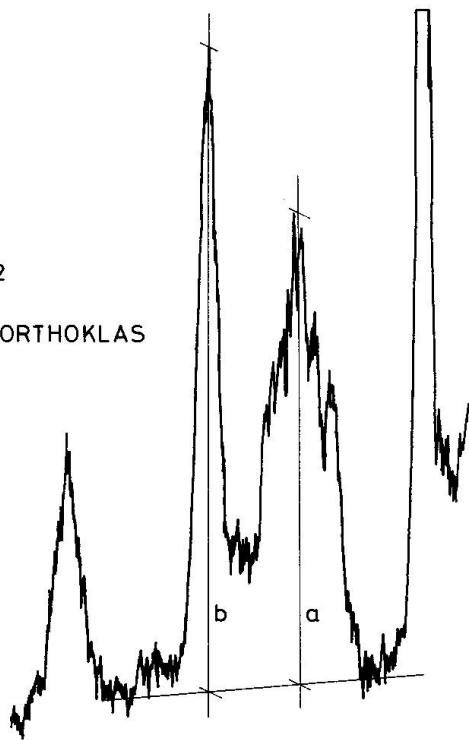
$a/b = 0.5$

33 Gew.% ORTHOKLAS



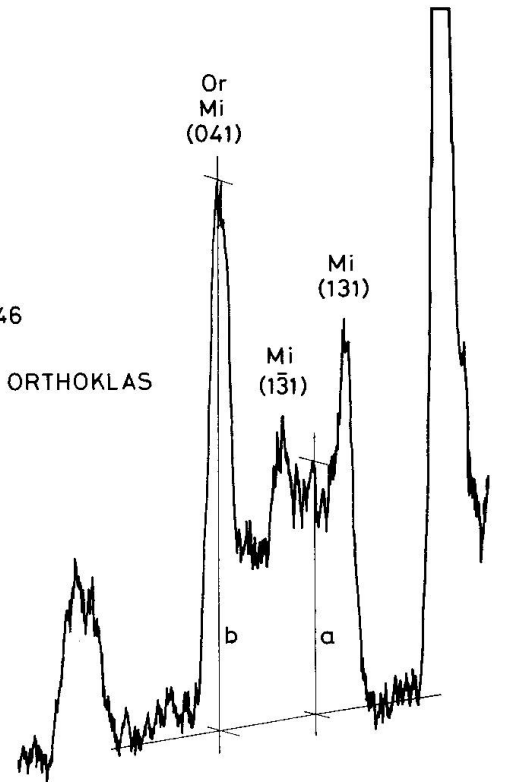
$a/b = 0.72$

54 Gew.% ORTHOKLAS



$a/b = 0.46$

30 Gew.% ORTHOKLAS



$2\theta \leftarrow$  33 32 31 30 29 28  
CuK $\alpha$

$2\theta \leftarrow$  33 32 31 30 29 28  
CuK $\alpha$



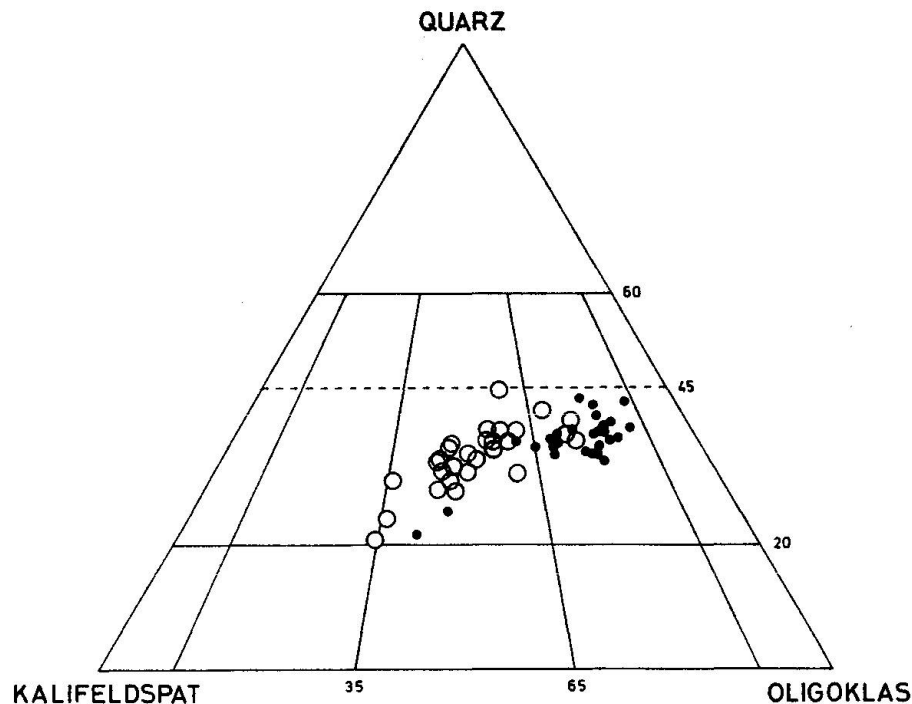


Fig. 2. Mineralbestand (in Volumenprozent umgerechnet) von je 30 Proben des Granitgneises (Kreise) und der Ultramylonitzüge (Punkte) dargestellt in einer modifizierten Dreiecksprojektion nach STRECKEISEN (1967) mit den Endpunkten Quarz, Kalifeldspat und Oligoklas (mit Albit). Der Granitgneis besitzt eine monzogranitische, die Ultramylonite eine granodioritische Zusammensetzung.

