

# **Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Oberengadin vom 21. bis 24. September 1981**

Autor(en): **Finger, Willi / Mercolli, Ivan / Kündig, Rainer**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **75 (1982)**

Heft 1

PDF erstellt am: **14.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165226>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Eclogae geol. Helv.	Vol. 75/1	Seiten 199-222	9 Textfiguren und 1 Tabelle	Basel, März 1982
---------------------	-----------	----------------	--------------------------------	------------------

# Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Oberengadin vom 21. bis 24. September 1981

VON WILLI FINGER<sup>1)</sup>, IVAN MERCOLLI<sup>2)</sup>, RAINER KÜNDIG<sup>1)</sup>,  
ANDREAS STÄUBLI<sup>1)</sup>, CHRISTIAN DE CAPITANI<sup>2)</sup>, PETER NIEVERGELT<sup>1)</sup>,  
TJERK PETERS<sup>2)</sup> und VOLKMAR TROMMSDORFF<sup>1)</sup>

## *Teilnehmer*

S. Ayrton, Lausanne  
Ch. de Capitani, Bern (23. Sept.)  
R. Chesse, Genève  
W. Finger, Zürich  
P. Heizmann, Bern  
H. Jäckli, Zürich  
E. Jaeger, Winterthur (21.-23. Sept.)  
L. Jemelin, Basel  
R. Kündig, Zürich (23. Sept.)  
I. Mercolli, Bern

E. Nickel, Fribourg  
P. Nievergelt, Zürich (24. Sept.)  
T. Peters, Bern  
J. P. Schaer, Neuchâtel  
W. Schweizer, Zuoz  
A. Stäubli, Zürich (23. Sept.)  
V. Trommsdorff, Zürich  
A. Vuagnat, Genève  
M. Vuagnat, Genève

Montag, 21. September 1981

## **Überblick über den penninisch-ostalpinen Grenzraum. Studium der Formationen der Zone von Samaden**

*Route:* St. Moritz-Piz Nair-Fuorcla Schlattain-Piz Schlattain-Corviglia-St. Moritz  
(Leitung: W. FINGER)

*Thema:* Profil des Piz-Nair-Nordgrates mit besonderer Berücksichtigung der Saluver-Brekzien. Vergleich mit der reduzierten Schichtreihe am Piz Schlattain.

*Tektonische Stellung:* Die sedimentäre Zone von Samaden liegt zwischen den beiden Kristallin-Körpern der Err-Decke (unten) und der Julier-(Bernina-)Decke (oben). Sedimente der Err-Decke liegen in normaler, z. T. pseudostratigraphischer Lagerung auf dem Err-Kristallin (Bardella- und Grisch-Schuppen). Die Nair-

<sup>1)</sup> Departement für Erdwissenschaften, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

<sup>2)</sup> Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Bern, Sahlistrasse 6, CH-3012 Bern.

Schuppe befindet sich zuoberst, nur durch Grevasalvas-Elemente vom Julier-Kristallin getrennt, in verkehrter Position. Erste eoalpine Bewegungen (im Cenoman-Turon) brachten Elemente des Bernina-Mesozoikums in den Err-Raum. Diese Schlattain- und Padella-Schuppen befinden sich jetzt eingewickelt zwischen Grisch und Nair.

*Einführung:* Da TRÜMPY & TROMMSDORFF (1980) die genau gleiche Exkursion schon beschrieben haben, werden hier nur noch einige zusätzliche Bemerkungen gegeben. Für eine detaillierte Beschreibung, vor allem der Saluver-Formation, sei auf FINGER (1978) verwiesen.

### 1. Abstieg über den Piz-Nair-Nordgrat zur Fuorcla Schlattain

Ein komplettes stratigraphisches Profil der Nair-Schuppe wird abgeschritten, von der Saluver-Formation (Dogger), über den Radiolarit (Malm), den Aptychenkalk (Tithon bis unterste Kreide), die Emmat-Serie (untere Kreide) zu den «Couches Rouges» des Cenoman (siehe Fig. 2).

Von der ersten Beschreibung der Saluver-Gesteine durch ESCHER & STUDER (1839) bis zum Ende des 19. Jahrhunderts wurde die Serie dem Verrucano zugeordnet. Nachdem verschiedene Autoren zu liassischen oder kretazischen Altern für die Saluver-Gesteine tendierten, stellte RÖSLI (1944) die heute allgemein akzeptierte Altersgebung für das Profil des Piz Nair auf. Durch seine Funde von *Rotalipora appenninica* in den «Couches Rouges» der Fuorcla Schlattain bewies er die verkehrte Lagerung der Nair-Schuppe.

Heute lässt sich die Saluver-Formation folgendermassen dreiteilen:

*Member A:* Matrixarme Karbonat- und Kristallinbrekzien mit grossen Olistolithen aus Kristallin- und Sedimentgesteinen. Diese Brekzien sind während der Fahrt mit der Seilbahn am Südhang des Piz Nair-Pitschen und auf dem Piz-Nair-Gipfel deutlich zu sehen.

*Member B:* Rote Arkosen mit eckigen und gerundeten Komponenten und Einschaltungen von matrixarmen Glimmerschieferbrekzien. Sehr schön etwa 500 m SSE des Lej Suvretta aufgeschlossen.

*Member C:* Karbonat-Kristallin-Brekzien und reine Kristallinbrekzien (aus zwei Lieferquellen), wechsellagernd mit bunten Tonschiefern und Sandsteinen. Am besten am Piz Nair zu beobachten.

Die verschiedenen Brekzienarten zeigen deutlich unterschiedliche Gradierungstypen, wobei die meisten auf Ablagerungen aus «grain flows» hinweisen. Detailbeobachtungen an Saluver-Brekzien können an den Blöcken der Schutthalde nordöstlich unter dem Piz Nair gemacht werden.

### 2. Das verkehrtliegende Profil in der südlichen Klippe des Piz Schlattain

Dies ist ein Beispiel für die andersartige Ausbildung der Schichtreihe des Bernina-Mesozoikums. Der Lias ist, am Piz Padella in grosser Mächtigkeit, brekziös

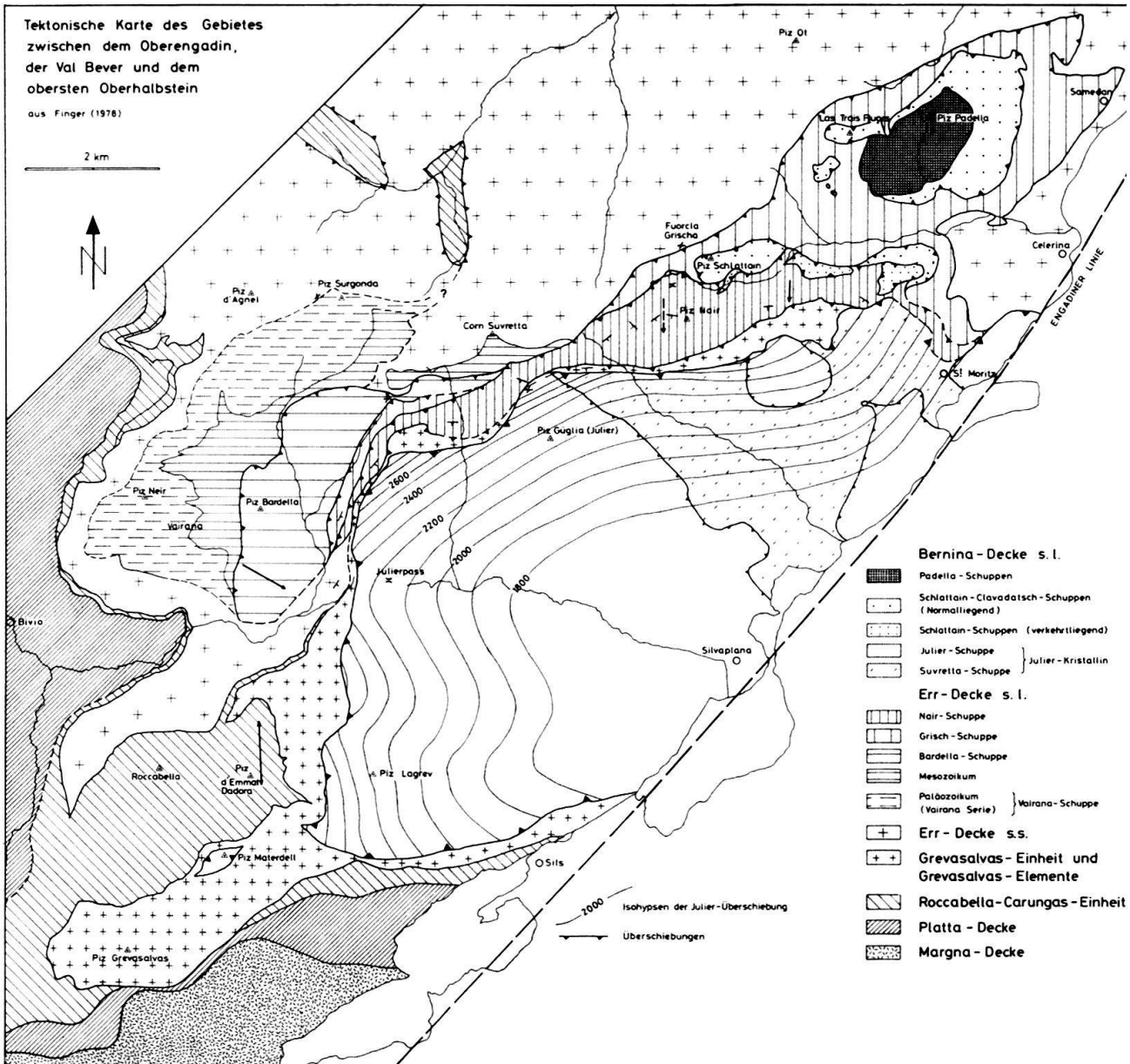


Fig. 1. Tektonische Karte (nach FINGER 1978).

entwickelt. Dogger, Malm und Unterkreide sind nicht, oder nur in extrem dünner Ausbildung, vorhanden. Meist transgredieren «Couches Rouges» direkt auf dem Lias (Fig. 2).

### 3. Brekzien der Radiolarit-Formation

Im Skiliftrasse zwischen Corviglia und dem Sass Runzöl sind einige schöne Blöcke von Brekzien der Radiolarit-Formation sichtbar. Diese Brekzien im Radiolarit zeigen, dass eine Saluver-ähnliche Sedimentation bis in den unteren Malm fortbestanden hat.

