

Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters (11.-14. September 1989)

Autor(en): **Maggetti, M. / Flisch, M. / Bollin, R.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **70 (1990)**

Heft 1

PDF erstellt am: **07.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-53610>

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.

Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters (11.–14. September 1989)

von M. Maggetti¹, M. Flisch² und R. Bollin¹

Abstract

1st day:

Polymetamorphic basement and tectonic evolution of the Silvretta nappe

- Northern margin of the Silvretta nappe
- Ordovician augengneisses with Variscan deformation and metamorphism (Geochemistry, dating)
- Paragneisses: Variscan and Alpine deformation and metamorphism
- Tholeiitic dykes (diabases): Geochemistry and Alpine metamorphism
- Petrology and structural evolution of eclogites and retrograded eclogites

2nd day:

Preordovician magmatism and Pseudotachylites

- Geology of the Val Tuoi
- Contact between the Penninic sediments of the Engadine window and the Austroalpine Silvretta nappe
- Petrology, geochemistry and ages of the "older orthogneisses" (metagabbros, metadiorites, metatonalites, metagranites)
- Tourmaline-bearing metapegmatites
- Genesis of the pseudotachylytes

3rd day

Western margin of the Engadine window

- Geology of the Val Urezzas
- Tectonic and sedimentary evolution of the Penninic sediments from the Engadine window (Valmala unit, Tasnallysch, Arosa zone)
- Weak Alpine metamorphism
- Contact to the Silvretta nappe
- Pseudotachylytes

Keywords: Silvretta nappe, Engadine window, tectonic evolution, magmatism, Alpine metamorphism, Variscan deformation, eclogite, pseudotachylyte, Penninic sediments, Austroalpine.

Führung:

R. Bollin, Freiburg
M. Flisch, Bern
P. Hayoz, Freiburg
M. Helfer, Freiburg
B. Hellermann, Freiburg
M. Maggetti, Freiburg
H.-U. Schmutz, Fehraltorf

Teilnehmer:

D. Aeby, Freiburg
P. Bischofberger, Ennenda
K. Gähler, Zürich
K. Gherase, Bukarest
J. Hellermann, Mainz
A. Monney, Freiburg
B. Müller, Bern

M. Schafer, Lausanne
H. Strohbach, Trin
M. Thalmann, Freiburg

¹ Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität, Pérolles, CH-1700 Freiburg.

² Labor für Isotopengeologie, Universität Bern, Erlachstrasse 9a, CH-3012 Bern.

Exkursionsführer

1. Einführung (M. Maggetti)

Die SMPG besucht nach 1951 (WENK und STRECKEISEN) und 1966 (STRECKEISEN et al.) zum dritten Male die Silvretta. Es ist klar, dass im Rahmen einer dreitägigen Exkursion nicht alle Gesteinstypen und die damit verknüpften Probleme vorgestellt und diskutiert werden können. Aus diesem Grunde sollen nur die *Schwerpunkte* der laufenden Forschungen präsentiert werden, die das bisherige Bild der Prägung des Silvretta-Kristallins in wesentlichen Teilen ergänzen bzw. korrigieren. Dabei geht es um Gesteinstypen wie die Eklogite, ältere Orthogneise, Augengneise, Diabase, Pseudotachylite, um die variszische und alpine Deformation und Kristallisation sowie die Neukartierung des W-Randes des Unterengadiner Fensters.

Die *oberostalpine Silvrettadecke* umfasst insgesamt 1600 km² Kristallin; davon befinden sich etwa 750 km² auf Schweizer Boden (Abb. 1, 2). Es handelt sich bei dieser Decke um einen, dem Gondwana zugehörigen, polymetamorphen Sokkel, der mindestens drei Metamorphosen erlitt (prävariszisch, variszisch, alpin). Während der alpinen Orogenese wurde er von seinem Untergrund abgeschert und nach Norden transportiert. Der allochthone Charakter dieser Grundgebirgsdecke ist z. B. am West- und Nordrand des penninischen Unterengadiner Fensters klar erkennbar. Hier ruht das variszisch amphibolitfaziell überprägte Silvretta-Kristallin über anchimetamorphen, kretazischen bis tertiären Sedimenten der Arosazone bzw. des Tasnaflyses (CADISCH, 1932, 1946, 1950; CADISCH et al., 1941, 1962; GÜRLER, 1982; WAIBEL, 1985; HAYOZ, 1988; BOLLIN, 1989). Für die Metabasite der zentralen Bereiche des Fensters haben LEIMSER und PURTSCHELLER (1980) maximal grünschieferfazielle Bedingungen (4–5 kb, ca. 350 °C) postuliert. In den nördlichen Teilen liegt die Basis der Silvrettadecke auf –1500 m (PAULCKE, 1913; TOLLMANN, 1977), am N-Rand des Engadiner Fensters hingegen auf +2600 m – eine Auswirkung der späten Aufwölbung des Fensters.

Die Silvretta besitzt, im Gegensatz zu den penninischen Decken, weder Stirnfalten noch Wurzelstiele. Auf den geologischen Karten lassen sich im Kristallin die charakteristischen U-förmigen Schlingen erkennen, die sich auch in anderen austroalpinen Einheiten (Ötztal, Seengebirge) wiederfinden. Mit diesem Argument wird eine Herkunft der Silvretta aus einer Region südlich der Jorio-Tonale-Linie postuliert.

Die *ursprüngliche sedimentäre Bedeckung* ist nur noch am Westrand der Silvretta, in den sogenannten Ducan- und Landwassermulden, erhalten (Abb. 1). Die detaillierte Bearbeitung dieser permischen und triadischen Sedimente durch EICHENBERGER (1986) führte zum Nachweis einer starken Extensionstektonik. Die Verfaltung und Zerschierung entlang der Extensionsbrüche erfolgte z. T. gleichzeitig. Beide Ereignisse sind, zusammen mit dem niedrigen Metamorphosegrad (Anchizone: DUNOYER DE SEGONZAC und BERNOULLI, 1976; GIGER, 1985) auf die Überlast einer höheren, heute nicht mehr erhaltenen tektonischen Einheit zurückzuführen.

Die *Erforschungsgeschichte* des schweizerischen Silvretta-Kristallins kann dreigeteilt werden. In der fast hundert Jahre langen Periode der Pioniere (1839–1928) lieferten BLUMENTHAL, CADISCH, DYHRENFURTH, ESCHER, ESCHER VON DER LINTH, EUGSTER, GRAMANN, GRUBENMANN, SPITZ, STUDER, TARNUZZER und THEOBALD wertvolle Erkenntnisse. In der viel kürzeren zweiten Forschungsperiode (1928–1940) erfolgte von der Basler Petrographenschule die grundlegende, detaillierte geologisch-petrographische Bearbeitung. BEARTH, SPAENHAUER, STRECKEISEN und WENK trugen ein umfassendes Wissen zusammen, dessen Frucht die geologischen Atlasblätter 1:25 000 Ardez, Scaletta und Zernez sind. Die petrographische Nomenklatur erfolgte dabei nach einem genetischen Konzept, das aber heute in dieser Form nicht mehr gültig ist.

Seit etwa 20 Jahren wird die Silvretta mit neuem Schwung untersucht; die Schwergewichte haben sich labormässig von der reinen petrographischen Beschreibung auf den Einsatz geochemischer, isotopengeochemischer oder mineralchemischer Methoden verlagert. Schlüsselbereiche des Kristallins werden im Rahmen von Diplomarbeiten und Dissertationen neu im Massstab 1:10 000 aufgenommen. Hierbei hat sich eine fruchtbare Zusammenarbeit zwischen der Berner Universität (ARNOLD, FLISCH, GIGER, GRAUERT, JÄGER, KRÄHENBÜHL, MERCOLLI, MÜLLER, OBERHÄNSLI, PASTEELS) und der Freiburger Alma Mater (BOLLIN, FRAPOLLI, GALETTI, HAYOZ, MAGGETTI, MICHAEL, THIERRIN, VON DER CRONE) ergeben.

Andere Autoren wie BERTLE, BRÖCKER, FRISCH, FUCHS, HOERNES, LAUBSCHER, MASCH, SCHMUTZ und THÖNI haben die Erkenntnisse beträchtlich erweitert.