Der monzogranitische Valoreinegranitgneis weist einen durchschnittlichen Mineralbestand von 33 (Gew.) % Quarz, 30% Kalifeldspat, 33% Oligoklas (+ Albit) und 4% Biotit, Muskowit und Akzessorien auf, während die Ultramylonite von granodioritischer Zusammensetzung im Mittel 33% (Gew.) Quarz, 12% Kalifeldspat, 42% Oligoklas und 13% Muskowit, Biotit und Akzessorien enthalten. Dieser Unterschied im Mineralbestand wird von uns durch einen Entzug von Kalifeldspat und in geringerer Menge von Quarz während der Mylonitisierung erklärt. Der Stofftransport erfolgte wahrscheinlich in einer wässrigen intergranularen Lösung. Verschiedene Beobachtungen stützen eine solche Hypothese:

- Je zwei chemische Analysen von einem Granitgneis bzw. von einem Ultramylonit von MEYER (1916) von Van und Miéville und von REINHARD und PREISWERK (1927) aus dem 13 km weiter südlich gelegenen Profil von Le Châtelard bestätigen unsere Resultate, wonach der Granitgneis stets eine monzogranitische, die Ultramylonite eine granodioritische Zusammensetzung aufweisen.
- In 32 Handstücken, welche ein kontinuierliches Profil durch den Valoreinegranitgang längs der Strasse von Granges nach Van belegen, stammen sämtliche Kalifeldspat-armen und gleichzeitig Plagioklas-reichen Proben aus zwei Ultramylonitzügen, welche durch eine Granitgneiszone von unveränderter monzogranitischer Zusammensetzung getrennt sind.
- In Dünnschliffen von Valoreinegranitgneisproben erkennt man unter dem Mikroskop, dass die präexistierenden Kalifeldspäte längs Scherflächen durch feinkörnige Haufen und Schnüre von Plagioklas verdrängt werden. Wir deuten diese Erscheinung als Anzeichen für Austauschreaktionen zwischen den Feldspäten und wässrigen intergranularen Lösungen, welche während der Deformation im Gestein zirkulierten, wobei Kalifeldspat gelöst und Plagioklas gebildet wurde.

*Zitierte Literatur*

- MEYER, J. (1916): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles-Rouges. *Eclog. geol. Helvet.* 14, p. 46–144.
- REINHARD, M. und PREISWERK, H. (1927): Über Granitmylonite im Aiguilles-Rouges-Massiv (westliches Wallis). *Verh. Natf. Ges. Basel*, 38, p. 188–200.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, p. 144–240.

### C. Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft

from September 30th to October 3rd, 1973

By *G. V. Dal Piaz* (Torino)\*, *J. C. Hunziker* (Bern)\*, *G. Martinotti*  
(San Lorenzo in Campo)\*

#### Participants:

- |  |  |
|--|--|
| <i>H. Ahrendt</i> , Göttingen (1–4)              | <i>A. Mottana</i> , Milano (2–4)       |
| <i>S. Ayrton</i> , Lausanne (1–4)                | <i>R. Nervo</i> , Torino (2–4)         |
| <i>P. Bearth</i> , Basel (2–4)                   | <i>Ph. Orville</i> , New Haven (1–4)   |
| <i>Frl. E. von Binsbergen</i> , Zürich (1–4)     | <i>H. Pichler</i> , Tübingen (1–4)     |
| <i>G. Bortolami</i> , Torino (2–4)               | <i>E. Piovano</i> , Torino (2–4)       |
| <i>Mme J. Bocquet</i> , Grenoble (1–4)           | <i>J. von Raumer</i> , Fribourg (1–4)  |
| <i>F. Carraro</i> , Torino (1–2)                 | <i>D. Reinsch</i> , Braunschweig (1–4) |
| <i>R. Chessex</i> , Genève (1–4)                 | <i>R. Sacchi</i> , Torino (1–2)        |
| <i>J. Dixon</i> , Edinburgh (1–4)                | <i>R. Schmid</i> , Zürich (1–4)        |
| <i>G. V. Dal Piaz</i> , Torino (1–4)             | <i>A. Steck</i> , Lausanne (1–4)       |
| <i>Ch. Exner</i> , Wien (1–4)                    | <i>H. Stengel</i> , Tübingen (1–4)     |
| <i>M. Frey</i> , Bern (1–4)                      | <i>A. Streckeisen</i> , Bern (1–4)     |
| <i>W. Frisch</i> , Leoben (1–4)                  | <i>H. Strohbach</i> , Trin (1–4)       |
| <i>G. Gosso</i> , Torino (3–4)                   | <i>P. Thompson</i> , Bern (1–4)        |
| <i>J. C. Hunziker</i> , Bern (1–4)               | <i>E. Wenk</i> , Basel (1–4)           |
| <i>G. Martinotti</i> , S. Lorenzo in Campo (1–4) | <i>R. Wetzel</i> , Basel (1–4)         |
| <i>H. Masson</i> , Lausanne (1–4)                | <i>A. Zingg</i> , Zürich (1–4)         |

The numbers in brackets indicate the days of participation.

#### I. INTRODUCTION

The general subject of this excursion was the study of the different Alpine phases of metamorphism and tectonics in the Sesia zone.

In order to establish a comparison of lithology and metamorphism, two additional stops in the Ivrea zone were included, so that we actually observed two main units: Southern Alps (Alpi meridionali), and the Sesia Lanzo zone.

\*) Authors address: Prof. G. V. Dal Piaz, Istituto di Geologia, Palazzo Carignano, Torino/Italy e Centro di Studi sui Problemi del orogeno delle Alpi occidentali C.N.R.  
Dr. J. C. Hunziker, Min. Petr. Institut, Sahlistr. 6, CH-3012 Bern, Switzerland.  
Dr. G. Martinotti, AGIP, San Lorenzo in Campo.

1. *The Southern Alps (Alpi meridionali AM)* consist of the Ivrea-Verbano zone (Zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano), and the Strona-Ceneri zone (serie dei Laghi).

The Ivrea zone comprises a series of paragneisses with intercalated basic and ultrabasic rocks, marbles and pegmatites; in the Strona-Ceneri zone post-metamorphic Permian granites and volcanics are widespread in a predominantly meta-sedimentary basement. The anchimetamorphosed Mesozoic cover lies discordantly over this basement. Trace lead analysis of the intercalated basic and ultrabasic rocks give strong evidence for an origin of these rocks in the mantle-crust transition zone.

In the Ivrea zone the oldest metamorphism of presumably Caledonian age decreases from NW to SE, from granulite (two pyroxenes-K-feldspar-sillimanite-garnet) to amphibolite facies. A second metamorphism has overprinted these rocks in Hercynian times (GRAESER and HUNZIKER 1968).