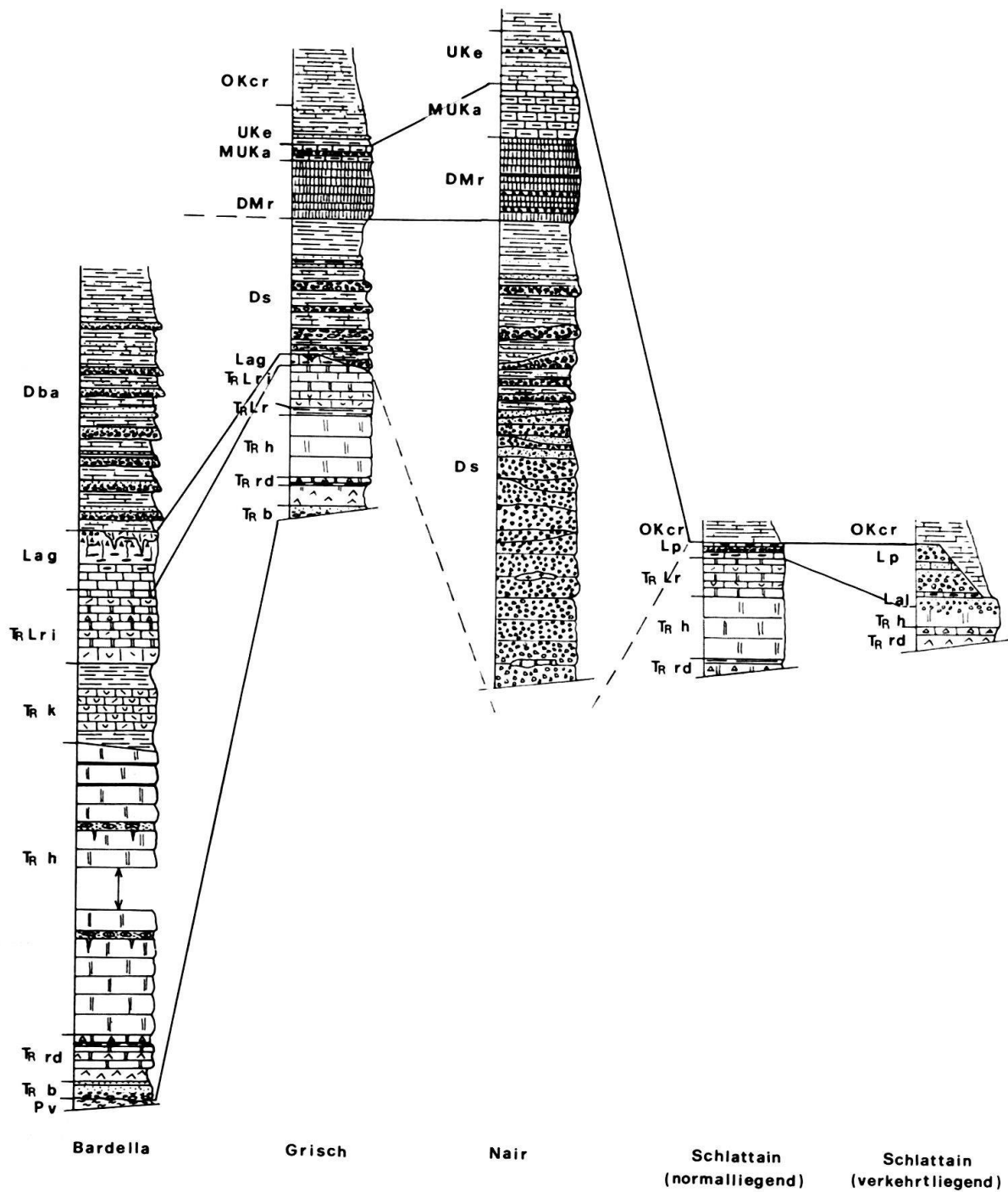


Fig. 2. Stratigraphische Profile durch tektonische Einheiten der Zone von Samaden (aus FINGER 1978).

OK = obere Kreide  
 UK = untere Kreide

M = Malm  
 D = Dogger

L = Lias

cr = «Couches Rouges»  
 e = Emmat-Serie  
 a = Aptychenkalk  
 r = Radiolarit  
 s = Saluver-Formation  
 ba = Bardella-Formation  
 p = Padella-Serie  
 al = Alv-Brekzie  
 ag = Agnelli-Formation

Dienstag, 22. September 1981

### Sedimente und Metavulkanite der Err-Decke im Bereich des Vairana-Kessels

Vormittag (Leitung: W. FINGER)

*Route:* La Veduta (Julierpass)-unterste Val d'Agnelli-Piz Bardella-Abstieg zum Vairana-Kessel

*Thema:* Sedimentreihe, vor allem Jura und oberste Trias am Piz Bardella, Vergleiche zwischen Brekzien der Bardella- und der Saluver-Formation.

*Tektonische Stellung:* Der Piz Bardella ist namensgebend für eine normalliegende, tektonisch einfach gebaute Sedimentschuppe auf dem Rücken des Err-Kristallins. Sie ist mit einer schmalen Basis von Neir-Porphyrroid auf die Vairana-Schuppe (siehe Nachmittag) überschoben und enthält Sedimente von der untersten Trias bis zum Dogger. Überschoben wird sie von der ebenfalls normalliegenden Grisch-Schuppe, die gegen Osten die Vairana- und Bardella-Sedimente als (pseudostratigraphische) Bedeckung des Err-Kristallins ablöst (Fig. 3).

*Einführung:* Am Piz Bardella sind die für den südlichen Err-Raum charakteristischen Formationen der Trias, des Lias und des Doggers am besten gegliedert und am mächtigsten entwickelt. Wir sahen uns, meist bei starkem Regen, von stratigraphisch oben nach unten an: Bardella-Formation (Dogger), Agnelli-Formation (Lias), «Rhäto-Lias-Kalke», Kössener Schichten (Rhät). Hauptdolomit-Formation und Raibler Schichten sowie die mittlere und untere Trias (untere Rauhwacken-Dolomit-Serie, Buntsandstein-Serie) konnten nicht im Aufschluss angeschaut werden. Hier wäre vor allem der Hauptdolomit noch zu erwähnen, der im Südabhang des Piz Bardella gegen die Julierstrasse besonders schön ausgebildet ist. Zwischen den Dolomitbänken treten zyklische Einschaltungen von roten Tonschiefern mit aufgearbeiteten Dolomitkomponenten auf. Diese Zyklen weisen Ähnlichkeiten mit den Lofer-Zyklen im Dachstein-Kalk der Nördlichen Kalkalpen auf; allerdings fehlen die mächtigen Einschaltungen von fossilreichen Kalken.

#### 1. Unterste Val d'Agnelli südwestlich des Hügels Punkt 2538.0

Brekzien der Bardella-Formation sind, in vom Hügel Pt. 2538.0 heruntergefallenen Blöcken, vorhanden. An diesem Hügel treten, eingeschaltet in kalkige Schiefer

---

T<sub>R</sub> = Trias

rl = «Rhäto-Lias-Kalke»

«r» = «Rhät» im allgemeinen

k = Kössener Schichten

h = Hauptdolomit-Formation

rd = Raibler Schichten und Untere Rauhwacken-Dolomit-Serie

b = «Buntsandstein»-Serie

P = Jungpaläozoikum

V = Vairana-Serie

und lithoklastische Sandsteine, polymikte bis 10 m mächtige Brekzien auf, die in gewissen Aspekten eine Ähnlichkeit mit Brekzien im unteren Teil der Saluver-Formation aufweisen. Sie besitzen keine vertikalen Gradierungen und keilen auf kurze Distanzen aus. Unterschiede bestehen vor allem im Komponentengehalt. Die Bardella-Brekzien enthalten neben triadischen und liassischen Karbonaten auch Granitporphyrite, Rhyolithe (evtl. aus der Vairana-Serie stammend) und meist grünliche Glimmerschiefer; sie unterscheiden sich damit von den Saluver-Brekzien, deren Kristallin-Komponenten eindeutig der Julier-Bernina-Decke zuzuordnen sind. Das führt zur Annahme von zwei getrennten Ablagerungsräumen im mittleren Jura; eines «Saluver-Beckens» im Bereich des Julier-Bernina-Kristallin-Komplexes und eines «Bardella-Beckens» innerhalb des Err-Kristallin-Gebietes.

Am Hügel Pt. 2538.0 besteht eine proximale Ausbildung der Bardella-Formation. Ein Blick auf die Bardella-Ostseite lässt die verschiedenartige Ausbildung der Formation schon erahnen. Gut zu erkennende Brekzienbänke lassen sich über eine Strecke von etwa 1 km in mehr oder weniger gleichbleibender Mächtigkeit verfolgen.

Das Überqueren des Gelgia-Baches geschieht auf hier aufgeschlossenen Kalken der Agnelli-Formation.

## 2. Etwa 200 m östlich von Punkt 2541.0 auf dem südlichen Piz Bardella

Ein Aufschluss im Dach der Agnelli-Formation ist mit seinen Fossilien ein Schlüsselpunkt zum Verständnis der lokalen Geologie.