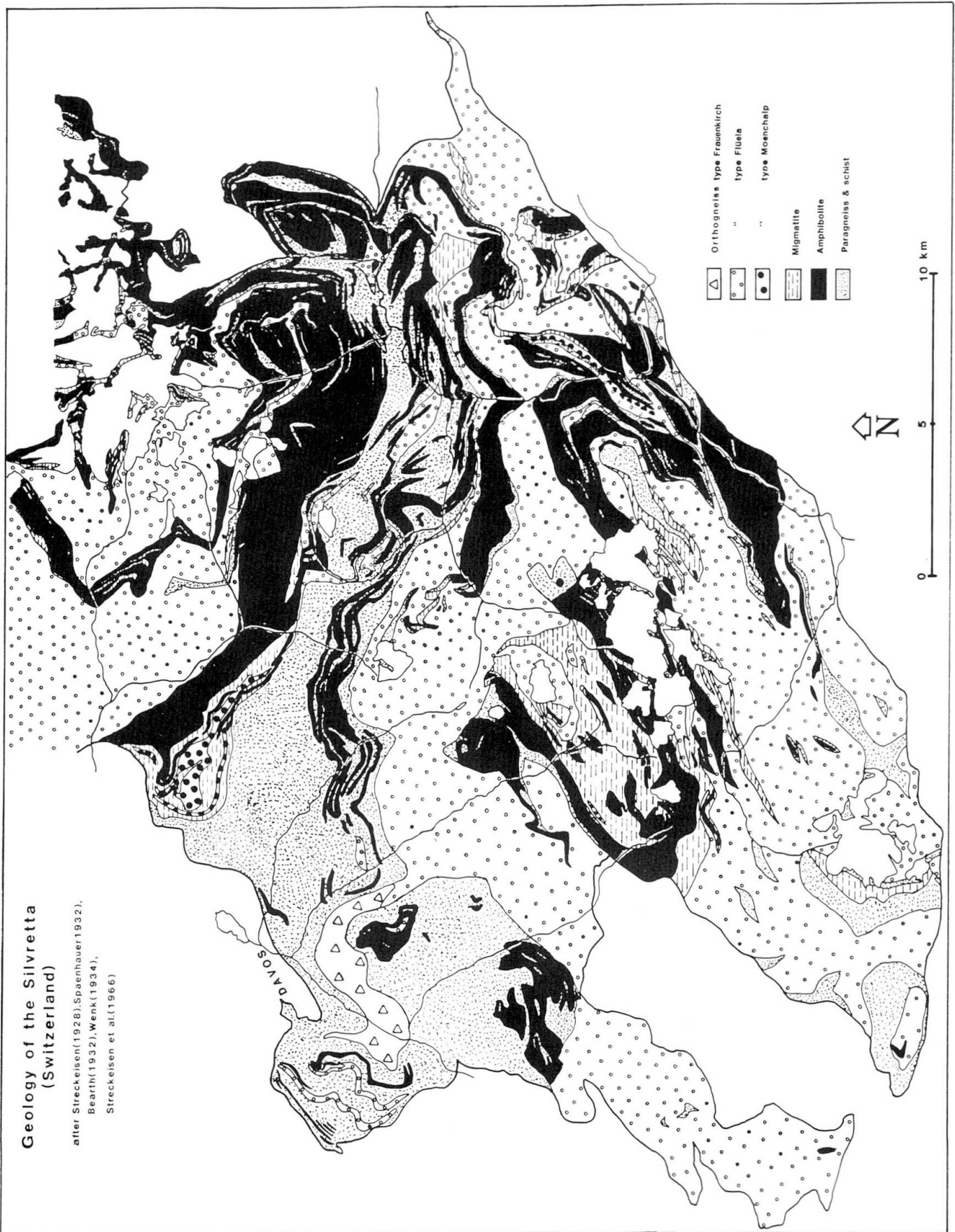


Abb. 2 Geologische Karte des schweizerischen Anteils der Silvretta.

2. Der Gesteinsinhalt des Silvretta-Kristallins (M. Maggetti)

2.1. DIE PARAGENE SERIE

Die Gesteine der paragenen Serie wurden von sehr vielen Autoren untersucht; die detaillierte Beschreibung stammt von STRECKEISEN (1928).

Die *Biotit-Plagioklasgneise* sind mengenmäßig der dominierende Typ. Ihre Zusammensetzung ist einfach: Biotit, Quarz, Plagioklas (An 20–35), ± Muscovit, Granat, Kalifeldspat.

Quarz- und feldspatreiche Partien können als sedimentäre Wechsellagerungen gedeutet werden. Quarzexsudate sind als Relikte einer vorvariszischen Metamorphose (= s1) zu deuten.

Alumosilikatgneise bzw. *-glimmerschiefer* sind ein weiteres charakteristisches Gestein der paragenen Serie. Sie enthalten, neben Biotit, Muskovit, Quarz und Plagioklas (An 20–30) mehrere Generationen von Staurolith, Disthen und Granat. Andalusit und Sillimanit sind jünger. Die Gesteine dokumentieren somit plurifazielle, wahrscheinlich sogar polymetamorphe Überprägungen. In diesem Gesteinstyp finden sich sehr oft post-deformative *Andalusit-Quarz-Knauern*.

Die Biotit-Plagioklasgneise und die Glimmerschiefer können zu *Plagioklas-Knotengneisen* bzw. *Plagioklas-Knotenschiefern* überführen. Der Plagioklas zeigt eine typische Siebstruktur mit vielen Einschlüssen und ist nach STRECKEISEN (1928) häufig invers zonar (Kern An 15–18, Saum An 22–25). Die Basler Schule hat diese Gesteine als Plagioklas-Blastite interpretiert (Kontaktwirkung der flüelagranitischen Magmen) und sie auf den geologischen Karten als «Mischgneise ohne wesentlichen Anteil an Orthomaterial» ausgeschieden.

In der paragenen Serie kommen untergeordnet noch Marmore, Quarzite, Kalksilikatfelse, Metatexte sowie spezielle Fleckengesteine (VON DER CRONE, 1989 a, b) vor.

2.2. DIE ORTHOGENE SERIE

2.2.1. Eklogite und Amphibolite

Echte *Eklogite* mit der Paragenese Omphazit + Granat (+ Quarz, ± Zoisit, Biotit, Rutil, Pyrit, Hellglimmer) wurden erst 1982 von THIERRIN nachgewiesen. Die Arbeiten von THIERRIN (1982, 1983), MAGGETTI und GALETTI (1984), MICHAEL (1985 a, b), MAGGETTI et al., (1987) sowie MAGGETTI und GALETTI (1988) zeigen die weite Verbreitung dieses Gesteinstyps.

Die Eklogite sind meist im dm-Bereich gebändert und selten verfaltete. Granatreiche Bänder wechseln mit zoisitreichen und anderen ab, die Omphazit und Granat zu gleichen Teilen enthalten. Eine Schieferung wird durch die bänderparallel eingeregelter Zoisite und Amphibolite angezeigt. Die metamorphe Überprägung dieser Gesteine ist polymetamorph und plurifaziell (MAGGETTI und GALETTI, 1988).

Die Eklogite gehen retrograd in *Amphibolite* über, die ca. 20% des Anstehenden (HEIM, 1922) ausmachen. Nach STRECKEISEN (1928) und FRAPOLLI (1975) sind mehrere Typen zu unterscheiden: Eklogitamphibolit (= symplektitischer Granatamphibolit), Granatamphibolit, Feldspatamphibolit, Epidotamphibolit, Biotitamphibolit, Strahlsteinschiefer.

Bänderamphibolite (Wechsellagerung von dunklen und leukokraten Anteilen im dm-Bereich) wurden von GRUBENMANN (1904), SPITZ und DYHRENFURTH (1914), ESCHER (1921), SPAENHAUER (1932) und BRÖCKER (1985) beschrieben.

2.2.2. Ältere Orthogneise

Unter dieser Bezeichnung gruppierte GRAUERT (1969) intermediäre bis granitische Gesteine, für die er aufgrund der Isotopenzusammensetzung und durch Vergleich mit ähnlichen Gesteinen des Ötztals und des Gotthardmassivs ein älteres Kristallisationsalter als die Augengneise forderte. Gabbroide Varianten wurden schon von SPAENHAUER (1932) beschrieben, während WENK (1934) quarzdioritische Gesteine in der Umgebung von Zernez kartierte.

Diese Gruppe umfasst nach den bisherigen Untersuchungen der Freiburger Petrographen ultramafische, gabbroide, intermediäre und granodioritisch-granitische Gesteine. In den massigen *Ultramafiten* mit Kumulatstrukturen ist die primär magmatische Paragenese Olivin + Orthopyroxen + Klinopyroxen ± Plagioklas, Ilmenit durch Serpentin + Chlorit + Talk + Cummingtonit + Aktinolith + Iddingsit + Magnetit + Granat + Saussurit ersetzt. Nach den Analysen von THIERRIN (1982) sind sie als Harzburgite anzusprechen.

Die *gabbroiden Gesteine* haben noch sehr oft ihr magmatisches Gefüge bewahrt, wenn auch die jetzige mineralogische Zusammensetzung nicht mehr gänzlich der ursprünglichen magmatischen entspricht. In den Noriten des Val Sarsura (SPAENHAUER, 1932; THIERRIN, 1982) sind Olivin + Orthopyroxen + Klinopyroxen + Ilmenit noch gut erhalten, wobei der Plagioklas total von

einem feinkörnigen Saussuritgranulat ersetzt ist. An anderen Stellen (VON DER CRONE, 1989a) sind auch die mafischen Bestandteile durch eine aktinolithische Hornblende ersetzt. Neben den massigen Typen gibt es Flasergabbros, deren magmatisch eingeregelter Hypersthene in Aktinolith umgewandelt sind. Die darin enthaltenen reliktschen Orthopyroxene und Olivine haben coronitische Granatsäume. Blastomylonitische granat-, disthen- und staurolithführende Varianten wurden von THIERRIN (1982) beschrieben. Derselbe Autor berichtet über Amphibolitschollen in den Gabbros.