In the Strona-Ceneri zone the Caledonian metamorphism was overprinted by a Hercynian metamorphism in the amphibolite facies, with biotite-garnet-staurolite (BORIANI 1970, PIDGEON et al. 1970). The Permian granites (JÄGER and FAUL 1960) have contact aureoles. The crystalline basement is locally overlain by transgressive Carboniferous conglomerates (FRIZ and GOVI 1963), and covered by Permian volcanics (HUNZIKER, in press). The whole sequence is covered by transgressive Triassic to lower Cretaceous sediments.

Although the youngest metamorphic rocks of the Ivrea zone give Hercynian

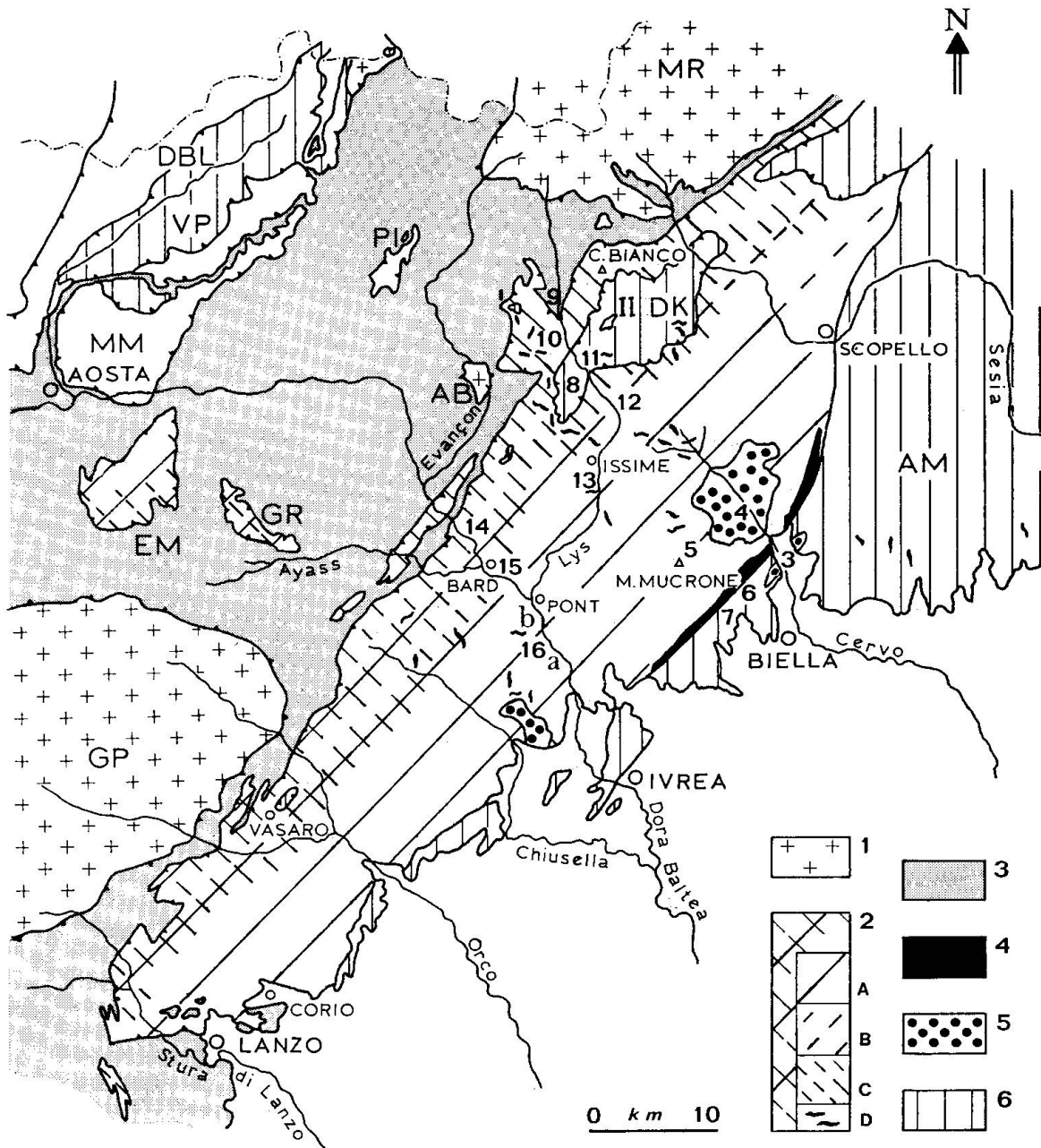
Fig. 1. The Sesia-Lanzo zone and adjacent units. Index and explanation to map (DAL PIAZ, HUNZIKER and MARTINOTTI).

- 1 Monte Rosa nappe (MR), Arcesa-Brusson (AB) and Gran Paradiso (GP).
  - 2 Sesia Lanzo zone and lower unit of the Dent-Blanche nappe system (Arolla, Mont Mary (MM), M. Emilius (EM), Glacier-Rafray (GR), Pilonet (PI)).
  - 2 A Eoalpine high pressure low temperature paragenesis. Complex of the micascisti eclogitici.
  - 2 B Eoalpine paragenesis with albite-phengite.
  - 2 C Paragenesis in greenschist facies (38 m. y. with second Alpine schistosity overprinting the Eoalpine phase.
  - 2 D Post-metamorphic discordant andesite to lamprophyric dykes in the Piemont calcescisti, the Sesia-Lanzo zone and the southern Alps.
  - 3 Complex of the calcescisti with metaophiolites (Piemont zone).
  - 4 Oligocene volcanics of the Biellese (mainly trachyandesites).
  - 5 Oligocene syenitic to monzonitic plutons (Biella and Traversella).
  - 6 Southern Alps (AB) (Insubric zone) Klippen of Seconda zona diorito-kinzigitica (IIDK) (Monte Nery-Val Vogna and Vasaro) and Valpelline nappe, upper unit of the Dent Blanche system.
- The numbers on the map indicate the visited outcrops (the two first stops I Anzola and 2 Monte Fenera are outside this map).
- 3 Tonalite of Miaghiano.
  - 4 Syenitic pluton of the Cervo Valley (Biella).
  - 5 Mucrone.
  - 6 Volcanics of Favaro.
  - 7 Volcanics of Sordevolo.
  - 8 Monte Nery.
  - 9 Quarry in the Ophicalcite North Castel in Valle di Gressoney.
  - 10 Gneiss minuti W Gressoney St. Jean.
  - 11 «Kinzigites» of the IIDK E of Albergo Stadel.
  - 12 Metagranitoids of Gaby.
  - 13 Micascisti eclogitici near the dam of Issime.
  - 14 Gneiss Minuti of Case Campagnola, Arnaz, Aosta.
  - 15 Micascisti eclogitici along the Roman road of Bard, Aosta.
  - 16 Micascisti eclogitici along the right banks of the Dora Baltea between Quincinetto (a) and Pramotton (b).