Die massigen, stellenweise brekziösen, spätigen Kalke im oberen Teil der Formation enthalten Silexkonkretionen und -lagen. Ein ?*Paltechioceras* sp. stellt diesen Abschnitt der Formation ins mittlere bis obere Sinémurien. Im Dach des massigen Kalkes können Taschen- und Spaltenfüllungen von rötlichen und grauen Crinoidenbrekzien («Lias in Hierlatzfazies») beobachtet werden. Diese Brekzie enthält eine Muschel- und Brachiopoden-Fauna des Pliensbachien. Sowohl der

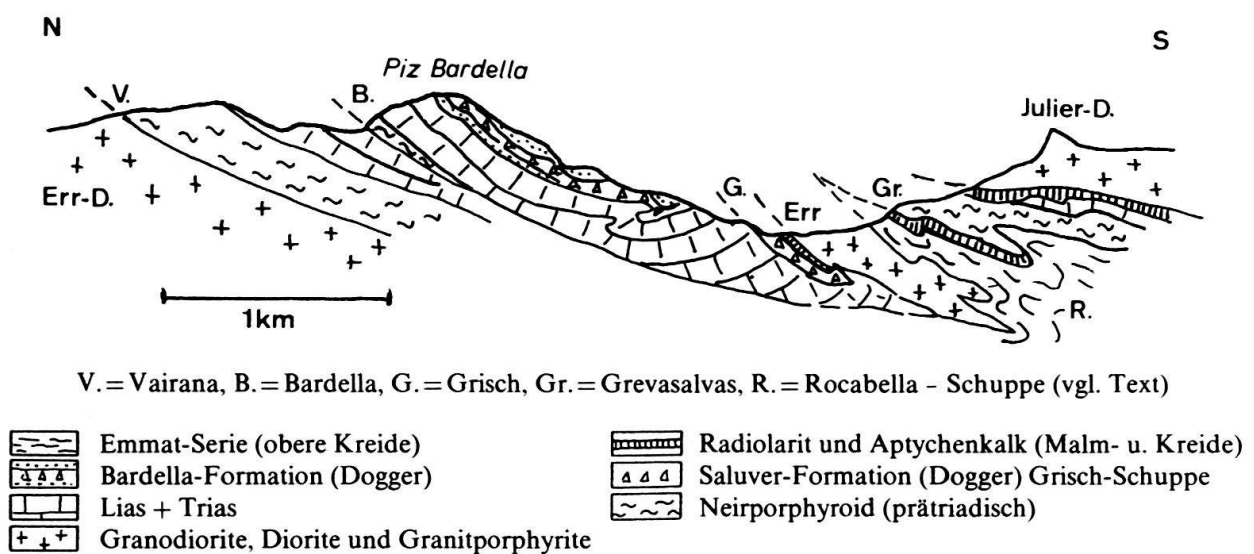


Fig. 3. Tektonisches Profil durch den Piz Bardella.



1-7 Bardella-Formation mit  
Grobtekzenbänken

8 Agnelli - Fm.  
(Lias)

9 Kössener-Sch.  
(Rhät)

10 Hauptdolomit  
(Nor)

Fig. 4. Ansichtsskizze des Piz Bardella von Osten.



graue Kalk wie auch die Crinoidenbrekzie werden stellenweise von einer dünnen braunen Mn-Fe-Kruste überzogen, die umkrustete Ammoniten des Toarcien enthält (am besten erhalten ist ein *Hildoceras* sp.). Diese «hardground»-Bildung deutet auf einen Sedimentationsunterbruch und beweist, dass die Basis der auf Agnelli-Kalk transgredierenden Bardella-Formation (bzw. Saluver-Formation in der Grisch-Schuppe) nicht älter als oberes Toarcien sein kann.

Fehlende jüngere Schichten lassen eine altersmässige Abgrenzung der Bardella-Formation gegen oben nicht zu. Da jedoch eine Gleichaltrigkeit mit der Saluver-Formation sehr wahrscheinlich ist, kann für die Bardella-Formation ebenfalls ein Dogger-Alter angenommen werden.

Der Ausblick gegen Westen präsentiert den Piz Neir mit seiner mächtigen Metavulkanit-Abfolge und der Auflagerung der untersten Trias im Vairana-Kessel. Gegen Osten und Südosten dominieren der Piz Güglia bzw. der Piz Lagrev. Beide, wie auch der oberste Teil des Piz Materdell, gehören dem Julier-Kristallin an, zur Hauptsache bestehend aus Granodioriten, Alkaligraniten und Dioriten. Die nächst-tiefere Grevasalvas-Einheit, mit einer reduzierten Schichtreihe von Neir-Porphyröid bis unterkretazischer Emmat-Serie, baut den Piz Grevasalvas auf, zieht unter dem Piz Materdell durch in den Grevasalvas-Kessel und bis zur Veduta. Hier scheint ein komplizierter, tektonisierter Zusammenhang mit der Err-Decke s.s. zu bestehen. Die Grevasalvas-Einheit kann als südliche Err-Decke bezeichnet werden. Die Rocabella und der Piz d'Emmat Dadora sind fast ausschliesslich aus Radiolarit, Aptychenkalk und Emmat-Serie (Malm bis untere Kreide) aufgebaut. Es scheint eine Verbindung mit der tiefsten unterostalpinen Einheit, der Carungas-Decke, zu bestehen.

### 3. Nordöstlich des Seeleins bei Punkt 2541.0

Hier wurden vor allem die Grobbrekzien der «distalen» Bardella-Formation angeschaut. Die Brekzien besitzen doppelte Gradierungen. Das Maximum der Korngrössen liegt auf etwa einem Zehntel der Bankmächtigkeit von unten. Von hier an besteht eine schwache inverse Gradierung gegen die Basis und eine normale bis zur Sandgrösse gegen oben. Im obersten Teil erkennt man komplette «Bouma-Sequenzen» von unterer Parallel-Lamination über Kreuzschichtungen zu oberer Parallel-Lamination. Da eine tonige Matrix weitgehend fehlt, kann für die Ablagerung der Brekzien ein «grain-flow»-Mechanismus angenommen werden mit einer turbulenten Komponente in einer letzten Phase des Stroms. Der Tonanteil von etwa 20% in der Matrix der proximalen Brekzien am Hügel Pt.2538.0 weist auf eine Deposition aus Schuttströmen («debris flows») hin.

### 4. Weglein vom südlichen Piz Bardella zum Vairana-Kessel

Die Untergrenze der Agnelli-Formation wird über der obersten Dolomitbank der «Rhäto-Lias-Kalke» gezogen. Diese Serie besteht aus einer Wechsellagerung von gelboliv anwitternden Dolomiten und Kalken mit Lumachellen, Korallen, «Algenlaminationen» und Dolomitisierungserscheinungen. Das eigentliche Rhät ist durch typische Kössener Schichten mit schwarzen Tonschiefern, spätigen Kalken und Lumachellenkalken (mit *Avicula contorta*) vertreten.

## Nachmittag (Leitung: I. MERCOLLI; T.J. PETERS)

*Route:* Vairana-Kessel–Bögia (Julierstrasse)

*Thema:* Metavulkanitabfolge des Piz Neir, Überschiebung Penninikum–Unterostalpin, obere Einheiten der Ophiolithe der Platta-Decke.

*Tektonische Stellung:* Die Hauptmasse der Metavulkanite ist in tieferen Einheiten der Err-Decke aufgeschlossen. Unterhalb der Err-Deckenüberschiebung durchqueren wir die Sedimentserie der Carungas-Decke. Nach diesem letzten unterostalpinen Element gelangten wir in die oberen Partien der Ophiolithsequenz der penninischen Platta-Decke.

*Einführung:* Die diskordante Auflagerung der unteren Trias fixiert die obere Altersgrenze der Metavulkanitabfolge. Die Metavulkanite liegen ebenfalls diskordant auf (variszischen?) hochmetamorphen Gneisen (Sillimanit–Cordierit-Zone). Diese Gneise werden von Graniten (Err-Granite) intrudiert, aber das relative Alter dieser Plutonite und der Vulkanitabfolge ist noch nicht eindeutig abgeklärt. Nach Feldbefunden scheinen kontinuierliche Übergänge zwischen beiden Typen zu bestehen (granitporphyrischer Granitporphyrvulkanit). Die Metavulkanitabfolge lässt sich in drei Einheiten gliedern:

- Neir-Porphyr, der die Hauptmasse der Serie ausmacht,
- violette Sprenkelschiefer: 5 bis 10 m mächtige Lagen im Neir-Porphyr und in den Vairana-Schiefern,
- Vairana-Schiefer: mächtige Grünschiefer-Einschaltungen im Neir-Porphyr.

### 1. Oberer Vairana-Kessel

Wegen schlechter Wetterverhältnisse verzichteten wir darauf, die direkte Auflagerung von «Buntsandstein» auf Neir-Porphyr zu besuchen. Wir gaben uns mit einem Aufschluss zufrieden, wo Rauhacken der unteren Trias ein paar Meter neben dem Neir-Porphyr anstehen.

An dieser Stelle kann man den Neir-Porphyr in seiner normalen Ausbildung beobachten. Es handelt sich um einen graugrünligen Gneis bis Schiefer mit leicht erkennbaren Quarz-Einsprenglingen, die mit ihren Resorptionserscheinungen und dem bipyramidalen Habitus eindeutig für den vulkanischen Ursprung des Gesteins sprechen. Saussuritisierte Plagioklase, serizitisierte Kalifeldspäte und seltene grüne Amphibole sind auch zu erkennen. Die Matrix besteht aus einem feinkörnigen Gefüge von Serizit, Quarz, Chlorit und etwas Epidot. Als typische alpinmetamorphe Neubildung tritt häufig Stilpnomelan auf. Chemisch lässt sich dieses Gestein als Rhyolith–Rhyodacit klassifizieren. Leider hat die alpine Metamorphose das Gestein so überprägt, dass es sehr schwierig ist, bei dem heutigen Zustand den Protolith zu rekonstruieren. Naheliegender wäre eine pyroklastische Abfolge ignimbrischer oder tuffogener Art.

### 2. Etwa 500 m nördlich der Vairana-Alphütte

Hier studierten wir den Übergang von Neir-Porphyr zu den violetten Sprenkelschiefern. Dieser Übergang ist hier fast fließend: Der Neir-Porphyr verliert

langsam seine grünliche Farbe, wird grau, bis zum Schluss die starke violette Farbe eintritt. Die Mineralogie der Sprenkelschiefer ist nicht wesentlich verschieden von der des Neir-Porphryoids, mit Quarz-Einsprenglingen und etwas häufigeren grossen Albit-Einsprenglingen. Mit Ausnahme der weisslichen Sprenkel ist das Gestein mit Hämatitpigment bestäubt. Die chemische Zusammensetzung ist grosso modo dacitisch, und es besteht ein kontinuierlicher Übergang zum rhyolithischen Neir-Porphryoid. Die Wiederholung solcher Sprenkelschieferlagen sowohl im Neir-Porphryoid als auch in den Vairana-Schiefern kann primär (zyklische Eruptionstätigkeit) oder tektonisch (Isoklinalfaltung) sein.

### 3. *Vairana-Alphütte*

Die Mächtigkeit der Grünschiefer (Vairana-Schiefer), die hier anstehen, schwankt sehr stark. Sie sind in dieser Gegend in maximaler Mächtigkeit (etwa 70 m) vorhanden und treten anderenorts (z. B. gegen Osten) nur stark reduziert auf. Mineralogisch handelt es sich um Albit-Chlorit-Epidot-Schiefer. Der vulkanische Ursprung ist dank noch einigermaßen gut erhaltenen zonierten Plagioklasen bestätigt. Die chemische Zusammensetzung zeigt eine ziemlich grosse Variation von basaltisch-andesitisch über andesitisch bis dacitisch. Bemerkenswert ist, dass kontinuierliche Übergänge auftreten: Gegen Norden sind die Grünschiefer und der Neir-Porphryoid immer durch Sprenkelschiefer getrennt. Nach Süden hingegen grenzen die Grünschiefer direkt an Neir-Porphryoid, und dieser vermutlich tektonische Kontakt ist auch mit einem deutlichen Sprung im Chemismus angedeutet.