Die intermediären *quarzdioritischen bis dioritischen* Typen sind am weitesten verbreitet. Es handelt sich um Hornblendegneise, sie wurden auch als solche mit einer Übersignatur auf dem Atlasblatt Ardez bezeichnet. Sie enthalten sehr oft dunkle, hornblendereichere, gelängte Einschlüsse. Wie GRAUERT (1969) dokumentieren konnte, intrudierten diese quarzdioritischen Magmen in ein schon verfaltetes, anatektisch mobilisiertes Grundgebirge und bildeten eine feinkörnige Abschreckzone. Seltener *tonalitisches bis granodioritisches* Varianten treten zusammen mit den Hornblendegneisen auf; sie enthalten aber meist Biotit anstelle von Hornblende. Granatführende Typen besitzen eine spezielle geochemische Zusammensetzung. VON DER CRONE (1989a) vertritt die Koexistenz von gabbroiden und granitischen Magmen. Bei letzteren handelt es sich um die sogenannten Granite bis Augengneise Typ *Mönchalp*, die von STRECKEISEN (1928) und WENK (1934) beschrieben wurden. Die massige Variante enthält sehr viele eckige Einschlüsse von Biotit-Plagioklasgneisen, Schiefen, Amphiboliten, retrograden Eklogiten und Fleckengesteinen. Einige Schollen zeigen noch Faltenstrukturen (VON DER CRONE, 1989a). Das Gestein enthält grosse Kristalle von Kalifeldspat, bläulichem Quarz, dicke schwarze Biotitpakete, graugrüne Pinitaggregate (= umgewandelter Cordierit) und weisse Plagioklasgranulate. Unter dem Mikroskop ist der Ersatz von älteren grossen Biotiten durch ein Haufwerk jüngerer und der Kornzerfall der Plagioklase sehr gut zu sehen. MAGGETTI berichtete 1986 von Proben des Val Barlasch über Granat-Coronas um Biotit, ein Phänomen, das VON DER CRONE (1989a) bestätigte. Nach WENK (1934) beträgt die modale Zusammensetzung (in Vol.-%): Quarz 30, Kalifeldspat + Plagioklas 50, Biotit 15, Hellglimmer 5.

Ein anderer granitischer Typ ist der sogenannte *Rotbüelgranit* (FLISCH, 1981, 1987), der auch sehr viele Schollen enthält und muscovitführend ist.

2.2.3. Jüngere Orthogneise

In diesen Gesteinen sind, mit Ausnahme der Pegmatite, keine magmatischen Gefüge mehr erhalten. Bei den sehr seltenen Einschlüssen handelt es sich um feinkörnige Linsen von Biotit-Plagioklas-Gneisen.

Folgende *kartierbare* Typen können ausgedacht werden:

– *Augengneis Typ Flüela* (grobflaseriger Augengneis der Basler Schule, Zweiglimmergranitgneis von FLISCH, 1987).

Sehr helles, grobes Gestein mit bis 5 cm grossen Kalifeldspäten. Ausgeprägte Paralleltextur. FRAPOLLI (1975) gibt folgende modale Variationen (in Vol.-%): Quarz 30–40, Kalifeldspat 20–35, Plagioklas 20–40 (An 8–10, randlich z. T. An 10–12), Biotit 2–10, Hellglimmer 2–10. Diese Angaben decken sich mit denjenigen von STRECKEISEN (1928), KRÄHENBÜHL (1984) und VON DER CRONE (1989a).

– *Augengneis Typ Frauenkirch* (aplitisch-pegmatitische Gneise Typ Frauenkirch, STRECKEISEN et al., 1966, Muscovitgranitgneis, FLISCH, 1987). Er ist eine Fe-karbonathaltige Variante des Typs Flüela (FLISCH, 1987).

– *Augengneis Typ Tschuggen* (biotitreicher Augengneis der Basler Schule).

Dieses Gestein unterscheidet sich vom Augengneis Typ Flüela durch den Biotitreichtum; es hat weniger zahlreiche, kleinere und loser verteilte Kalifeldspat-Augen, die auch ganz fehlen können. In solchen Lagen ist das Gestein makroskopisch von einem Biotit-Plagioklasgneis nicht zu unterscheiden. VON DER CRONE (1989a) schätzt die modale Zusammensetzung für den «Normaltyp» wie folgt (in Vol.-%): Quarz 25–30, Kalifeldspat 20–35, Plagioklas 25–35 (An 10–15, GRAUERT, 1969), Biotit 15–25.

– *Augengneis Typ Radönt* (glimmerreicher Augengneis Typ Radönt, STRECKEISEN et al., 1966 sowie muscovitführender Biotitgranitgneis, FLISCH, 1987).

– *Muscovitgneis Typ Güstizia* (mittelkörniger bis grobflaseriger granitischer Zweiglimmergneis mit einzelnen Kalifeldspat-Augen, GRAUERT, 1969).

Dieser helle Gneis variiert nach VON DER CRONE (1989a) in seiner modalen Zusammensetzung wie folgt (in Vol.-%): Quarz 30–40, Kalifeldspat 25–35, Plagioklas 20–25, Hellglimmer 10–15.

Solche Gesteine haben am Südrand der Silvretta alpin gebildeten Stilpnomelan (GRAUERT, 1969).

– *Muscovit-Biotitgneis Typ Macun* (Helle Gneise, MICHAEL, 1985 a und fein- bis mittelkör-

niger Zweiglimmergranitgneis, FLISCH, 1987). Unter diesem Begriff sind mehrere Gesteinstypen zusammengefasst. Sie können keinem der vorhergehenden Typen zugeordnet werden, weil sie entweder zuviel Biotit (für einen Typ Güstizia) oder zuwenig Kalifeldspat-Augen (für einen Augengneis) enthalten.

– *Meta-Aplite und Meta-Pegmatite*: Feinkörnige Zweiglimmergneise treten oft als gangartige Einlagerungen in manchen Gesteinen (Amphibolite, ältere und jüngere Orthogneise) auf. Sie werden als Aplite gedeutet.

Grobkörnige, turmalinführende Pegmatite werden von vielen Autoren beschrieben. Neben Turmalin ist auch Granat und Muskovit zu beobachten. Die Turmaline sind zonar gebaut (brauner Kern, braun-grüner Rand; GRUBENMANN, 1904). HAYOZ (1988) hat mit röntgenographischen Methoden keine Unterschiede feststellen können. Nach den Mikrosondenuntersuchungen (VON DER CRONE, 1989a) ist dies auf einen randlich erhöhten Ti-Gehalt der Schörle (Fe-II-reiche Turmaline) zurückzuführen.

2.2.4. Diabasgänge

BEARTH (1932a) hat sich intensiv mit diesen jüngsten magmatischen Ereignissen in der Silvrettadecke befasst. Die Diabase treten schwarmweise auf und durchsetzen das Nebengestein diskordant. BEARTH kartierte 176 Gänge und unterschied feinkörnige und porphyrische (Klinopyroxen- und Plagioklas-Einsprenglinge) Varietäten. Die primäre magmatische Assoziation von Plagioklas (An 30–40) + Olivin (nur noch Chlorit-Pseudomorphosen) + Augit + Enstatit ± Biotit, Apatit ist meist durch eine alpin-metamorphe Überprägung ersetzt. FLISCH (1981) schätzt den Primärbestand (in Vol.-%) wie folgt: Plagioklas 70 (An 45), Augit 15–20, Nebengemengteile 10–15. Die Intrusion ist, wie die Salbänder zeigen, in geringer Tiefe erfolgt. Da die Gänge die sedimentäre Bedeckung nirgendwo durchschlagen, sollten sie älter als Permo-Trias, aber jünger als die variszische Deformation sein.

2.3. PSEUDOTACHYLYTE

Mit diesen interessanten Gesteinen befassten sich HAMMER (1930), BEARTH (1933), WURM (1935), MASCH (1970, 1973), TOLLMANN (1977), LAUBSCHER (1983), SCHMUTZ (1986, 1989) und THÖNI (1988).

Nach letztgenanntem Autor ist die Bildung dieser Gesteine zwischen 70–80 Ma erfolgt, was

der Auffassung von MASCH (1970, 1973) widerspricht, der sie postgosauisch d. h. jünger als die Silvrettaüberschiebung, einstuft. LAUBSCHER (1983) und SCHMUTZ (1986, 1989) unterstützen hingegen die Auffassung von THÖNI. Nach SCHMUTZ (1989) ist die Grundmasse der Pseudotachylyte als schnell abgekühlte Reibungsschmelze zu deuten. Diese Gesteine hätten sich im Zuge der Abscherung des Silvretta-Grundgebirgssokkels an den Abschiebungsflächen gebildet und belegen ein fossil erhaltenes Hypozentrum eines früher tiefgelegenen Erdbebengebietes.

3. Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins

Das von GRAUERT (1969) entwickelte Modell der Entwicklungsgeschichte der Silvretta muss aufgrund der seither gewonnenen neuen Erkenntnisse in wesentlichen Aspekten modifiziert werden.

3.1. DIE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER SILVRETTA-DECKE VOR DEM KAMBRIUM (M. MAGGETTI)

3.1.1. Herkunft und Alter der Paragneise

Die petrographischen Typen der paragenen Serie wurden von den älteren Autoren als metamorphe Derivate einer mittel- bis feinklastischen Abfolge (Grauwacken bis Pelite) mit untergeordneten Einschaltungen von Karbonaten (jetzt Marmore) und Mergel (jetzt Kalksilikatfelse) gedeutet. Laut GRAUERT (1969) sollen diese, neben den Amphiboliten, ältesten Gesteine der Silvretta ein kambrisches Sedimentationsalter besitzen. PASTEELS (1964) sowie GRAUERT und ARNOLD (1968) schlossen aufgrund von U-Pb-Isotopenstudien an den ererbten detritischen Zirkonen auf ein präkambrisches Muttergestein von mindestens 1500 Ma.