total rock Rb-Sr ages (GRAESER and HUNZIKER 1968), all the mica ages of the zone give values of  $200 \pm 40$  m. y., an age found so far only along the Insubric line (McDOWEL 1970), in the Ivrea-Valpelline klippen on the Sesia zone, and in the Valpelline nappe of the Dent Blanche system. The structural relationship of these units is revealed in a profile (fig. 8) of DAL PIAZ et al. (1972). The only interpretation of these data, according to HUNZIKER (in press), leads to a model of slow cooling of the Ivrea zone after the Hercynian metamorphism.

2. *Klippen of the Ivrea-Valpelline complex on the Sesia-Lanzo zone (Seconda zona diorito-kinzigitica, in the following abbreviated IIDK).*

The IIDK unit is thrust as a huge synform structure over the Sesia basement. The contacts consist of blastomylonites that reach thicknesses of 100 m (M. Nery,



South side). These mylonites are folded and recrystallized. The IIDK unit consists of metasediments (pelites and marbles), basic and ultrabasic rocks, as well as widely distributed pegmatites. In lithology and metamorphism, the IIDK shows strong similarities with the Ivrea zone and the Valpelline nappe of the Dent Blanche system, the main difference being the more or less dominant Alpine overprinting by the Upper Cretaceous Eoalpine high pressure – low temperature metamorphism, and the greenschist metamorphism around 38 m. y. (DAL PIAZ, GOSSO and MARTINOTTI 1971, HUNZIKER, in press).

3. *Sesia-Lanzo zone*. The Sesia zone, a tectonic unit SE of the Piemont zone is regarded by the authors as the root zone of the Mte Emilius-Arolla nappe, the lower unit of the Dent Blanche system (see fig. 1).

Polyphase Alpine deformation and metamorphism have greatly changed the pre-Alpine lithology. From the pre-Alpine lithology the following can still be recognized:

- a) Metasediments (pelites and marbles).
- b) Basic and ultrabasic rocks, both with relict mineralogy of the pre-Alpine metamorphism (pyroxene-amphibole-K-feldspar-garnet-sillimanite-graphite).  
The youngest rocks are:
- c) Pegmatoids, and
- d) Granitic to granodioritic intrusive rocks with related aplites and basic inclusions.  
This relict lithology is similar to that of the Southern Alps.

The first Alpine event in Upper Cretaceous time, 60–90 m. y. (see DAL PIAZ et al. 1972; SCHEURING et al. 1973), was a high pressure – low temperature metamorphism, which produced the widespread paragenesis jadeite + quartz + garnet + phengite ± glaucophane, zoisite, chloritoid, kyanite in granitoid rocks and paragneisses, and the assemblage omphacite + garnet + rutile ± phengite, glaucophane, zoisite, chloritoid, lawsonite in metabasites.

The jadeite content of the omphacitic pyroxene changes from pure jadeite in the Southwest of the Sesia zone, down to around 20% jadeite molecule in the omphacite of the central part of the zone. In the northeastern part of the Sesia zone no omphacite is found. Here granitoid rocks show the Eoalpine paragenesis of albite + quartz + phengite + epidote + chlorite. On the outcrop scale this trend is often veiled by more marked changes due to the bulk chemistry of the rock. The jadeite component of the pyroxenes changes from pure jadeite in granitoids to omphacite in eclogites, and omphacite with low content of the jadeite molecule in marbles of the same locality. However, the composition and distribution of rock units is the same throughout the Sesia zone. This regional change in chemistry of the pyroxene marks a subhorizontal decrease of pressure from SW to NE (DAL PIAZ et al. 1972; later proposed by VELDE and KIENAST 1973).

Changing chemical composition and zonation in different generations of pyroxenes, amphiboles, garnets and chloritoids, seem to indicate a rapid discontinuous evolution with decreasing pressure and perhaps increasing temperature, leading locally, especially towards the NE, to Eoalpine recrystallization in the glaucophanitic greenschist facies.

The Upper Cretaceous metamorphism and schistosity is partially overprinted by a second metamorphism in the greenschist facies around 38 m. y. (Eocene-Oligocene boundary), and a new schistosity. This leads to the new paragenesis of albite-quartz-phengite-epidote-chlorite ± actinolite, green biotite and stilpnomelane. The 38 m. y. phase is restricted to the NW parts of the Sesia zone, towards the Piemont zone.

The formation of albite is partly the result of the reaction: jadeite + quartz  $\rightarrow$  albite.

Glaucophanes is changed to albite + actinolite,  
or albite + chlorite  $\pm$  biotite.

The last event in the Sesia zone is the intrusion of discordant, unmetamorphosed lamprophyres, and andesitic dykes. These dykes are equivalent to the 30 m. y. old trachyandesitic volcanism in the SE of the eclogitic basement (SCHEURING et al. 1973).

4. *Interpretation.* DAL PIAZ et al. (1972) and HUNZIKER (in press) have estimated the physical conditions of the Eoalpine phase of tectonics and metamorphism to be about 10 kb at temperatures of around 300° C. In contrast to this, KIENAST and VELDE (1973) have proposed for the Sesia zone, and CHINNER and DIXON (1973) for the Allalin gabbro (ophiolites of Zermatt-Saas), pressures of over 15 kb at temperatures of 550–700° C. These conditions seem unlikely, as in this case the later metamorphic phase would probably develop in the amphibolite facies rather than in the greenschist facies. On the other hand, isotopic evidence from rocks associated with the gabbro indicates temperatures less than 450° C.