### 4. *Profil Vairana-Bögia*

Nach den Vairana-Schiefern kamen wir wiederum zum Neir-Porphryoid, der hier eine zunehmende alpine Mylonitisierung parallel zur Deckenüberschiebung zeigt.

Nahe der Überschiebung durchquerten wir eine Metasedimentserie mit Radiolariten, feinplattigen hellgrauen Marmoren (Aptychenkalk), grauen tonig-sandigen Schiefern (Rocabella-Schiefern) und stark tektonisiertem Neir-Porphryoid. Diese Serie wird der Carungas-Decke oder -Schuppe zugeordnet.

Das erste Auftreten von Serpentin- und Dolomitboudins markiert den Übergang zu den penninischen Ophiolithen der Platta-Decke. Wegen des recht steilen Abstiegs in strömendem Regen auf gefährlichen Grashalden konnten wir die schönen Pillowlava-Aufschlüsse der Platta-Decke nicht voll geniessen. Am Wandfuss trennt eine Serpentinlage zwei Schuppen innerhalb der Platta-Decke. Auf dem Rundhöcker oberhalb Bögia beobachteten wir zum Schluss einen kleinen basischen Intrusivkomplex, wo Dolerite und fein- bis mittelkörnige Gabbros nebeneinander auftreten.

Mittwoch, 23. September 1981

### **Platta-Decke und Fexer Zone im Gebiet Furtschellas-Sils**

*Route:* Furtschellasbahn Bergstation-Ils Homins-Ils Lejins-Grialetsch-Marmoré-Sils Maria (Leitung: R. KÜNDIG; A. STÄUBLI; CH. DE CAPITANI)

Zum Studium der Gesteinstypen und der Deformation in der Platta-Decke und der Fexer Schuppenzone führte die Exkursion in das Gebiet von Furtschellas, südöstlich Sils Maria. Die tektonischen Verhältnisse an der ostalpin-penninischen Grenze sind hier zwischen der Margna-Decke und der Bernina-Decke äusserst komplex (Fig. 5). Für eine regionale Übersicht sei auf den Exkursionsbericht der SMPG (TROMMSDORFF et al. 1975) verwiesen.

#### *1. Ils Homins: Serpentin, Grünschiefer (Fig. 6) (Koord. 780.690/144.380)*

Von der Bergstation der Furtschellas-Bahn führt der Weg gegen ENE zur Grünschieferwand bei Ils Homins. Der unterlagernde, bis 50 m mächtige Serpentinkörper enthält im Zentrum und gegen Süden dichte Antigoritfelse, wogegen randlich gegen den Grünschiefer zahlreiche Adern aus mehreren Generationen von hauptsächlich Kluft-Antigorit (oft rosettenförmig) und Calcit auftreten. Seltener sind gelblich anwitternde Chrysotilasbestadern. Die Randpartien sind besser als Ophicalcite zu bezeichnen.

In den Grünschiefern sind zuunterst grosse, leicht geplättete Pillows (bis  $0,2 \times 0,7$  m im a-c-Schnitt) gut erkennbar an hellgrünen, deformierten Variolen und chloritreichen, dunkelgrünen Rändern. Mineralbestand: Albit, Chlorit, Aktinolith, Serizit, Epidot, Calcit, Titanit, Ilmenit, Hämatit, Quarz. Aufsteigend im Profil in NW-SE-Richtung (Fig. 6) erkennt man zunehmende Deformation (im a-c-Schnitt bis  $0,2 \times 1,6$  m). Auf 2460 m wechseln diese Gesteine zu feinkörnigen, gebänderten Grünschiefern, wahrscheinlich Flows. Einzig erkennbare Struktur ist eine Stoffbänderung, gekennzeichnet durch helle Albit-, Chlorit-, Calcit-Lagen und dunkle Chlorit-, Epidot-, Aktinolith-, Titanit-Lagen.

#### *2. Ils Lejins: Rodingit (Koord. 781.060/143.850)*

Von Ils Homins kommt man über Gehänge- und Moränenschutt zu dieser Lokalität. Anstehend finden sich helle, gelbliche bis flaschengrüne Gesteine. Der makroskopisch sichtbare Mineralbestand ist: Epidot, Albit (Periklin), Aktinolith und selten Skapolith in Klüftchen. Der Kontakt zum Nebengestein ist nicht aufgeschlossen. Entstehung durch metasomatische Umwandlung eines basischen Ganges im Serpentin ist wahrscheinlich.

#### *3. See (2526 m): Platta-Sedimente (Koord. 781.250/143.620)*

Im Süden und Südwesten des Seeleins sind braun anwitternde, gestreifte Kalkmarmore aufgeschlossen, welche im frischen Bruch grüngelblich gefleckt

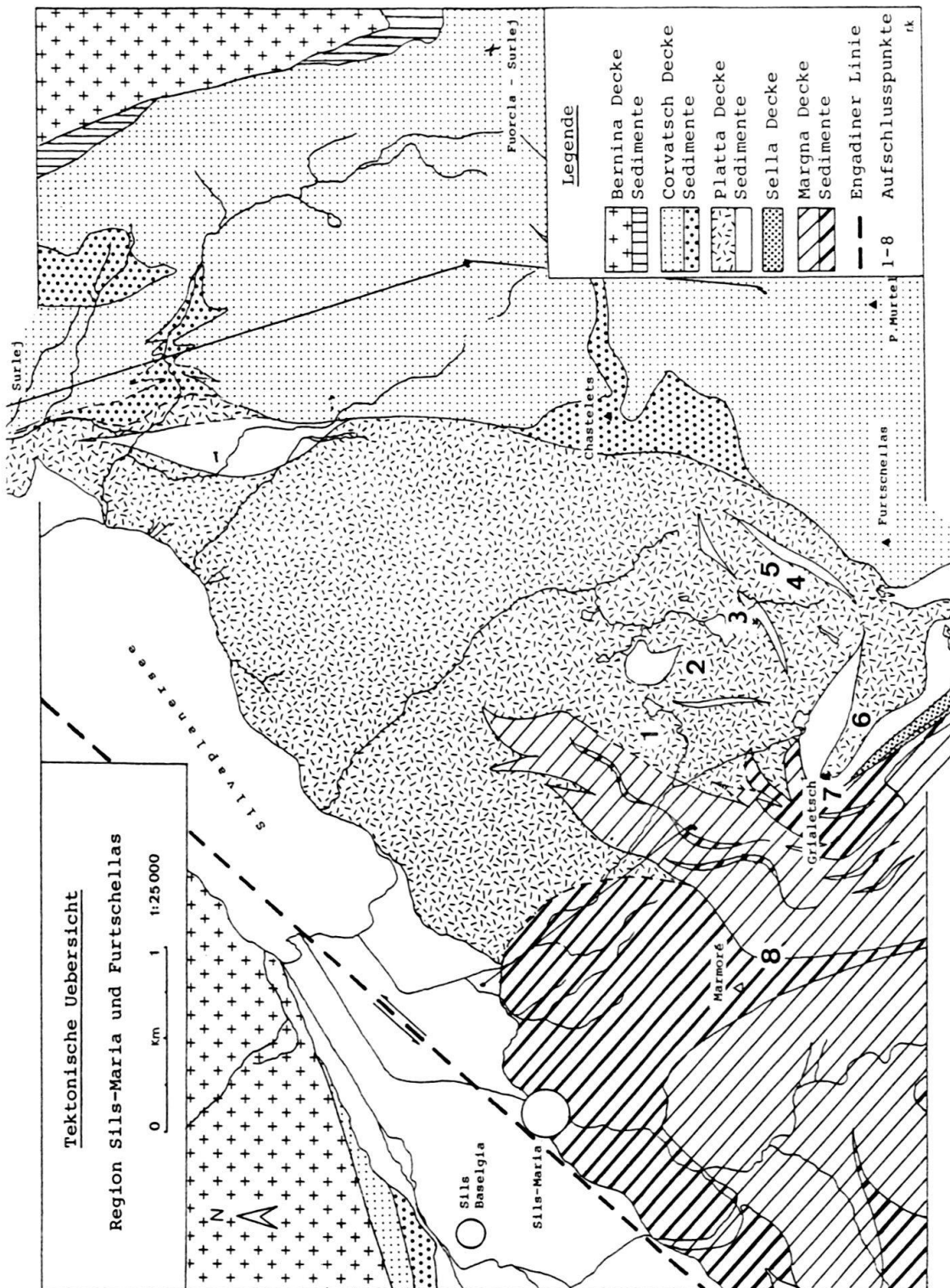


Fig. 5. Tektonische Karte.