FRISCH und NEUBAUER (1984) sowie FRISCH et al. (1987) und BRÖCKER (1985) postulieren mittels geochemischer Evidenzen und aufgrund der Zirkonmorphologie eine vulkanische bzw. vulkanodetritische Herkunft für die mit Quarziten, Marmoren und Kalksilikatfelsen vergesellschafteten Biotit-Plagioklasgneise. Die chemische Zusammensetzung deutet auf rhyodazitische bis dazitische Magmen. Das Alter der Sedimentation soll proterozoisch bis kambrisch sein. Aufgrund des Kalkalkalicharakters und der Vergesellschaftung mit tholeiitischen Amphiboliten wird als geotektonisches Milieu ein Inselbogen oder ein aktiver Kontinentalrand gefordert (FRISCH et al., 1984).

Nach den neusten Daten (siehe weiter unten) ist die Sedimentation der Protolithe sicher präkambrisch.

3.1.2. Herkunft und Kristallisationsalter der Eklogite und Amphibolite

Die älteren Autoren nahmen für die Mehrzahl der Metabasite eine orthogene Entstehung an; sie stützten sich dabei auf gabbroide Reliktstrukturen, chemische Argumente und die Übergänge von Gabbros und Noriten zu Amphiboliten. Wo aber die Amphibolite mit Paragneisen dünn-schichtig wechsellagern oder wo sie Kalziteinschlüsse führen (STRECKEISEN et al., 1966) wurde eine sedimentogene Herkunft vermutet. Trotz zahlreicher geochemischer Analysen – auch an Proben aus Paragneis/Amphibolit-Wechsellagerungen – fanden MAGGETTI und GALETTI (1984) keine Hinweise auf eine sedimentäre, mergelige Komponente. Auch FRISCH und NEUBAUER (1984) sowie FRISCH et al. (1987) belegen den orthogenen Charakter der Amphibolite.

Die Genese der Bänderamphibolite ist noch ungeklärt. GRUBENMANN (1904) deutet die hellen Bänder als Aplit-Injektionen. Nach SPAENHAUER (1932) ist die Bänderung eine sedimentäre Wechsellagerung oder durch metamorphe Differentiation entstanden. BRÖCKER (1985) und FRISCH et al. (1987) wiesen für die leukokraten Anteile (= Plagioklasgneise) intermediäre andesitisch-dazitische Zusammensetzungen nach. Diese Bänderamphibolite werden als metamorphe Derivate einer primär angelegten, bimodalen vulkanischen Abfolge gedeutet. Die Bänderung ist durch alternierende Ablagerung von dazitischen, andesitischen und basaltischen Tuffen entstanden (FRANK et al., 1976). Die Förderung erfolgte aus mehreren Zentren im Bereich eines aktiven Kontinentalrandes oder an einem Inselbogen. Einige helle Lagen könnten aber auch durch partielle Anatexis oder durch metamorphe Differentiation der Amphibolite entstanden sein. Die weitverbreiteten Plagioklas-Amphibolite der Gneis-Amphibolitassoziation sollen auch metamorphe, tholeiitische Inselbogen- bzw. Kontinentalrandvulkanite von kalkalkalischer Affinität sein.

Für die Eklogite und Amphibolite hingegen, die in der sogenannten Serpentin-Amphibolit-Assoziation auftreten, wird ein MORB-Charakter postuliert.

Die Bearbeitung der Silvretta-Eklogite durch THIERRIN (1982, 1983), MICHAEL (1985 a, b), MAGGETTI et al. (1987) und MAGGETTI und GALETTI (1988) führte zum Nachweis tholeiitischer

Protolithe, die an einem divergierenden Plattenrand kristallisierten. Da die Eklogite nahtlos in Amphibolite übergehen, gilt diese Deutung auch für alle Amphibolite der Silvretta, was von den geochemischen Analysen (MAGGETTI und GALETTI, 1984, VON DER CRONE, 1989a) bestätigt wird.

Da Paragesteine und Metabasite im Gelände in enger Beziehung stehen, ist für beide eine gleichzeitige Entstehung anzunehmen. Die Assoziation von detritischen Sedimenten mit MORB-Basalten kann am besten mit einem geotektonischen Modell in Form einer beginnenden Ozeanisierung eines Kontinentes vereinbart werden. Dies gilt natürlich nur, wenn die heute abgeleiteten Plattenprozesse auch vor mehr als 1 Milliarde Jahren in gleicher Form wirksam waren!

3.1.3. Herkunft und Kristallisationsalter der älteren Orthogneise

Die Intrusion der magmatischen Protolithe dieser Gesteinssuite erfolgte in ein gefaltetes, amphibolitfaziell bis anatektisch überprägtes Grundgebirge. Dies wird durch die eckigen Schollen im massigen Granit Typ Mönchalp, durch Einschlüsse im Quarzdiorit des Val Gondas bei Zernez (GRAUERT, 1969; WENK, 1934a), durch die Amphibolitschollen in den Gabbros (THIERRIN, 1982) und durch die scharfen Kontakte der quarzdioritischen Hornblendegneise bestätigt (siehe weiter vorne). Nach STRECKEISEN (1928) handelt es sich bei dem mönchalpgranitischen Magma um eine von den flüelagranitischen Magmen unabhängige Intrusion. Das Magma soll durch Anatexis paragoner Protolithe entstanden sein. WENK (1934) stellt dieses Magma in die Reihe der flüelagranitischen Assoziation; der spezifische Charakter sei auf In-situ-Kontaminationen durch Metasedimente zurückzuführen. GRAUERT (1969) bezeichnet sie als «diatektische Produkte der frühkaledonischen Petrogenese». FLISCH (1987) stellt den Augengneis Typ Mönchalp zu den S-Typ-Graniten und bezeichnet ihn als Anatexit. Für die basischen bis intermediären Orthogneise wurden von den älteren Autoren zwei genetische Hypothesen vertreten: Assimilation von Paramaterial (SPAENHAUER, 1932) und/oder Amphiboliten (WENK, 1934a) durch die flüelagranitischen Magmen oder Bildung derartiger Magmen durch Anatexis von Paragneisen (GRAUERT, 1969). Die basischen bis intermediären Orthogneise haben nach FLISCH (1987) einen I-Typ-Charakter, was mit dem niedrigen Rb/Sr-Initial übereinstimmt. Erste Rb-Sr-Messungen von FLISCH (siehe weiter vorne) ergaben überras-

schend ein mögliches präkambrisches Kristallisationsalter um 1000 Ma. Die Bildung der Magmen könnte somit der kibarischen Orogenese (ca. 1000 Ma) des Gondwana-Kontinentes zugeordnet werden. Da nun nachweislich die gabbroiden Schmelzen mit den mönchalpgranitischen koexistieren, ist ein solches Alter auch für letztere anzunehmen.

3.1.4. Ausmass der präkambrischen, kibarischen Metamorphose vor 1000 Ma

Erste Resultate der laufenden Altersbestimmungen von FLISCH an Proben der älteren Orthogneise lassen ein präkambrisches Kristallisationsalter vermuten. Auch wenn diese Annahme noch einer definitiveren Absicherung bedarf, ist es vom Felde her evident, dass vor der Intrusion der älteren Orthogneis-Magmen das Gebirge verfaltet und metamorphisiert worden war. Falls das Kristallisationsalter von 1000 Ma der Protolithe der älteren Orthogneise bestätigt wird, muss diese Metamorphose mindestens der kibarischen Orogenese zugeordnet werden. Nun finden sich in den Vertretern der älteren Orthogneise, d. h. in den Graniten und Augengneisen Typ Mönchalp, zweifelsfrei Schollen von retrograden Eklogiten, d. h. symplektitische Granatamphibolite (STRECKEISEN et al., 1966, VON DER CRONE, 1989a). Damit wird auch, gestützt auf das Kristallisationsalter von 1000 Ma, eine zeitliche Mindestmarke für das HP-Ereignis gegeben. Das Grundgebirge war demnach schon eklogitfaziell und retrograd überprägt, als die Magmen der älteren Orthogneis-Protolithe eindrangen. Das Entwicklungsschema von MAGGETTI und GALETTI (1988) kann deshalb wie folgt ergänzt werden (Abb. 3):

Episode I: Kristallisation von tholeiitischen MORBs. Alter unbekannt.

Episode II: Erste Metamorphose (Amphibolitfazies mit duktiler Deformation D1). Es könnte sich um ein erstes Stadium der kibarischen oder einer noch älteren Metamorphose handeln.

Episode III: Zweite Metamorphose (HP-Bedingungen). Mindestens zwei Deformationen (D2, D3) und Umkristallisationen. Metamorpher Höhepunkt bei D3 (minimale Drücke: 14–16 kb, Temperaturen: 550–650 °C). Das Mindestalter dieser Hochdruckmetamorphose ist kibarisch.