Pressures greater than 10 kb require a cover over 35 km thick; geological evidence indicates that a cover of more than 10 km is very unlikely. On the other hand the increase and subsequent decrease in pressure has to be relatively rapid if the high pressure paragenesis is to survive the later metamorphic phase. Tectonic overpressures greater than 1 to 2 kb are most unlikely in rock systems. The plate tectonics model proposed by various workers, provides a plausible means of producing the required physical conditions. The peculiarity of the Sesia zone is that not only oceanic crust, similar to that in the Zermatt-Saas zone of the Piemont, has been subducted, but continental crust with widely distributed granitoid rocks as well.

The Tertiary andesitic magmatism (andesites and monzonites) fits well into this picture (SCHEURING et al. 1972; DAL PIAZ et al. 1971). The time lag between subduction and magmatism can be easily explained by the pace of crustal consumption and by the absence of a tensional tectonic phase before the Oligocene. It was not until this time that the melts could intrude higher parts of the crust.

## II. SHORT DESCRIPTION OF THE VISITED OUTCROPS

### Sunday, September 30th

At 2 p. m. we started our trip at Domodossola station. The bus brought us down the Toce valley to the quarry of Anzola, where other participants were already waiting.

1. *Anzola (Ivrea-Verbano zone).* The quarry is in a huge mass of metagabbro. The rock contains clinopyroxene, labradorite, cummingtonite  $\pm$  orthopyroxene, hornblende. The basic rocks are intercalated with paragneisses, especially in the South part of the zone; pegmatites are very common. The grade of metamorphism of the Ivrea zone decreases from North to South, from granulite facies to amphibolite facies (SCHMID 1967). The quarry is still in granulite facies terrain, as can be seen at the northwestern end of the quarry, where the paragneiss contact is exposed.

This rock contains plagioclase, garnet, K-feldspar, quartz, sillimanite and biotite.

On separate bands of these rocks GRAESER and HUNZIKER (1968) have determined a small scale chemical exchange yielding a Rb-Sr total rock isochron of 310 m. y. They interpreted the data as corresponding to the last metamorphism of the zone. The younger biotite ages around 180 m. y. are interpreted as cooling ages after the Hercynian metamorphism.

After a rather slow bus ride to the Sesia valley on crowded Sunday-afternoon roads, we reached the South slope of Monte Fenera between Borgosesia and Romanogno, where the four more participants were waiting.

### 2. Monte Fenera (Val Sesia): Permian volcanics and Mesozoic cover of the Southern Alps.

Transgression of the Trias in the facies of the Southern Alps over acid Permian volcanics with basement inclusions (staurolite-bearing two-micas schists). This outcrop shows clearly that the last phase of metamorphism in the Southern Alps must be of pre-Permian age.

Unfortunately the weather was overcast, and owing to dense traffic, we did not reach the next two outcrops by daylight. They had to be omitted, but are nevertheless treated in the itinerary.

### 3. Miagliano, NNW Biella. Small late Alpine tonalitic intrusive body into the Ivrea-Verbano basement.

This tonalite has been dated by CARRARO and FERRARA (1968). The biotites yield Rb-Sr and K-Ar ages between 29 and 33 m. y.

Fig. 2. Geological map of the region between Mte. Camino and Mte. Mucrone (Oropa, Biella) by G. MARTINOTTI and B. MAFFEO.

- 1 Quarternary undifferentiated cover.
- 2 Quartz veins (Q).
- 3 Post-metamorphic andesitic dykes ( $\pi$ ).
- 4 Contact aureole of the Oligocene pluton of the Valle del Cervo («Syenit von Biella»).
- 5 Complex of the paramiscisti eclogitici of the Sesia-Lanzo zone (P): Quartz-phengite-garnet micaschists with possible sodium pyroxenes and glaucophanes resulting from Eoalpine high pressure low temperature metamorphism.
- 6 Relicts of «kinzigitic» rocks (K) with high temperature assemblages. Pre-eclogitic mineral paragenesis: biotite, garnet, sillimanite, K-feldspar and graphite.
- 7 Eclogitic rocks in bigger masses, lenses or boudins (E). (EZ) zoisite-rich eclogites in the parascisti.
- 8 Regions with abundant mineralogical and structural relicts of pegmatites (PE) in the parascisti eclogitici.
- 9 Complex of the ortho-miscisti (OR). Granites, granodiorites and quartz-diorites, completely transformed by the Eoalpine high pressure low temperature phase of metamorphism. (Jadeite and quartz.) With small ovoid to lense-shaped inclusions of fine-grained eclogites.
- 10 Regions with abundant mineralogical and structural relicts of untransformed granites, granodiorites and quartz diorites (G).
- 11 Fine-grained garnet-rich, massive rocks at the contact between parascists and granitoids (C) presumably hornfels completely transformed by the Eoalpine metamorphism.
- 12 Zones of pre-metamorphic shearing, blastomylonites (mi).
- 13 Transitional contacts.
- 14 Uncertain or extrapolated boundaries.
- 15 Major fault zones.
- 16 Watersheds.
- 17 Cable cars and skilifts.
- 18 Inclination of the Eoalpine schistosity, direction and inclination of fold axes.  
On the map: 5a, 5b, 5c are stops described in the itinerary.





4. *Campiglia, valle del Cervo, Biella*. Late Alpine intrusive in the Sesia basement. Quarry in the so-called «Biella syenite».

The rock contains K-feldspar, amphibole, biotite, plagioclase, and quartz. The latest petrographic description is given by FIORENTINI-POTENZA (1960).

Radiometric determinations of the biotites of this body, as well as for the quartz-monzonite of Traversella, yielded ages around 30 m. y. (KRUMMENACHER and EVERNDEN, 1960; HUNZIKER and BEARTH, 1969).

After having found the hotel Principe in Biella, and a long awaited dinner in a near-by restaurant, G. V. Dal Piaz gave a general introduction to the geology of the Sesia zone (see introduction). Later at night, after the long day of geology, some of the participants were still found at the bar, discussing the strange «Oligo-Carboniferous» fossils recently found in the area.

#### Monday, October 1st

Far too early for such a short night, we had to get up at 6 a. m. in order to catch the first cable car from Oropa to Lago Mucrone.

5. *Lago Mucrone, Sesia-Lanzo zone*, complex of the Micascisti eclogitici (see detailed map, fig. 2).