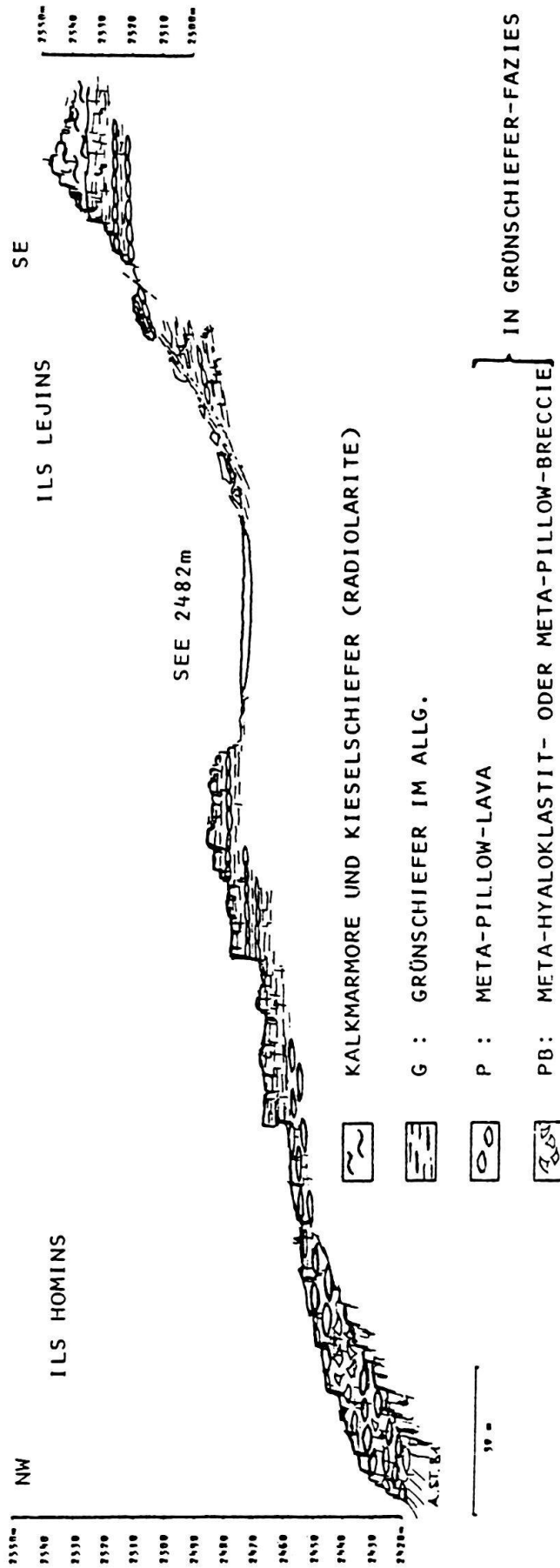


Fig. 6. Grünschieferprofil Ils Homins-Ils Lejins.

erscheinen. STAUB (1915) bezeichnet sie als Hyänenmarmore und gibt ihnen ein spätes Jura-Alter. Mineralogisch bestehen sie aus Calcit, Serizit, Chlorit, Quarz, Albit und Hämatit. Typisch für die Hyänenmarmore ist eine Wechsellagerung im Meter- bis Dezimeterbereich mit Kieselschiefern (sogenannten Radiolariten). Diese sind oft schwierig von Gneis-Myloniten zu unterscheiden, in der Regel aber an durchgehenden Quarzlagen, feinschuppiger Anwitterung auf s-Flächen, vereinzelt Manganeinschlüssen oder an teilweise rotvioletter Farbe erkennbar. In den Sedimenten finden sich vereinzelt Dolomitboudins.

#### 4. *Serpentinit (Koord. 781.520/143.270)*

Wenn man gegen die Furtschellas aufsteigt, fällt dieser Serpentinitbuckel mit seiner runden, blumenkohlartigen Anwitterung auf. Unzählige, bis 5 mm breite Äderchen aus Chrysotil und Kluft-Antigorit durchziehen regellos das Gestein, das in kleinen Zwischenpartien an ein ehemaliges Maschengefüge erinnert. Zusätzlich zu den vielen Adern machen Talk, Dolomit und Calcit diesen Serpentinit besonders verwitterungsanfällig. Die Mineralverteilung hier ist etwa: Antigorit (50%), Chrysotil (35%), Dolomit, Calcit (10%), Talk (2%), Erz (3%). Im unteren Teil des Aufschlusses sind einige grössere sehenswerte Antigoritadern zu finden.

#### 5. *Manganvererzungen*

Verschiedene Aufschlüsse von Manganvererzungen wurden von der Exkursion im weiteren Verlauf besichtigt.

Diese Manganlinsen in der Gegend Furtschellas-Grialetsch können in zwei grosse Gruppen unterteilt werden: die karbonatreichen Paragenesen (mit den Hauptkomponenten Rhodochrosit, Pyroxmangit, Tephroit, Spessartin, seltener Sonolit, Alleghanyit oder Friedelit) und die karbonatarmen Paragenesen (mit den Hauptkomponenten Rhodonit, Mn-Amphibol, Mn-Ägirinaugit, Spessartin und Albit). In der nachstehenden Tabelle sind die Resultate der bisherigen Untersuchungen zusammengestellt. Man vergleiche auch TROMMSDORFF et al. (1970 und 1975) und PETERS et al. (1980).

#### 6. *Grialetsch-Furtschellas-Grat:*

*Serpentinit, Diabas, Platta-Gabbro (Koord. 780.880/142.850), 2758 m*

Über den Blockgletscher der Furtschellas und eine grosse Diabas-Schutthalde führt der Weg auf den Grat, Pt. 2758. Anders als bei STAUB (1915) und DIETRICH (1971) wird nun die Gesteinsserie des Furtschellas-Grialetsch-Grates als ursprünglich grosse Serpentinitmasse gedeutet, in die nacheinander Gabbro und Diabas intrudierten. Als Folge wurde den Serpentiniten  $\text{SiO}_2$  zugeführt, und es entstanden Magnetit-Antigorit-Chlorit-Talk-Schiefer. Die erste Intrusivgeneration, Metagabbros, sind lokal um Pt. 2758 konzentriert und bestehen aus folgenden Mineralien: Albit, Hornblende, Epidot, Chlorit, Aktinolith, Pyroxenrelikte, Calcit, Titanit, grüner Biotit, Apatit, Zirkon. Die zweite Intrusivgeneration tritt auf als schmale (max. 0.5 m), feinkörnige Diabase in den Metagabbros und als bis 5 m breite,

Tabelle: *Bisher gefundene Mangan-Mineraler aus der Gegend Furtschellas–Grialetsch.*

	<u>Farbe</u>	<u>Bemerkungen</u>	<u>Koexistierende Phasen</u>
Rhodochrosit $\text{MnCO}_3$	blass rosa bis grau rosa	nie ganz rein, meist mit Ca, Mg und Fe	koexistiert mit allen beobachteten Phasen
Manganocalcit $(\text{Ca}, \text{Mn})\text{CO}_3$	grau	grobkörnig in Rhodo- chrosit und Quarz eingebettet	Quarz, Rhodochrosit
Rhodonit $\text{MnSiO}_3$	rosa	meist grobkörnig. z.T. Umwandlungen in ein Serpentinähnli- ches Mineral (Pyro- smalit (?))	Quarz, Spessartin, Rhodo- chrosit, Braunit, Mn-amphi- bol, (Pyroxmangit, Tephroit, Sonolit, Pyrosmalit (?))
Pyroxmangit $\text{MnSiO}_3$	violett-rosa	meist feinkörnig	Tephroit, Rhodochrosit, Spessartin, Mn-Glimmer, (Rhodonit, Sonolit)
Tephroit $\text{Mn}_2\text{SiO}_4$	grau-grün		Rhodochrosit Spessartin, Sonolit, Mn-Amphibol, Pyroxmangit, Mn-Glimmer (Rhodonit, Hausmannit)
Sonolit $\text{Mn}_9\text{Si}_4\text{O}_{16}(\text{OH}, \text{Cl})_2$	rötlich braun bis dunkel braun		Tephroit, Rhodochrosit, Mn-Glimmer, (Spessartin, pyroxmangit, Hausmannit)
Alleghanyit $\text{Mn}_5\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH}, \text{Cl})_2$	grau-rot bis rötl.-violett	rundliche Körner in Rhodochrosit	Rhodochrosit, Hausmannit
Friedelit $\text{Mn}_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$	rötlich braun bis mahagony- braun	sehr feinkörnig. nur in einem Hand- stück nachgewiesen.	Pyroxmangit, Mn-Glimmer Rhodochrosit
Pyrosmalit (?) $(\text{Fe}, \text{Mn})_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH}, \text{Cl})_{10}$	rot braun	nicht sicher nachge- wiesen !	Spessartin, Rhodochrosit, (Rhodonit)
Braunit $\text{Mn}_7\text{SiO}_{12}$	opak	meist massig	Quarz, Rhodonit, Spessartin, (Rhodochrosit)
Hausmannit $\text{Mn}_3\text{O}_4$	opak	meist rundliche Einsprenglinge	Rhodochrosit, Tephroit, Sonolit, Alleghanyit.
Spessartin $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	gelb oder gelblich braun		Quarz, Braunit, Tephroit, Sonolit, Rhodonit, Pyrox- mangit, Mn-Amphibol, Mn- Glimmer, Mn-Aegirinaugit
Mn-Aegirinaugit	gelb-braun		Quarz, Albit, Mn-Amphibol, Spessartin, Mn-Glimmer
Mn-führender Amphibol	weiss oder goldgelb bis braun gelb	faserig, oft in Klüften im Rhodonit. Röntgen: Mischstrukt. zwischen Tremolit und Winchit. Identisches Röntgenbild wie der Nephrit von Furtschel- las	Spessartin, Rhodonit, Quarz, Mn-Aegirinaugit, (Rhodo- chrosit, Braunit)
Mn-Glimmer	dunkel rot- braun	Nach Röntgenanalyse ähnliche Struktur wie Ganophyllit. Optische unterschei- dung zwischen Mn- Glimmer und Mn-Stilp- nomelan kaum möglich.	Pyroxmangit, Rhodochrosit, Spessartin, Quarz, Mn- Aegirinaugit, Friedelit



grobporphyrische Gänge, mit feinkörniger Randfazies in den Serpentinitten. Diese Randfazies lässt sich entweder als Abkühlungsrand oder als strömungsbedingte Abreicherung von Plagioklas-PorphYROblasten, die in der Gangmitte konzentriert sind, erklären. Die Diabase weisen folgenden Mineralgehalt auf: Plagioklas (saussuritisiert), Hornblende, Epidot, Zoisit, Chlorit, Aktinolith, Clinopyroxen, Titanit, Ilmenit, Hämatit.

7. Grialetsch-Falte: Platta-Sedimente (Fig. 7)  
(Koord. 780.500/143.160) unterhalb Pt. 2694.1

Vom Grat hinunter, Richtung Fextal, gelangt man auf den Weg vom Lej Sgrischus nach Marmoré und diesem folgend zur Grialetsch-Westwand. Auffaltungen mit WNW-ESE streichender Faltenachse zeigen die junge ozeanische Serie des Oberpenninikums: Grünschiefer, Radiolarite und Kalkmarmore (Fig. 7). Gegen NNE setzt sich der Faltenbau bis in die Gegend von Ils Lejins fort, gegen SSE flacht er zu einem leicht undulierenden Plateau ab. An dieser Lokalität ist die tektonische Lage der Serpentinitt-Diabas-Masse über den Sedimenten gut erkennbar.