Episode IV: Dritte Metamorphose, ohne Durchbewegung. Druckentlastung führt zur Bildung von Symplektit, d. h. Omphazit zerfällt retrograd zu Plagioklas und Klinopyroxen bzw. Amphibol. Drücke: 12–13 kb, Temperaturen: 550–650 °C, Alter: kibarisch.

Episode V: Vierte Metamorphose (Amphibolitfazies mit mindestens zwei Deformationphasen (D4 = D2 FLISCH; 1987, D5 = D3 FLISCH, 1987). Das Alter ist laut FLISCH (1987) variszisch. Es könnten aber auch ältere Episoden dokumentiert sein. (Weiterführende Angaben zu diesem Ereignis siehe Kapitel 3.2.)

Episode VI: Fünfte Metamorphose (Anchizone bis Grünschieferfazies). Keine penetrative Durchbewegung. Details zu dieser eo-alpinen Metamorphose siehe FLISCH (1986, 1987), SPIESS (1987), HURFORD et al. (1989) und Kapitel 3.2.

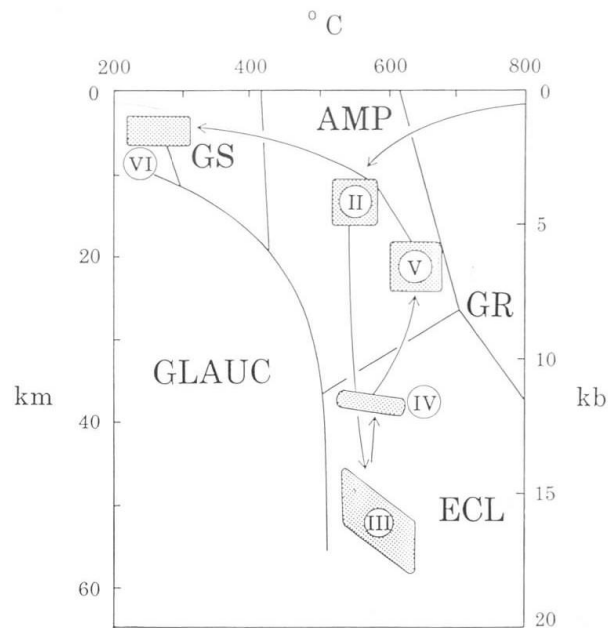


Abb. 3 Entwicklungsgeschichte der Silvretta-Eklogite (MAGGETTI und GALETTI, 1988). Episode I (nicht dargestellt): Kristallisation als Basalte oder Gabbros an einem mittelozeanischen Rücken. Episoden I–IV: vermutlich präkambrische Ereignisse. Episode V: variszische Prägung (mit älteren kaledonischen Relikten?). Episode VI: alpines Ereignis. AMP = Amphibolitfazies, ECL = Eklogitfazies, GLAUC = Glaukophanschieferfazies, GR = Granulitfazies, GS = Grünschieferfazies.

Der postulierten kibarischen Orogenese ist nicht nur ein HP-Ereignis, sondern auch eine anatektische Phase zuzuordnen. GRAUERT (1968) konnte nämlich überzeugende Belege eines anatektischen Ereignisses vor der Intrusion der älteren Orthogneismagmen vorlegen. Weitere Hinweise auf kibarische Relikte wurden durch VON DER CRONE (1989 a, b) in Metapeliten gefunden. Die von ihm detailliert beschriebenen Fleckengneise kommen nach M. Maggetti auch als Einschlüsse im Mönchalpgranit vor. Demnach ist die Fleckenbildung älter als die Intrusion der älteren Orthogneismagmen und somit auch zumindest kibarisch.

Die Flecken, d. h. die Staurolithe und Andalusite, sollen nach VON DER CRONE (1989b) bei Temperaturen von 560 bis 620 °C und Drücken von 4 bis 5 kb entstanden sein (Abb. 4, I). Dies würde sehr gut zur ersten amphibolit-faziellen Überprägung der eklogitischen Protolithen passen (Abb. 3, II). Das Stadium II der Fleckengesteine (> 700 °C, > 8,5 kb) könnte dabei eine Etappe auf der prograden Entwicklung zum bzw. vom Höhepunkt der HP-faziellen Überprägung darstellen (550–650 °C, mind. 14–16 kb), die in Gleichgewichts-Eklogiten dokumentiert wird.

3.1.5. Jüngere, prävariszische Überprägung der älteren Orthogneise

Schon SPAENHAUER hatte 1934 auf eine eklogit-fazielle Überprägung der Norite hingewiesen. MAGGETTI brachte 1986 weitere Argumente für eine hochdruckfazielle Metamorphose der intermediären (Zoisitrelikte, Rutil) und mönchalpgranitischen (Granatcoronas um Biotit) Orthogneise. Ob diese Überprägung zum panafrikanischen (600–500 Ma) oder kaledonischen Ereignis gestellt werden muss, ist unklar. Das Ausmass des kaledonischen Ereignisses in den Ostalpen ist

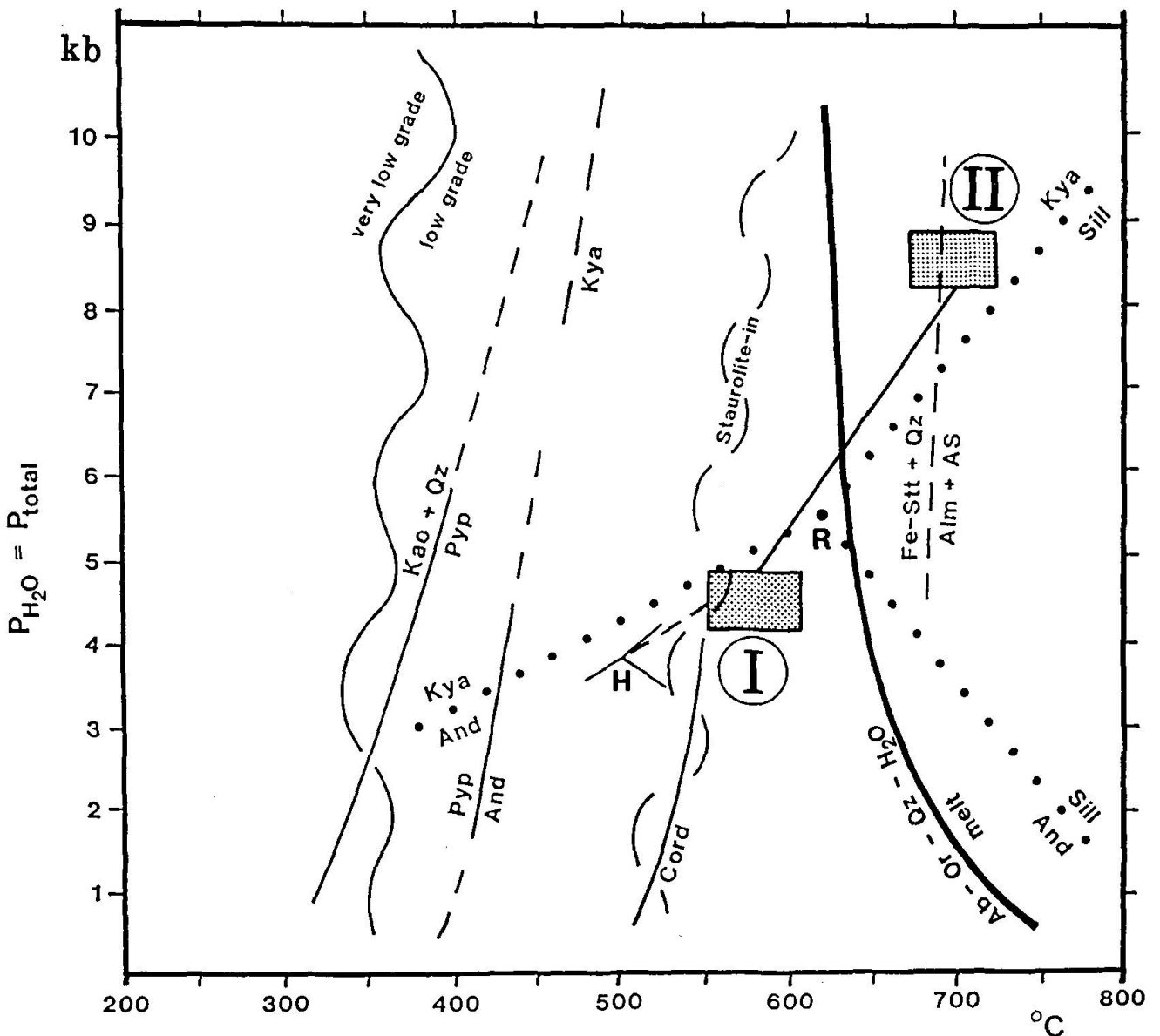
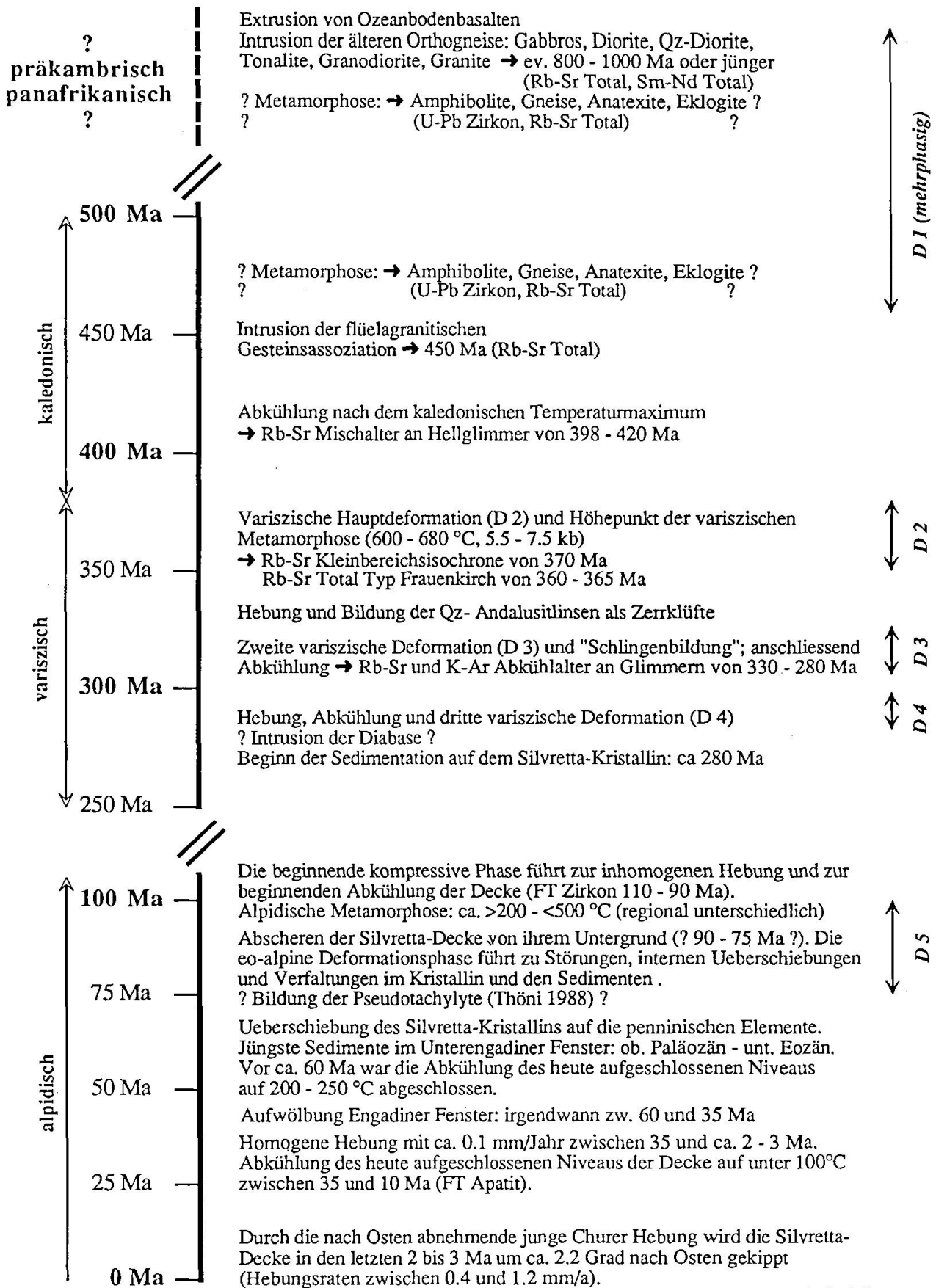