The complex of the Micascisti eclogitici of the Sesia zone comprises micaschists (with omphacite, garnet, white mica, quartz  $\pm$  glaucophane, chloritoid and kyanite), and intercalated eclogites, glaucophanites and marbles. As can be seen at Mucrone, the Micascisti eclogitici can be derived partly from hercynotype paragneisses, pegmatites and metabasites, but also from granitoid rocks. Relicts of paragneisses are found NE of the lake, remnants of granitoid rocks mainly on the SE side of the Mte Mucrone, and in a quarry between the lake and Oropa. For a compilation of the different successive parageneses see fig. 3.

Radiometric and regional geological data are very much in favour of an Eoalpine age for this high pressure – low temperature paragenesis (DAL PIAZ et al. 1972; SCHEURING et al. 1973).

5a–b. (See detailed map, fig. 2) metagranites in eclogitic facies.

5c. Paragneisses.

For the contact relations, see fig. 4 in DAL PIAZ et al. (1972). For a more detailed mineralogical description see COMPAGNONI and MAFFEO (1973: this volume).

5a–b. After meeting the last participants (the latest never arrived), we took the path leading to the lake. From there the small trail to the South was followed, which brought us to the E side of Mte Mucrone. Unfortunately, thick fog prevented us from having a splendid view.

The Eastern slope of Mte Mucrone was followed from North (a) to South (b); thereby granitoids with aplitic to pegmatoid dykes could be sampled in all states of transition to eclogitic rocks. Mylonite horizons can be seen in the granites, having obviously recrystallized during the eclogitic metamorphism. Already the least transformed granite contains instead of plagioclase: jadeite, zoisite and quartz. The completely transformed rock no longer contains plagioclase, K-feldspar, biotite and quartz, but instead jadeite, zoisite, quartz, garnet and phengite, and in other words represents ortho-micascisti eclogitici.

The numerous, mostly small, basic (more seldom paragneissic) inclusions in the granite have been simultaneously transformed into fine-grained eclogites (containing

MINERALS	PREALPINE		ALPINE METAMORPHIC		
	PREGRANITIC	GRANITIC	1	2	3
sillimanite					
k-feldspar					
plagioclase					
biotite					
quartz					
cyanite ex sill.			---		
jadeite-omphacite					
zoisite					
clinozoisite					
pistacite					---
garnet					---
white mica					
glaucophane			---		
blue amphibole				---	
actinolite					---
albite					
rutile					
sphene					
chloromelanite				---	
chloritoid			---		

Fig. 3. Correlation of the magmatic and metamorphic mineral parageneses in the rocks of the Sesia-Lanzo zone.

- Pre-Alpine, pre-granitic and granitic mineralogy.
- Alpine { 1 Eoalpine high pressure low temperature phase.  
 2 Transitional zone.  
 3 Intermediate temperature and pressure.

garnet and omphacite). Along the discordant intrusive contact of the granitoids with the paragneiss country-rock, massive fine-grained garnet-rich rocks are found. These rocks can be interpreted as the eclogitized former hornfels contacts.

NE of Lago Mucrone we had a short look at Micascisti eclogitici with garnets and omphacites up to 10 cm in diameter. Between the cable car and the lake, fresh eclogites and glaucophanites can be sampled in newly blasted blocks.

5c. NW Lago Mucrone. Relicts of paragneiss with pegmatites and basic rocks can be recognized in the Micascisti eclogitici. Biotite, garnet, sillimanite, K-feldspar constitute pre-Alpine relicts. Sillimanite is partly to totally transformed to paramorphous kyanite. The basic rocks are completely changed into eclogites. The total transformation of relictic paragneiss into paramicascisti can be observed.

Following the mule path from Mucrone to Oropa we reached a quarry in the metagranitoids. Here mostly quartz-diorites to granodiorites are exposed.

From Oropa we took the bus back to Biella. On the way we made a short stop at Favaro.

6. Favaro, late Alpine trachyandesitic volcanics with basement inclusions of the Sesia-zone. In analogy to the southern Alps, these volcanics were thought to be of Permian age. K-Ar determinations on the trachyandesites (SCHEURING et al. 1973) yielded an age of 33 m. y. The white micas of the basement inclusions yielded ages

of 76 m. y. and 72 m. y., in good agreement with other data on white micas of the Sesia-zone. A classic petrographical description of the outcrop is given in BIANCHI and DAL PIAZ (1963).

7. *Sordevolo (Elvo, Biella)*. Late Alpine andesitic volcanics and/or tuffites in the bed of the Torrente Elvo. This site presents a problem similar to that of the Favaro outcrop. CARRARO (1966) described the occurrence as an unmetamorphosed Upper-Carboniferous to Permian sequence. SCHEURING et al. (1973) give a K-Ar age of 76 m. y. for a phengite of the tuffite matrix. This outcrop unfortunately had to be missed because of the late hour of the day, resulting from extensive discussions on outcrop 5.

Through pouring rain the bus driver safely brought us to Albergo Stadel in Valle di Gressoney where an opulent meal awaited us.

#### Tuesday, October 2nd

The morning brought a new surprise: during the night a heavy snow fall had piled over 10 cm of snow on our destination, Monte Nery. We had to change the day's program. Nevertheless a description of the outcrop is given and for a more detailed picture fig. 4 is included.

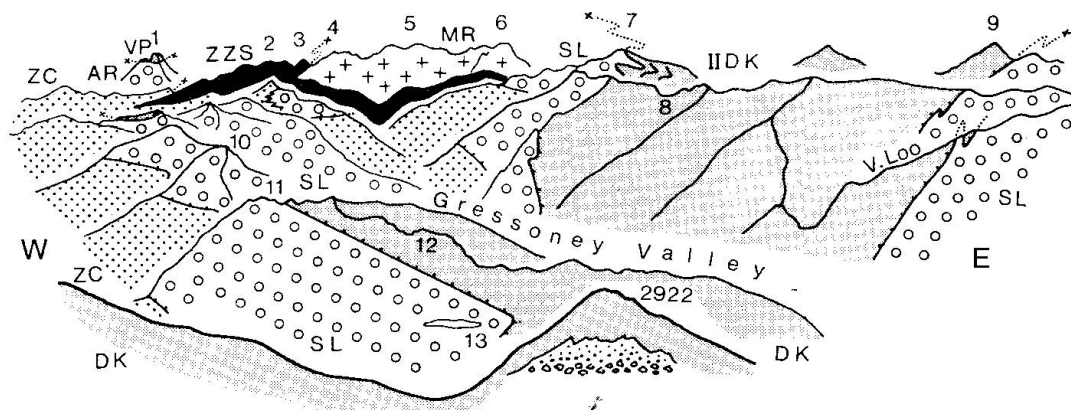


Fig. 4. Panorama of the Monte Nery. Succession from lower to higher tectonic units: Monte Rosa-nappe (Mr, crosses). Piemont calcescisti nappe with ophiolites: Zermatt-Saas zone (ZZS, black) and Combin-zone s.l. (ZC, stippled). Sesia-Lanzo zone (S. L., cercle patterns; complex of the albite-bearing gneiss minuti and metagranites) and Arolla nappe (AR) of the Dent-Blanche system; Seconda zona diorito-kinzigitica (2 DK, gray) and Valpelline nappe (VP) of the Dent-Blanche system.