8. Oberhalb Marmoré: Fexer Schuppenzone (Gneis, Dolomit)  
(Koord. 779.775/143.425), 2230 m (Fig. 8)

Vom Weg hinunter nach Marmoré erkennt man in Blickrichtung ENE drei verschiedene Gneis-Schuppen aus der von STAUB (1915) und SEGER (1971) beschriebenen Fexer Schuppenzone. Getrennt sind diese drei Gneiszüge durch zwei Horizonte mit Kalkmarmoren und Dolomitboudins, die vom Standort aus gut zu erkennen sind (vgl. Fig. 8). Tektonisch gehören die Gneis-Schuppen zur Margna-

2 Profile über den Grialetschgrat

(R.Kündig, A.Stäubli 1981)

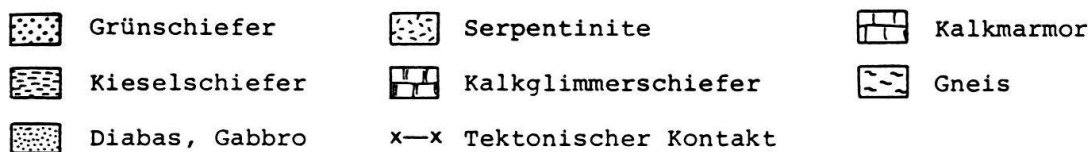
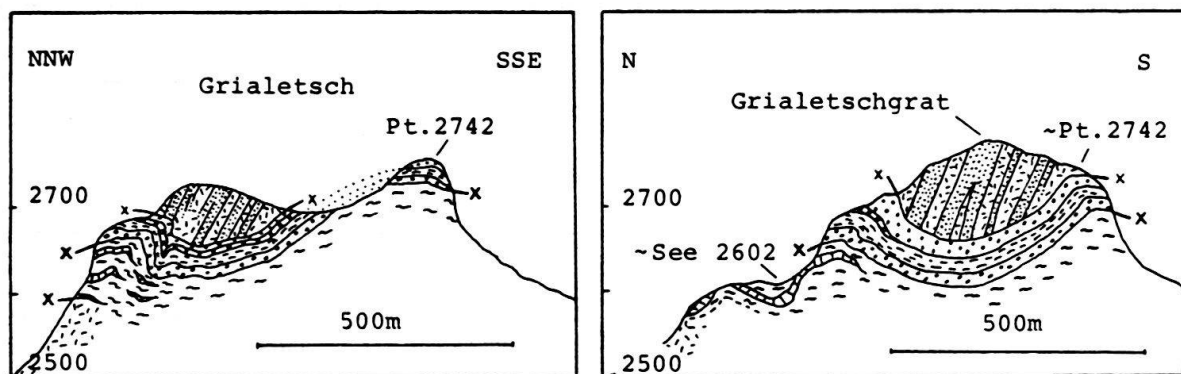


Fig. 7. Profile über den Grialetschgrat.

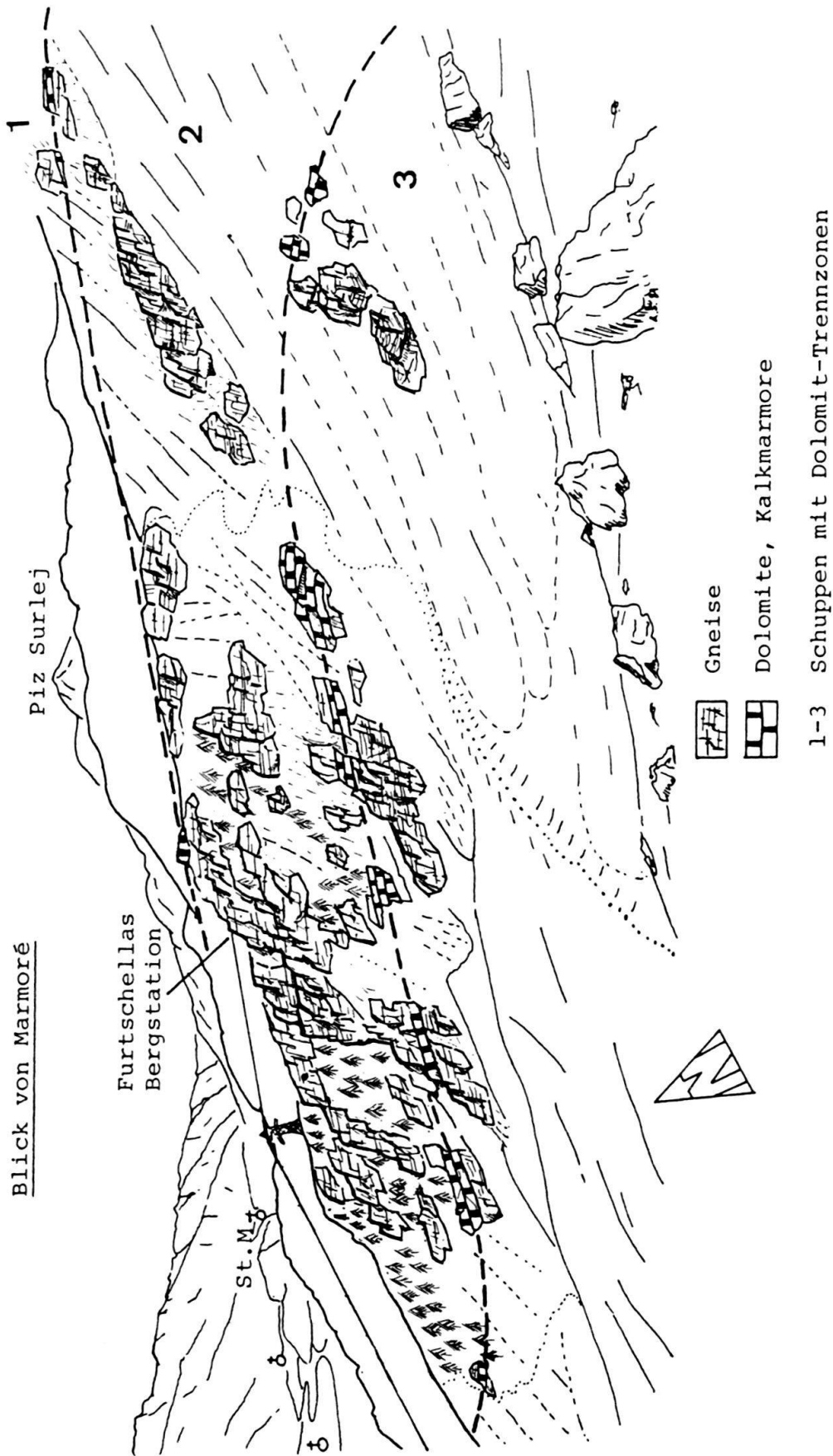


Fig. 8. Ansichtsskizze vom Grat Pt. 2300 ob Marmoré gegen Nordosten (Alp Munt).

Decke. Sie lassen sich nach Nordosten bis gegen Prugnieu-Ils Homins verfolgen, wo sie unter der Platta-Decke verschwinden.

Bemerkenswert beim Abstieg nach Sils Maria ist auf Marmoré (Koord. 779.500/143.540) die eigenartige Beziehung zwischen Blockschutt und glazial überprägter Topographie. Spätwürmeiszeitliches Taleis bewirkte hier einen deutlichen Stau des Blockschuttes (steile Stirnpartie). Weitere Zeugen der damaligen Vergletscherung mit Bewegung gegen Südwesten bilden die vielen erratischen Gesteine aus Bernina-Material (Diorit), welche man bis hinunter nach Sils Maria findet. Der Weg dorthin führt nun hauptsächlich über relativ eintönige Kalkmarmore und Kieselschiefer.

Donnerstag, 24. September 1981

### **Bergell-Ostrand**

*Route:* Maloja–Lej da Cavlocc–Plancanin–Val Forno und zurück (Leitung: P. NIEVERGELT; V. TROMMSDORFF)

Neue Erkenntnisse aus den Arbeiten der letzten Jahre haben Wesentliches zur Klärung der geologischen Geschichte am Ostrand des Bergells beigetragen. Zum Studium der Bergeller Intrusion sowie von Ausmass und Ausbildung der Kontaktmetamorphose in der lithologisch vielfältigen Forno-Serie führte die Exkursion von Maloja in die Val Forno (Fig. 9). Eine kurze Einführung in die regionale Geologie findet man in TRÜMPY & TROMMSDORFF (1980, S. 244–246).

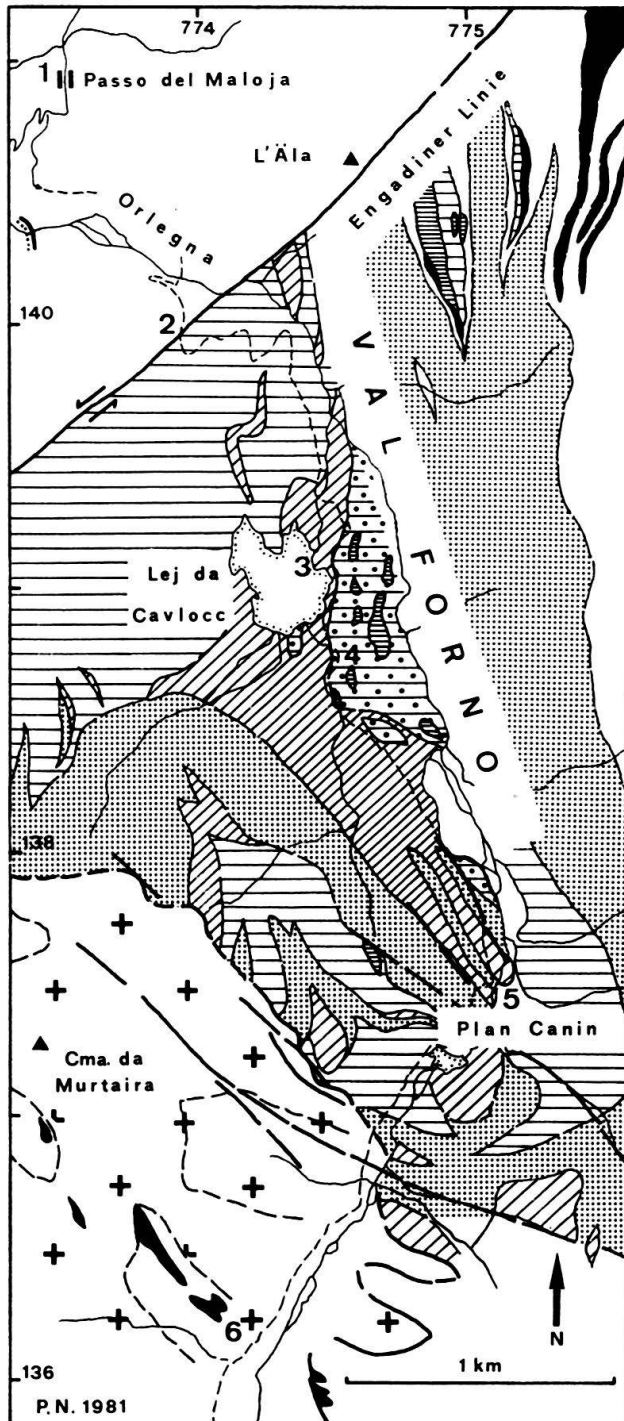
#### *1. Maloja, Aussichtspunkt auf Felskanzel bei Hotel Kulm, Pt. 1805*

In der Val Maroz im Westen zieht Mesozoikum der Suretta-Decke – die Averser Bündnerschiefer mit mächtigen Tufflagen – unter die Grünschiefermasse des Piz Lizun. Im Norden folgt darüber das Maloja-Kristallin der Margna-Decke mit eingeschuppter Trias um den Piz Lunghin. Vom Gipfel gegen Osten treten Ophiolithe und Sedimente der stark ausgedünnten Platta-Decke konform im regional ausgeprägten nordöstlichen Einfallen bis an den Silsersee auf, wo sie bei Crap da Chüern das Mesozoikum der Margna-Decke in der Blaunca-Schuppe überlagern. Zuoberst ist die spektakuläre Überschiebung der unterostalpinen Err- und Julier-Decken mit den Kristallingipfeln des Piz Grevasalvas, des Piz Marterdell und des Piz Lagrev auf das Penninikum sichtbar (Fig. 1).