Abb. 4 P,T-Bedingungen der vermutlich präkambrischen Metamorphose, reliktsch erhalten in den Fleckengesteinen (VON DER CRONE, 1989 a, b). Diagramm aus WINKLER (1979). I: Bildung von Andalusit und Staurolith während D1 (= Episode II und D1 von MAGGETTI und GALETTI, 1988, siehe auch Figur 3). II = Umwandlung von Andalusit zu «filzigem» Disthen (dieser könnte dem prä-varistischen Disthen I von HOERNES, 1971 entsprechen) und Staurolith zu Disthen + Granat + Biotit + Quarz. Wahrscheinlich ist hier ein Ausschnitt aus dem Weg zum oder vom Höhepunkt der HP-Metamorphose (Episode III von MAGGETTI und GALETTI, 1988) dokumentiert.

DIE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER SILVRETTA-DECKE



(M. Fleisch, 90)

Abb. 5 Entwicklungsgeschichte der Silvretta.

sehr umstritten (SASSI et al., 1987; HEINISCH, 1988). Gesichert ist wohl die Intrusion der Magmen der jüngeren Orthogneise vor 450 Ma (FLISCH, 1987). Weiteres siehe im nächsten Kapitel.

3.2. DIE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DER SILVRETTA-DECKE SEIT DEM KAMBRIUM UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG RADIOMETRISCHER ALTERSDATEN (M. FLISCH)

3.2.1. Die (prä-)kaledonischen und die variszischen Ereignisse

(nach FLISCH, 1987 und neue Daten,
Publ. in Vorbereitung)

Die erste sichere Zeitmarke im kaledonischen Altersbereich ist das Erstarrungsalter (Rb–Sr Total) der flüelagranitischen Gesteinsassoziation (S-Typ) von 450 ± 2 Ma (neun 30-kg-Grossproben). Wie auf Abb. 5 zusammengefasst, erfolgte die Extrusion der Ozeanbodenbasalte (Amphibolite), die Intrusion der älteren Orthogneise (I-Typ), die mehrphasige Deformation D1 (= D1–3, Kap. 3.1.3.) und die damit verbundene mehrphasige Metamorphose vor der Intrusion der Flüelagranite.

Für die älteren Orthogneise wurden mit der Rb–Sr-Gesamtgesteinsmethode je nach Probenauswahl Alter zwischen 590 und 1000 Ma ermittelt. Der Schwerpunkt der Altersdaten liegt zwischen 800 und 950 Ma. Die beste Isochrone durch vierzehn 30-kg-Grossproben (2 Gabbros, 2 Flaserabbros, 5 Tonalitgneise–Val Sarsura, 1 Tonalitgneise–Zernez, 4 Hbl-Tonalitgneise–Val Lavinuoz) entspricht einem Alter von 895 Ma. Mit Hilfe der Bootstraphmethode (nach DIAKONIS und EFRON, 1983, siehe KAALSBECK und HANSEN, 1989) konnte diesem Alterswert in 30 000 Durchgängen ein $2s$ -Fehler von $-140/+130$ Ma zugeordnet werden. Der zugehörige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwert beträgt $0,70302 \pm 0,00030$. Im $1/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm ist ersichtlich, dass es sich bei der linearen Anordnung der 14 Probenpunkte im Isochronendiagramm nicht um eine einfache Zweikomponentenmischung handelt. Die Sm–Nd-Modellalter (Gesamtgestein auf den abgereicherten Mantel bezogen) von fünf Tonalitproben aus dem Val Sarsura (bei Zernez) liegen zwischen 900 und 1150 Ma. Dieser Altersbereich ist repräsentativ für das maximale Erstarrungsalter dieser Tonalite. Ein präkambrisches Alter der älteren Orthogneise erscheint möglich, ist aber wegen der relativen Ungenauigkeit der Datierungen noch nicht gesichert (Proben mit wenig radiogenem Sr von mehrfach überprägten Gesteinen ergeben streuende Analysenwerte).

Die erste Deformation (D1) erfolgte vor der Intrusion der flüelagranitischen Assoziation, da sie in diesen Gesteinen nicht festgestellt werden kann. Sie ist somit älter als 450 Ma und dürfte frühkaledonische und/oder panafrikanische und/oder präkambrische Ereignisse repräsentieren. Relikte dieser mehrphasigen Überprägung können heute nur noch in den Amphiboliten (Eklogiten) und spärlich in den Paragneisen und selten in den älteren Orthogneisen festgestellt werden. Einer späten Phase der unter D1 zusammengefassten Ereignisse ist wohl auch die massive Anatexis zuzuschreiben, welcher die Magmen der S-Typ-Flüelagranite ihre Bildung verdanken.

Die Hauptvarietäten der flüelagranitischen Gesteinsassoziation sind: Typ Flüela (Zweiglimmergranitgneis), Typ Radönt (muscovitführender Biotitgranitgneis), fein- bis mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis und Typ Frauenkirch (Muscovitgranitgneis). Die Typen Flüela und Radönt intrudierten vor den fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergraniten. Der Typ Frauenkirch stellt eine höher differenzierte Varietät des Typs Flüela dar. Wegen der geochemischen Analogie mit den übrigen Granitgneisen der flüelagranitischen Assoziation, aufgrund isotopengeochemischer und petrographischer Überlegungen und aufgrund von Feldevidenzen werden die Gesteine vom Typ Frauenkirch (im Gegensatz zu GRAUERT, 1969; siehe später) auch zeitlich in den flüelagranitischen Intrusionszyklus gestellt. Das tiefere Rb–Sr-Gesamtgesteinsalter von 365 Ma wird als während der variszischen Hauptdeformation verjüngt interpretiert (FLISCH, 1987).