- |              |                                  |                            |
|--------------|----------------------------------|----------------------------|
| 1 Matterhorn | 6 Signal-Kuppe or Punta Gnifetti | 10 Mte. Ciose              |
| 2 Breithorn  | 7 Corno Bianco                   | 11 Mte. Rena               |
| 3 Pollux     | 8 Colle di Valdobbia             | 12 Mte. Taff               |
| 4 Castor     | 9 Frate delle Meja               | 13 Lago Frudiera superiore |
| 5 Lyskamm    |                                  |                            |

8. *Monte Nery (IIDK and Sesia Gneiss)*. On the Mte. Nery and Monte Taff the klippe of the IIDK is composed of paragneisses with intercalated amphibolites; pegmatites and marbles are abundant. In part the Hercynotype high temperature mineral parageneses are still well preserved (Monte Nery). To a great extent, however, especially on Monte Taff, the rocks have been transformed by Alpine metamorphism

and tectonics. Sillimanite has been transformed to kyanite. Chloritoid is present and early Alpine glaucophane replaces brown amphibole. This paragenesis is overprinted by a late Alpine phase of metamorphism in the greenschist facies. The klippe of the IIDK overlies gneiss minuti of the Sesia-zone (with albite, quartz, phengite, chlorite, epidote  $\pm$  actinolite, green biotite and stilpnomelane). Mylonites show that the contact between IIDK and Sesia gneiss is tectonic (100 m thick mylonites at Mte. Nery, South side). The mylonites have recrystallized and have subsequently been folded during the Eocene/Oligocene greenschist phase of metamorphism.

Bad weather forced us to change this program, and stay down in the valley. We had a look at the cross section through the Valle di Gressoney from the ophiolite-bearing schistes lustrés of the Combin-zone (Piemont) in the north to the eclogites in the Sesia-basement in the south.

9. Quarry in the Ophicalcites of the Combin zone north of *Castell between Gressoney St. Jean and Trinité*. Breccia of antigorite serpentinite with cement of calcite which does not seem to be of sedimentary origin. Occasionally veins of quartz with fibrous asbestos are found. The ophicalcite forms a lens-shaped body associated with prasinities in the calcescisti. The upper exposed contact is blastomylonitic.

10. Gneiss minuti of the Sesia zone *west of Gressoney St. Jean*. The gneiss minuti of this part of the zone are derived from granitoid rocks as can be seen from mineralogical and structural relicts. The paragenesis is albite ( $\pm$  chessboard albite), quartz, phengite, epidote, chlorite  $\pm$  actinolite and stilpnomelane.

11. *Stadel, south of Gressoney St. Jean*: «kinzigites» of the IIDK. Mainly paragneiss (with biotite, garnet, sillimanite, k-feldspar and graphite), diopside-bearing marbles, and less commonly amphibolites and lamprophyres are found. Locally sillimanite has been transformed to cyanite.

12. *North of Gaby* we had a look at a small quarry in a fallen block. Exposed are metagranitoids or albite-quartz-phengite-epidote augengneiss. Here the phengite yielded a K-Ar age of 61 m. y. and a Rb-Sr age of 71 m. y. The locality is in the area of Eoalpine greenschist facies.

13. *Issime* (micaschisti eclogitici of the Sesia-Lanzo zone along the river bed of the Lys). Below the hydroelectric power dam (P 907), 2 km South of Issime, we observed micascisti eclogitici with eclogite inclusions. Late-Alpine unmetamorphosed basic dykes with inclusions of country rock cut discordantly the micascisti. Similar dykes are found cutting the calcescisti of the Combin-zone in the upper Valle di Mascognaz (Champoluc), NW Mte. Nery (see chemical analysis in appendix). From Issime we drove back to Albergo Stadel. Before dinner G. V. Dal Piaz substituted for the missed Monte Nery trip with a set of magnificent slides. The following dinner, which included a local dish, Bagna Cauda, ended happily rather late that night.

### Wednesday, October 3rd

From Issime we drove down the Valle di Gressoney into the Valle d'Aosta where we had a short stop at Arnaz.

14. *Arnaz, Case Campagnola* (Sesia-Lanzo zone, complex of the gneiss minuti). Gneiss minuti of the Arolla type with albite, quartz, epidote, phengite, chlorite  $\pm$  green biotite, actinolite. From rocks of this outcrop phengite and biotite yielded



5a) Eclogitic boudin in micascisti eclogitici. The omphacite of the boudin is still preserved, but in the gneissic parts, it is already transformed to albite.



5b) Refolded leucocratic dykes in the albitic metagranites.

ages of 42 and 27 m. y. respectively, thus belonging to the Eocene/Oligocene phase. The complex of the gneiss minuti overlies the Mesozoic calcescisti of the Piemont zone to the Northwest.

15. *Bard (Aosta-Valley)*: outcrop near the cemetery, Roman road. Complex of the micaschisti eclogitici with transition to the Eocene/Oligocene greenschist phase. The pre-eclogitic structure of the rock seems to be granitoid or migmatitic with acid discordant dykes. Relicts of the high pressure phase, i. e. glaucophane, omphacite and garnet are still found, especially in the more basic rocks. The outcrop shows the complex polyphase style of the two successive schistositities (Upper-Cretaceous and later greenschist metamorphism around 38 m. y.).