Südlich der Engadiner Linie treten Kristallin, Trias und Bündnerschiefer der Suretta-Decke direkt an die Bergeller Intrusion. Die Forno-Serie als Äquivalent der Lizun-Grünschiefer liegt fast ausschliesslich innerhalb der Kontaktaureole. Die an der Basis des Piz de la Margna auftretende Verschuppung wird an der Engadiner Linie abgeschnitten.

Am Aussichtspunkt stehen metagranitoide Augengneise (Maloja-Gneise) an, die zwischen L'Aela und Piz Lunghin die Hauptmasse bilden und von Glimmerschiefern und Phylliten umhüllt werden. Diese alten Metasedimente führen alpinen Stilpnomelan, aber nie Biotit. Nach E. Jäger geben die Phengite und Muscovite der Gneise ein Rb–Sr-Alter von  $103 \pm 5$  und  $235 \pm 10$  my, wobei die Phengite auf eine

frühalpiner deformationsbetonte Metamorphose hindeuten. Die jüngste Talentwicklung führte zur Abtrennung der Val Maroz vom Oberengadin und zur Umlenkung der früheren Innzuflüsse durch die stärkere Erosion der Mera. Die spätglaziale Fliessrichtung der Gletscher von einer Scheitellinie bei St. Moritz westwärts zeigt sich an den Erratikern von Bernina-Intrusiva und permischen Brekzien in den Bergeller Moränen (STAUB 1950-1952). Maloja selber liegt zum grossen Teil auf Stirnmoänen.





### Geologische Karte des Bergeller Nordostrandes






z. T. nach Gyr(1967) und Staub(1946)  
Forno Serie nach Ferrario&Montrasio(1976)

#### Legende

##### MARGNA DECKE

-  prätriadische Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite und Amphibolite
-  Trias: Dolomit- u. Kalkmarmor, Quarzit

##### FORNO SERIE (meist kontaktmetamorph)

-  Amphibolit mit Quarzitlagen
-  grobporphyrischer Amphibolit
-  Ultrabasilinse
-  Metasandstein mit Kalklagen (z.g.T. Diopsid-Plagioklas-Quarzschiefer)
-  Metapelitschiefer (z.g.T. Andalusit-Granat-Biotitschiefer)

##### BERGELLER MASSIV







-  Granodiorit
-  reich an Nebengesteinsschollen
-  SURETTA-Trias: Quarzit, Marmor u. Kalksilikafels
-  Bruch, Murettostörungszone
-  Grenze vermutet
-  Route mit Aufschluss Nr.

Fig. 9. Geologische Karte des Bergell-Ostrand.

### 2. Engadiner Linie (Koord. 773.950/139.900)

Nach Überquerung der Orlegna findet man in den Glimmerschiefern Lagen von retrograd überprägten Granat-Amphiboliten mit Albit und Aktinolithrändern um Hornblende. Diese Serie degradiert zu SW-NE geschleppten diaphtoritischen Phylliten.

Die morphologisch markante Engadiner Linie ist nicht direkt aufgeschlossen, besteht aus einer 10–20 m breiten, komplexen Störungszone und verläuft hier vertikal. Der Bewegungsablauf ist noch unklar; der Versetzungsbetrag für eine reine sinistrale Verschiebung kann mit etwa 4–6 km angegeben werden, doch ist auch mit einer beträchtlichen Vertikalkomponente zu rechnen. Obwohl sich die Strukturen, die Lithologie und der Metamorphosegrad hier merklich ändern, wurde die Existenz der Engadiner Linie erst Ende der 1950er Jahre von Schweizer Geologen akzeptiert. Da die Kontaktaureole abgeschnitten wird, ist das Alter der Linie post-Oberoligozän (vgl. auch GANSSER & GYR 1964; GYR 1967; TRÜMPY 1977; WENK 1979).

Der Felsriegel am Ausgang der Val Forno wird von kontaktmetamorph in Amphibolitfazies überprägten Grünschiefern aufgebaut, die zuerst noch stark geschleppt sind und retrograden Chlorit, Albit und Aktinolith aufweisen. Zur 2 km entfernten Intrusionsgrenze hin steigt der Metamorphosegrad kontinuierlich mit Andesin/Labradorit und edenitreichem Amphibol (CORNELIUS 1915; GAUTSCHI 1980). Grössere Amphibolitpakete sind gegen die Orlegna und gegen Norden versackt.

### 3. Metapelite, Ostseite Lej da Cavlocc (Koord. 774.500/139.100)

Metapelite bilden zusammen mit Silikatmarmoren und Kalksilikatfelsen die interessantesten Gesteine im nördlichen Teil der Kontaktaureole. Erstere wurden von STAUB (1918) als Kinzigite bezeichnet und zusammen mit Ultrabasit, Amphibolit und Murettoquarzit (Diopsid-Plagioklas-Quarz-Schiefer) zur angeblich prätriasch hochgradig metamorphosierten tieferen Fedoz-Serie gerechnet. FERRARIO & MONTRASIO (1976) konnten aber aufgrund detaillierter Studien am Monte del Forno zeigen, dass die Gesteinsassoziation Ultrabasit-Amphibolit (Pillowlaven)-Quarzit (Radiolaritäquivalent?)-Mn-Vererzung mit mesozoischen Ophiolithen vergleichbar ist. Sie haben diese Serie mit den sicher stratigraphisch dazugehörenden Metapeliten und Murettoquarziten in der Forno-Serie zusammengefasst und von der Margna-Decke abgetrennt. Mit dem Alter der Amphibolitfazies-Metamorphose war allerdings schon CORNELIUS (1915, 1925) nicht einverstanden, hat er doch die *kontaktmetamorphe* Entstehung der Andalusit-Granat-Biotit-Schiefer exemplarisch mit stichhaltigen Argumenten belegen können, was STAUB nie akzeptierte. Die von CORNELIUS angegebene Kontaktzone von etwa 2 km Breite wird von TROMMSDORFF & EVANS (1972), WENK et al. (1974), GAUTSCHI (1980) und NIEVERGELT (1982) vollauf bestätigt. Die Zunahme der Metamorphose in den Metapeliten ist von Auge gut sichtbar. Die Mineralneubildungen sind postkinematisch in bezug auf Deckenbewegung und Verschuppung sowie Schieferung und Crenulation. Sie sind bloss lokal leicht geschiefert und an der Engadiner Linie und an der verzweigten Muretto-Störung stärker deformiert.

Südwestlich von L'Aela sind kürzlich Granat-Chloritoid-Muscovit-Schiefer (wieder?) gefunden worden. Hier beobachtet man ab und zu das erste Auftreten kleiner Biotit- und Andalusitkristalle, die eine alte Schieferung (stofflich durch Erze, Orthit, Zirkon und Titanit sowie rotiertem Granatkern definiert) überwachsen.

Die nächsten Aufschlüsse westlich der Orlegna zeigen aber bereits die weitverbreitete Paragenese Andalusit-Granat-Biotit, wobei am Lej da Cavlocc in der imposanten Rundhöckerlandschaft sehr schön der klare Anwachsrand (bis  $\text{Alm}_{74}\text{Gross}_{3}\text{Pyr}_{8}\text{Spess}_{15}$ ) über altem Granatkern (mit  $\text{Alm}_{43}\text{Gross}_{17}\text{Pyr}_{2}\text{Spess}_{38}$ ) und Andalusitporphyroblasten mit helizitisch überwachsener Crenulation zu sehen sind. Vereinzelt ist auch Staurolith im Andalusit eingeschlossen.

Etwa 500 m vom Kontakt tritt mit grösserem Anteil an Oligoklas/Andesin ab und zu die Assoziation Cordierit-Plagioklas-Biotit auf. Gegen den Kontakt hin werden die Granate aufgelöst, was vorzugsweise entlang von Rissen mit der Aus-höhlung des Kerns beginnt, so dass nachher Relikte als Atoll-Granate vorliegen. Ab 300 m Kontaktstanz setzt Fibrolith- und ab 200 m prismatische Sillimanit- sowie Myrmekitbildung ein. Sillimanit in den Gesteinen beim Lej da Cavlocc, wie im Geologischen Führer (STAUB 1934; TROMMSDORFF & DIETRICH 1980) beschrieben, kann nicht mehr bestätigt werden. Ab etwa 50 m sind in quarzfreien Proben z.T. Korund und aus Zn-haltigem Staurolith entstandener Hercynit (Spinell, hier mit etwa 7% ZnO) zu finden. Dies vor allem dort, wo die bis 1 mm grossen Korundkristalle vor späterer Retromorphose durch einen Biotitsaum geschützt werden. Die Reaktion Muscovit  $\rightarrow$  Kalifeldspat + Korund ist westlich der Cima da Murtaira abgelaufen. Letzte Zweifel am Alter der Andalusite können beseitigt werden anhand einer Probe aus dem obersten Lavinair Crusc. Hier sind früh (aber nicht höchstgradig?) gebildeter Korund und Hercynit von Andalusit-Porphyroblasten überwachsen, welche ihrerseits durch die Reaktion Quarz + Muscovit  $\rightarrow$  Kalifeldspat + Andalusit (später auch Sillimanit) abgelöst werden. Ganz zum Schluss erfolgte die Kristallisation von reinem Kalifeldspat in Rissen und Adern. Am Kontakt ist deshalb eine Temperatur von sicher über etwa 620 °C erreicht worden. Bei der Abkühlung hat sich bei Fluidzufuhr oft eine retrograde Serizitisierung eingestellt.