Kaledonisch-variszische Rb–Sr-Mischalter von Hellglimmern aus dem variszisch nicht deformierten Rotbuelgranit (anatektischer Granit im Gebiet Schlappital/Isentällispitz) von 398 bis 420 Ma lassen eine Hebung und Abkühlung des Gesteinskörpers nach dem kaledonischen Ereignis vermuten. Die variszische Orogenese führte dann erneut zu einer Druck- und Temperaturzunahme, ohne die Hellglimmer vollständig zu verjüngen.

Der variszische Zyklus wird durch die variszische Hauptdeformation D2 (Abb. 6) eingeleitet. Sie äussert sich in einer starken, penetrativen Schieferung (Hauptschieferung S2). D1 bleibt makroskopisch nur noch in isoklinal verfalteten Quarzexsudaten, Mobilisaten und lagenparallel zu S1 intrudierten, älteren Orthogneisen erkennbar (Achsen B2). Das Alter der variszischen Hauptdeformation kann mit 370–350 Ma abgeschätzt werden. Dies aufgrund der Rb–Sr-Kleinbereichsisochrone am Bändergneis vom Steinbruch Tschuggen (370 ± 17 Ma an sechs Kleinproben aus demselben Handstück, in welchem

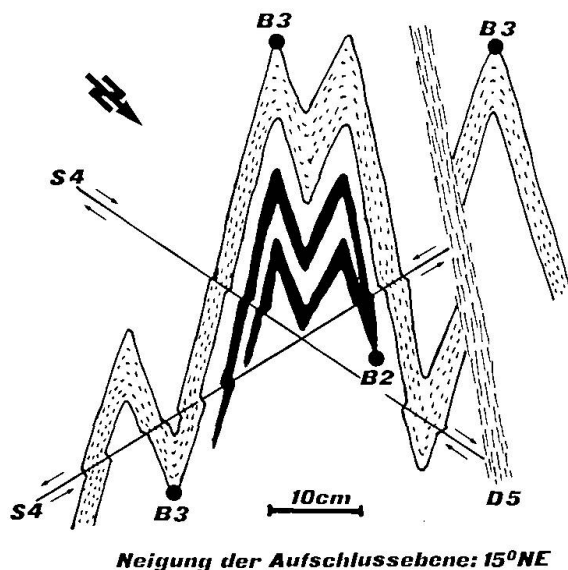


Abb. 6 Schematische Darstellung der strukturen-geologischen Entwicklung im Radönt (B3: 35° SW).

nur S2 sichtbar ist) und der variszisch verjüngten Rb-Sr-Totalisochronen an Gesteinen vom Typ Frauenkirch (360–365 Ma). Der variszische Metamorphosehöhepunkt wurde syn- bis post-D2 erreicht. Mineralchemische Untersuchungen definieren ein P-T-Feld von 5,5–7,5 kb und 600–680 °C (Abb. 7). Da die Granate der Aluminosilikatgneise eine ausgeprägte Zonierung aufweisen (Rehomogenisierung nach YARDLEY, 1977, ab 650 °C) und keine eindeutigen variszischen Aufschmelzungen bekannt sind, wurde die Temperatur von 650 °C während oder kurz nach der variszischen Hauptdeformation nicht oder höchstens lokal überschritten.

Die Umwandlung von Staurolith nach der Reaktion $\text{Stau} + \text{Mu} + \text{Qz} = \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Bi} + \text{H}_2\text{O}$ in Sillimanit + Biotit und Andalusit + Biotit wird häufig beobachtet. Sie weist auf eine rasche Hebung nach dem variszischen Metamorphosehöhepunkt hin. Bei Druckabnahme wird die obere Stabilitätsgrenze (HOSCHEK, 1969) des Stauroliths überschritten. Ebenfalls für rasche Hebung sprechen die postkinematisch gebildeten Quarz-Andalusitknauern und der eindeutig post D2 gebildete, gesteinsbildende Andalusit. Gesteinsbildender Disthen wird z. T. in Andalusit umgewandelt. Die rasche Hebung führte zu Druck- und Temperaturbedingungen von etwa 2–3 kb und 550–600 °C.

Nach der raschen Hebung kam es bei vermutlich noch fortschreitender Abkühlung erneut zu einer Druckzunahme. Diese ist mit der zweiten variszischen Deformationsphase (D3) zu erklären. Bei Temperaturen von 550 bis 450 °C wird bei diesem Ereignis wieder ein Druck von ca.

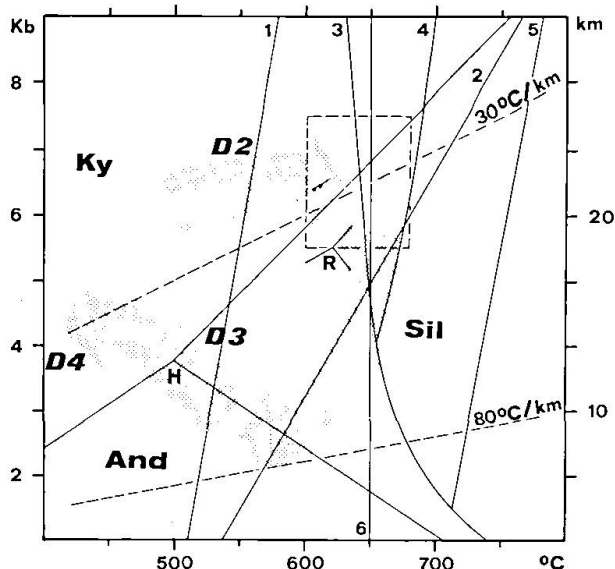


Abb. 7 Der Verlauf der variszischen Metamorphose (ein Modell). R = Tripelpunkt der Al_2SiO_5 -Phasen nach RICHARDSON (1969). H = Tripelpunkt der Al_2SiO_5 -Phasen nach HOLDAWAY (1971). And = Andalusit, Ky = Disthen, Sil = Sillimanit. 1 = Staurolith-in: $\text{Chl} + \text{Mu} = \text{Stau} + \text{Bi} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$ (HOSCHEK, 1969). 2 = Staurolith-out: $\text{Stau} + \text{Mu} + \text{Qz} = \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Bi} + \text{H}_2\text{O}$ (HOSCHEK, 1969). 3 = Minimum Schmelzkurve (JOHANNES, 1984). 4 = $\text{Mu} + \text{Qz} + \text{Na-reicherer Plag} = \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Kfsp} + \text{Ca-reicherer Plag} + \text{Schmelze}$ (HYNDMAN, 1981). 5 = Solidus des trockenen Bi-Granites. 6 = Homogenisierung der zonierten Granate durch Volumendiffusion (YARDLEY, 1977).

4kb erreicht. Wo sich D3 in einer starken Gesteinsdeformation (S3) äußert, wird der Andalusit in Disthen und/oder Sillimanit umgewandelt. Besonders schön sind diese Umwandlungen in den Qz-Andalusitknauern zu beobachten (GRAMMANN, 1899; SPAENHAUER, 1932). Für D3 fehlen verbindliche Zeitmarken. Sie führte jedoch in den Bereich der variszischen Abkühlalter. Biotit und Hellglimmer rekristallisieren nach dieser Phase nur noch schwach. In erster Näherung dürfte D3 zwischen 340 und 310 Ma stattgefunden haben.

Die auf den geologischen Kartenblättern der Silvretta-Decke auffälligen U-förmigen Umbiegungen der Lithologie sind der zweiten variszischen Deformationsphase (D3) zuzuschreiben. Die Schenkel dieser Faltenstrukturen sind alle \pm parallel ausgerichtet und verlaufen NE–SW. Solche Grossstrukturen werden nach SCHMIDEGG (1933) als Schlingen und die zugehörige Tektonik als Schlingentektonik bezeichnet. Im Silvretta-Kristallin handelt es sich zum Beispiel bei der Grossfalte der Region Zernez-Val Sarsura (Faltenachse: 60°–70° SW) um eine «echte Schlinge», da diese nach Definition steile Faltenachsen besitzen müssen. Die sich in der zentralen und

nördlichen Silvretta im Kartenbild schlingenartig abzeichnenden Grossfalten besitzen aber meist mässig bis schwach ($<45^\circ$) nach SW oder schwach nach NE geneigte Faltenachsen (vgl. REITHOFER, 1931), und es handelt sich nach Definition nicht um eigentliche Schlingen. Die Grossfalten im 100-m- bis km-Bereich besitzen Parastärfalten im m- bis mm-Bereich. Eine penetrative Achsenebenenschieferung S3 wurde nur selten ausgebildet.

Die vierte Deformation (D4) des Silvretta-Kristallins und damit die dritte Deformation des variszischen Zyklus äussert sich in der Anlage kombinierter Scherbänder oder einer Kleinfältebildung im cm-Bereich oder der Verbiegung von Gesteinspaketen. Sie kann nur lokal beobachtet werden, ist aber in der ganzen Region vorhanden. Der von D4 deformierte Quarz im Gebiet Radönt zeigt beginnende Rekristallisation (Grenzflächenwanderung, Polygonisation). Die Temperatur während oder kurz nach D4 dürfte somit nach VOLL (1976) kaum tiefer als $275 \pm 50^\circ\text{C}$ gewesen sein. Die Zirkone dieser Region zeigen variszisch-alpidische Kernspaltspur-Mischalter. Die Temperatur hat somit zu alpiner Zeit 200–250 $^\circ\text{C}$ nicht überschritten. D4 muss deshalb als spätvariszische Deformationsphase angesehen werden.