16. From *Pramotton Southwest Pont St. Martin to Quincinetto* along the right bank of the Dora river. (Complex of the miascisti eclogitici of the Sesia-Lanzo zone.) On an hour's walk along the banks we observed a cross section through micaschists, eclogites, glaucophanites and marbles. The abundance of marbles in this section gives the impression of a sedimentary origin for these rocks.

Following a lunch-break partly in Quincinetto partly in the fields, and a farewell speech by the President of the SMPG, the bus took us back to Domodossola.

## APPENDIX

## Chemical analyses and age determination

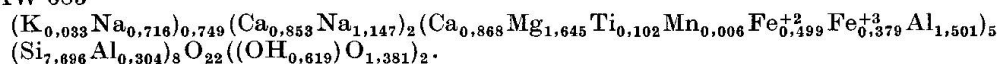
	Lamprophyre Champoluc MRO 1627	Glaucophane Mucrone KAW 683	Glaucophane Mucrone KAW 684
SiO <sub>2</sub>	56,0	53,94	54,02
TiO <sub>2</sub>	1,4	0,95	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,9	10,73	12,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,0	3,53	1,21
FeO	3,3	4,18	6,71
MnO	0,1	0,05	0,05
MgO	9,4	7,74	12,02
CaO	4,2	11,26	4,08
Na <sub>2</sub> O	1,9	6,74	5,86
K <sub>2</sub> O	9,6	0,18	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,2	0,06	0,05
H <sub>2</sub> O	1,6	0,65	2,66
Sum	99,6	100,01	99,94

Analyst: G. MEZZACASA, Min. Petr. Inst. Padova.

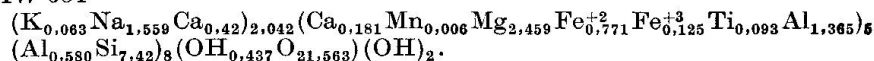
MRO 1627: Alcalivogesite. The main minerals are: orthoclase, amphibole, biotite. Pyroxene, titanite, apatite and opaques are minor minerals.

MRO 1627 total rock: cm<sup>3</sup> Ar<sup>40</sup> rad/g STP 10<sup>-6</sup> 10,12. % rad 95,2. % K 7,97. age in m. y. 31,6 ± 1,3.

KAW 683



KAW 684



According to the formula:  $A W_2(XY)_5 Z_8 O_{22}(OH)_2$  on the basis of 24 O.

Fig. 5. Bard, Valle d'Aosta, Roman road near the cemetery. Eoalpine complex of the miascisti eclogitici. The outcrop shows the complicated polyphase style of the two successive schistositities: Upper-Cretaceous and later greenschist recrystallization around 38 m. y.

## REFERENCES

- BIANCHI, A. e DAL PIAZ, G. B. (1963): Gli inclusi di «Micascisti Eclogitici» della Zona Sesia nella Formazione Porfiritica Permiana della Zona del Canavese fra Bicella ed Oropa. *Giorn. Geol. Serie 2a*, XXXI.
- BORIANI, A. (1970): The «Pogallo Line» and its connection with the metamorphic and the anatectic phases of «Massiccio dei Laghi» between the Ossola Valley and Lake Maggiore (Northern Italy). *Boll. Soc. Geol. It.* 89 415–433.
- CARRARO, F. (1966): Scoperta di una Serie carbonifera di copertura degli gneiss-Sesia. *Boll. Soc. Geol. It.* 85.
- CARRARO, F. and FERRARA, G. (1968): Alpine «Tonalite» at Miagliano, Biella (Zona Diorito-kinzigitica), A preliminary Note. *SMPM* 48/1.
- CHINNER, G. A. and DIXON, J. E. (1973): Some High-pressure Parageneses of the Allalin Gabbro, Valais, Switzerland, *J. Petrology*, 14/2.
- COMPAGNONI, R. and MAFFEO, B. (1973): Jadeite-bearing metagranites l. s. and related rocks in the Monte Mucrone area (Sesia-Lanzo zone-Western (Italian Alps). *SMPM* 53/3.
- DAL PIAZ, G. V., GOSSO, G. e MARTINOTTI, G. (1971): La II Zona Diorito-Kinzigitica fra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi occidentali). *Mem. Soc. Geol. Ital.* X, 257–276.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C. e MARTINOTTI, G. (1972): La zona Sesia Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It.* 11, 433–466.
- MCDOWEL, F. W. (1970): Potassium/Argon Ages from the Ceneri-Zone, Southern Swiss Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 28, 165–182.
- FIorentini-POTENZA, M. (1960): Disturbi Tettonici ed Albititi metasomatiche nelle Rocce intrusive della Valle del Cervo (Biella). *Ist. Lombardo Sci. Lettere*, Milano.
- FRIZ, C. e GOVI, M. (1963): Osservazioni geologiche preliminari sulla zona a nord-ovest di Gattinara (Vercelli). *Rend. Acc. Naz. Lincei*, ser. 8, 34, 199–203, It.
- GRAESER, S. und HUNZIKER, J. C. (1968): Rb-Sr und Pb-Isotopen-Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone. *SMPM* 48/1, 189–204.
- HUNZIKER, J. C. (in prep.): Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine Tectonic History of the Western Alps.
- HUNZIKER, J. C. and BEARTH, P. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 205–222.
- JÄGER, E. and FAUL, H. (1960): Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. *SMPM* 40/1, 10–12.
- KRUMMENACHER, D. et EVERNDEN, J. F. (1960): Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *SMPM* 40/2, 267–277.
- PIDGEON, R. T., KOEPEL, V. and GRUENENFELDER, M. (1970): U-Pb Isotopic Relationships in Zircon Suites from a Para- and Ortho-Gneiss from the Ceneri-zone, Southern Switzerland. *Contr. Mineral. Petrol.* 26, 1–11.
- SCHURING, B., AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. and ZINGG, A. (1973): Palaeobotanical and Geochronological evidence for the Alpine Age of the metamorphism in the Sesia Zone. *Geol. Rdsch.*
- SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). *SMPM* 47/2, 935–1018.
- VELDE, B. et KIENAST, J. R. (1973): Zonéographie du métamorphisme de la zone Sesia Lanzo (Alpes Piémontaises). Etude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques à la microsonde électronique. *C. R. Sci. Acad. Sci., Série D*, 1801–1804.