Die letztgenannten Paragenesen sind nur in wenigen Proben gefunden worden, während die Andalusit-Granat-Biotit-Schiefer noch am Kontakt und sogar als exogene Xenolithe im Granodiorit auftreten.

#### *4. Ultrabasis-Linse in porphyrischem Amphibolit (Koord. 774.550/138.700)*

Amphibolite mit altem, scheinbar grobporphyrischem Plagioklas können kurz vor Lej da Cavlocc, beim Restaurant und hinter der Alp da Cavlocc studiert werden. Die über 1 cm grossen, ursprünglich magmatischen Plagioklase sind jetzt meist in eine Vielzahl kleiner Kristalle innerhalb der alten Umrisse zerfallen. Von Auge ist oft der dunkelgrüne Anwachsrand auf hellem aktinolithischem Amphibolkern sichtbar. Trotz z.T. starker Schieferung und Verwalzung ist dieses Gestein in gut erhaltenen Partien dem Gefüge nach mit den Amphibol-Plagioklas-Porphyrinen des Grialetschgebietes zu vergleichen.

Grössere grobporphyroblastische Ultrabasit-Linsen mit Talk und Tremolit am Rand treten vor allem in diesen Amphiboliten auf. Sie bestehen aus dunklem Olivin, gelblich anwitterndem Talk, Antigorit sowie Nestern und Lagen von Tremolit. Diese Paragenese findet sich auch noch 400 m vom Kontakt entfernt. Anthophyllit, Mg-Cummingtonit und Enstatit treten erst in unmittelbarer Kontaktnähe in der Val Forno auf. Ein Vorkommen nordwestlich von Piz Margneta ist ein reiner Antigoritserpentin. Retrograde Erscheinungen finden sich sehr häufig, was sich in der Serpentinisierung von Olivin und der Chloritisierung von Antigorit und Talk äussert.

*5. Murettoquarzit–Metapelit–Übergang, Plan Canin  
(Koord. 775.100/137.500)*

Auf dem Weg nach Plan Canin fallen gelblich anwitternde karbonatreiche Lagen im «Murettoquarzit» auf. Letzterer bestand ursprünglich aus einer Abfolge von z. T. karbonathaltigem Quarzsandstein (mit orthit-, zirkon- und kalifeldspatreichem Detritus, vermutlich kontinentalen Ursprungs) sowie von wenigen Kalk- und Tonlagen. Jetzt ist die noch deutlich geschichtete Serie in Diopsid–Plagioklas–Quarz–Schiefer, Marmor- und Metapelitlagen umgewandelt. Der untere Teil der Gebirgskette von Piz de la Margna zu Piz Fedoz wird aus dieser isoklinal verfalteten Serie aufgebaut. Östlich von Lej da Cavlocc fällt die helle unterste Partie besonders auf, wo erstmals kontaktmetamorpher Diopsid auftritt. Weiter gegen Nordosten findet man nur Aktinolith und etwas Biotit. Der Diopsid zeigt Siebstruktur und weist randlich einen Aktinolithsaum auf. Im Aufschluss beim Holzsteg über die Orlegna zum Murettopass kann die Lithologie und der stratigraphische Übergang zu den Metapeliten studiert werden.

Bei Plan Canin ist die «Muretto-Antiform» auf der östlichen Talseite gut sichtbar. Die in Figur 9 nordöstlich der Cima da Murtaira gezeichneten Formationsgrenzen suggerieren einen Zusammenhang mit der Aufwölbung: das ist aber reiner Zufall. In Kontaktnähe fallen die diskordanten Aplitscharen und kleinen Granitstöcke auf. Hier lässt sich auch eine deutliche Auffächerung der Murettostörung erkennen. Das Störungssystem entstand nach der Intrusion und ist charakterisiert durch die Ausbildung einer eisenschüssigen, mit hydrothermalelem Calcit und Quarz verkitteten Bruchbrekzie.

*6. Schollen von Gesteinen der Suretta-Decke im Granodiorit  
(Koord. 774.100/136.250)*

In der Westflanke der Val Forno ist eine steilstehende NW–SE streichende Gneis- und Sedimentserie aufgeschlossen, welche der Suretta-Decke zuzuordnen ist (GYR 1967, STAUB 1918). Die vollständig im Bergeller Granodiorit schwimmende Serie lässt sich bis zur Cima da Murtaira verfolgen und tritt dann wieder im Lavinair Crusc auf. Gegen Südosten zieht die Serie über die Cima di Vazzeda ins Val Malenco und begleitet dann den Bergeller Tonalit entlang seinem Südrand. Im Südteil des Profils finden sich gute Aufschlüsse von Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisen und cordierit- sowie sillimanitführenden Metapeliten (vgl. WENK et al. 1974). Der Übergang in Trias gegen Norden ist durch plattige Quarzite gekennzeichnet. Es

folgen hochmetamorphe, magnesiumreiche Marmore (wahrscheinlich Trias) mit Olivin, Humitmineralien, Spinell und Brucit. Sie werden von späten metasomatischen Adern durchschlagen, welche einen zonaren Bau aufweisen und reich an Tremolit/Aktinolith sind. Wahrscheinlich metamorphe Bündnerschiefer sind durch Kalksilikatfelse vertreten, mit wollastonit-, diopsid-, epidot-, granat- und vesuvianreichen Lagen sowie Diopsid-Plagioklas-Hornblende-Lagen. Sämtliche Intrusivgesteine, von denen hier vier Generationen auftreten, durchschlagen die Surettaserie: grobkörniger porphyrischer Granodiorit (sog. «Bergeller Granit»), dessen feinkörnige Randfazies sowie Aplit- und Pegmatitgänge. In den Aufschlüssen lassen sich die meisten der Kontaktbeziehungen studieren, wie sie von DRESCHER-KADEN (1940) aus dem Gebiet der Forno- und Hütte beschrieben wurden. Ohne DRESCHERS Interpretationen zu folgen, sei hier doch auf die ausgezeichneten Beschreibungen dieses Autors verwiesen.

#### LITERATURVERZEICHNIS

- CORNELIUS, H.P. (1915): *Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgrazia-Massivs.* – Geol. Rdsch. 6, 166–177.
- (1925): *Über einige Gesteine der Fedozserie aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen).* – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. 52/A, 1–50.
- (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe, 1. Teil. Das Baumaterial und Petrographie.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70.
- (1950): *Geologie der Err-Julier-Gruppe, 2. Teil. Der Gebirgsbau.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70.
- DIETRICH, D. (1971): *Die Ophiolithe am Piz Corvatsch.* – Diplomarb. Univ. Zürich (unveröff.).
- DIETRICH, V. (1969): *Die Ophiolithe des Oberhalbsteins und das Ophiolithmaterial der Schweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich.* – Europ. Hochschulschr. Ser. XVII Bd. 1.
- DRESCHER-KADEN, F.K. (1940): *Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit.* – Chemie d. Erde 12, 304–417.
- ESCHER, A., & STUDER, B. (1839): *Geologische Beschreibung von Mittelbünden.* – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. II.
- FERRARIO, A., & MONTRASIO, A. (1976): *Manganese ore deposit of Monte del Forno. Its stratigraphic and structural implications.* – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/2, 377–386.
- FINGER, W. (1978): *Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien.* – Diss. ETH Zürich.
- GANSSER, A., & GYR, T. (1964): *Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion.* – Eclogae geol. Helv. 57, 577–598.
- GAUTSCHI, A. (1980): *Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes.* – Diss. ETH Zürich.
- GYR, T. (1967): *Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs.* – Diss. ETH Zürich.
- PETERS, T.J., TROMMSDORFF, V., & SOMMERAUER, J. (1980): *Progressive Metamorphism of Manganese Carbonates and cherts in the Alps.* – Geol. and Geochem. of Manganese 1, 271–283.
- RÖSLI, F. (1944): *Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden.* – Eclogae geol. Helv. 37, 355–384.
- SEGER, F. (1971): *Geologische Untersuchungen in der Fexer Schuppenzone zwischen Sils-Maria und Fex-Curtins.* – Diplomarb. Univ. Zürich (unveröff.).
- STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich 60/1–2, 61–221.
- (1916): *Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich 61/3–4, 324–405.
- (1918): *Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich 62, 349–370.
- (1934): *Exkursion Nr. 98, Silsersee-Bergeller Massiv.* – Geol. Führer der Schweiz 14, 1112–1123.



- (1946): *Geologische Karte der Berninagruppe 1:50000. Spez. Karte 118.* – Schweiz. geol. Komm.
- (1950–1952): *Der Pass von Maloja. Seine Geschichte und Gestaltung.* – Jber. natf. Ges. Graubünden 83, 3–84.
- TROMMSDORFF, V., & EVANS, B. (1972): *Progressive metamorphism of antigorite schists in the Bergell tonalite aureole (Italy).* – Amer. J. Sci. 272, 423–437.
- TROMMSDORFF, V., & DIETRICH, V. (1980): *Alpine metamorphism in a cross-section between the Rhine and Valtellina valleys.* In: *Geology of Switzerland* (Excursion VII, p.317–334). – Wepf & Co., Basel.
- TROMMSDORFF, V., PETERS, T.J., & BUCHER, K. (1975): *Exkursion der Schweiz. mineral. petrogr. Ges. Bernina–Malenco–Bergell Ostrand.* – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55/3, 589–600.
- TROMMSDORFF, V., SCHWANDER, H., & PETERS, T.J. (1970): *Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier–Bernina-Gebietes.* – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50/3, 539–546.
- TRÜMPY, R. (1977): *The Engadine Line: A sinistral wrench fault in the Central Alps.* – Mem. geol. Soc. China 2, 1–12.
- TRÜMPY, R., & TROMMSDORFF, V. (1980): *Alps of Eastern Switzerland.* In: *Geology of Switzerland* (Excursion IV, p.211–260). – Wepf & Co., Basel.
- WENK, H.R. (1979): *An albite–anorthite assemblage in low-grade amphibolite facies rocks.* – Amer. Mineralogist 64, 1294–1299.
- WENK, H.R., WENK, E., & WALLACE, J.H. (1974): *Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps.* – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 505–554.