Die alpidischen Deformationsphasen (D5) äussern sich innerhalb des Silvretta-Kristallins vornehmlich in der Anlage von kataklastischen bis ultrakataklastischen Scherbahnen oder in der Bildung von Pseudotachylyten.

In folgenden Arbeiten sind wichtige Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Silvretta-Kristallin enthalten (siehe auch Abb. 5):

Vor nun 28 Jahren wurden die ersten Resultate radiometrischer Altersbestimmungen aus der Silvretta-Decke publiziert. Aufgrund von Rb-Sr-Glimmeraltern haben JÄGER et al. (1961) bereits damals erkannt, dass das Silvretta-Kristallin sein heutiges Gepräge hauptsächlich der variszischen Metamorphose verdankt.

PASTEELS (1964) unternahm die ersten U-Pb-Datierungen an Zirkonen aus einem Granitgneis (Zweiglimmer-Augengneis Typ Flüela) und einem Paragneis (Biotit-Plagioklasgneis). Das Kristallisationsalter der Paragneiszirkone wurde mit 1550–1910 Ma errechnet. Die Analysen an den Granitgneiszirkonen lassen auf ein paläozoisches Kristallisationsalter schliessen.

Der Arbeit von GRAUERT (1969) kommt in der geologischen Bearbeitung des Silvretta-Kristallins grösste Bedeutung zu. Aufgrund von Rb-Sr-Total- und Mineralanalysen, U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen sowie mit Hilfe um-

fangreicher Feldbeobachtungen konnte ein in sich konsistentes Modell zur Entwicklungsgeschichte der Silvretta-Decke entworfen werden. Die wichtigsten Resultate dieser Arbeit werden im folgenden zusammengefasst und *diskutiert*. Die Rb-Sr-Ergebnisse wurden mit den Konstanten nach STEIGER und JÄGER (1977) umgerechnet.

A) Die U-Pb-Methode ergab für den oberen Einstichpunkt der Diskordia der «detritischen» Paragneiszirkone ein Alter von 1841 Ma (vgl. GRAUERT und ARNOLD, 1968). GRAUERT schliesst unter Verwendung des Modells für episodischen Bleiverlust auf ein minimales Kristallisationsalter von mindestens 1500 Ma. Der untere Einstichpunkt liegt bei 440 Ma und wird der kaledonischen Metamorphose und Petrogenese zugeordnet. Für die granitischen Orthogneise vom Typ Flüela kann keine Diskordia errechnet werden.

MÜLLER (Diplomarbeit 1989, *Publ. in Vorbereitung*) stellt bei seinen Zirkonuntersuchungen an den granitischen Orthogneisen vom Typ Flüela fest, dass die Zirkone während der variszischen Metamorphose rekristallisierten. Bei der Magmenbildung ererbte Zirkonkerne müssen nach der Arbeit von GRAUERT und ARNOLD (1968) ebenfalls vermutet werden. Die mehreren bei der Kernspaltspurdatering festgestellten Wachstumsphasen der Zirkone (FLISCH, 1986), verbunden mit mehrfachem episodischem Bleiverlust, erschweren eine Altersinterpretation. Auch die Paragneiszirkone lassen mehrere Wachstumsphasen erkennen. Das Modell des einmaligen Bleiverlustes ist somit nur bedingt anwendbar und die errechneten Alter als Näherung zu betrachten. Eine kaledonische oder ältere Metamorphose kann jedoch als gesichert angenommen werden.

B) Das Sedimentationsalter der Paragneise wurde im kombinierten Compston-Jeffery-Nicolaysen-Diagramm abgeschätzt. Dies ergab einen Wert von 510 ± 50 Ma (siehe unter C).

C) Eine 4-Punkt-Paragneisisochrone ergab ein Alter von 465 ± 160 Ma. GRAUERT sieht die Möglichkeit, damit das Alter der hochgradigen, kaledonischen Metamorphose datiert zu haben. Mit diesem Ereignis verbindet er die Bildung der Metatexite und grosser Mengen palinogener Schmelzen, welche später als flüelagrinitische Assoziation intrudierten. Auch die Bildung der älteren Orthogneise wird der kaledonischen Metamorphose zugeschrieben und als anatektische Aufschmelzung von Paragneis interpretiert.

Die 4-Punkt-Paragneisisochrone ist, nicht zuletzt wegen der damals noch schlechten Messgenauigkeit, nur sehr ungenau bestimmt. Wei-

ter stammen die Paragneisproben aus dem Steinbruch Plattas und liegen dort in Wechselagerung mit Gesteinen der flüelagranitischen Assoziation. Eine Beeinflussung der Sr-Isotopenverhältnisse im Paragneis durch die Flüelagranite ist denkbar oder sogar zu erwarten. Ein höheres Metamorphosealter und auch Sedimentationsalter der Paragneise ist somit nicht ausgeschlossen.

Die älteren Orthogneise müssen aufgrund von Rb-Sr-Isotopenanalysen und geochemischen Untersuchungen (FLISCH, 1987) als I-Typ Magmatite interpretiert werden und sind nicht auf palingene Schmelzen zurückzuführen.

D) Das Intrusionsalter der Granitgneise vom Typ Flüela wurde auf 443 Ma datiert.

Dieses Alter stimmt im Fehler mit dem von FLISCH (1987) bestimmten Alterswert (450 ± 2 Ma) gut überein.

E) Die Totalisochronen der Granitgneise vom Typ Frauenkirch ergeben ein Alter von ca. 365 Ma. GRAUERT gibt folgende Interpretation: Teile der flüelagranitischen Magmakammer überlebten in getrennten Reservoirs das kaledonische Ereignis. Zu Beginn der variszischen Durchbewegung intrudierten diese Magmen.

Wegen der geochemischen Analogie mit den übrigen Granitgneisen der flüelagranitischen Assoziation, aufgrund von Feldevidenzen, und aufgrund von isotopengeochemischen und petrographischen Überlegungen müssen die Gesteine vom Typ Frauenkirch sicher zur flüelagranitischen Assoziation gezählt werden. Das jüngere Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter ist aber eher als ein während der variszischen Hauptdeformation verjüngtes, kaledonisches Intrusionsalter zu interpretieren (FLISCH, 1987). Im Feld sind die Übergänge vom Typ Frauenkirch in den Typ Flüela fließend (Jakobshorn, Piz Buin).

F) Die Hellglimmeralter schwanken zwischen 290 und 324 Ma. Biotitproben lieferten Alter zwischen 180 und 315 Ma. Mit den Biotitaltern < 270 Ma konnte der Einfluss der alpidischen Überprägung auf das Rb-Sr-Biotitsystem gezeigt werden.

THÖNI (1981) gibt mehrere Rb-Sr- und K-Ar-Mineralalter aus der Silvretta-Decke. Es wurden Alterswerte erhalten, welche z. T. als variszische Abkühlalter und z. T. als variszisch-alpine Mischalter interpretiert werden können.

THÖNI (1988) erhält an zwei Pseudotachylit-Kleinbereichsisochronen Alter von $73 \pm 3,2$ und $78,5 \pm 4,6$ Ma. Thöni parallelisiert diese Alter mit der Abscherung der Silvretta-Decke von ihrem Untergrund und dem spätkretazischen Deckenschub.

3.2.2. Die alpidischen Ereignisse

(zusammengefasst aus FLISCH, 1986 und HURFORD et al., 1989)

Der Ablauf der alpidischen Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins im Lichte radiometrischer Altersbestimmungen wird im Folgenden zusammengefasst. Eine detailliertere Darstellung dieses Problemkreises findet sich in FLISCH, 1986 und HURFORD et al., 1989. Rb-Sr- und K-Ar-Biotit- und -Hellglimmeralter (GRAUERT, 1969; THÖNI, 1981; KRECZY, 1981; KRÄHENBÜHL, 1984; FLISCH, 1986/1987; SPIESS, 1987) sowie Kernspaltspurdatierungen (FT = fission track) von Apatit- und Zirkonkonzentraten (FLISCH, 1986/1987) wurden berücksichtigt. Nach dem Konzept der Schliessungstemperaturen (u. a. PURDY und JÄGER, 1976 und DODSON, 1973) wurden die Altersdaten interpretiert. Als Schliessungstemperatur (Abkühltemperatur) wird dasjenige mittlere Temperaturintervall bezeichnet, ab welchem ein Mineral bei der Abkühlung bezüglich eines bestimmten radiometrischen Zerfallssystems (z. B. Rb-Sr) eine geschlossene Einheit darstellt; d. h. ab diesem bestimmten Temperaturintervall beginnt die radiometrische Uhr zu laufen. Bei der Wiederaufheizung eines «alten» Glimmers beginnt bei der mittleren Schliessungstemperatur zwar dessen Verjüngung, diese muss aber um etwa $70-100$ °C überschritten werden, um sein Alter auf Null zurückzusetzen (THÖNI, 1982). Ansonsten erhalten wir s.g. teilverjüngte Alter oder Mischalter. Folgende mittlere Schliessungstemperatur-Intervalle wurden verwendet (WAGNER und REIMER, 1972; PURDY und JÄGER, 1976; WAGNER, REIMER und JÄGER, 1977; HURFORD, 1986): Rb-Sr-Hellglimmer 500 ± 50 °C, K-Ar-Hellglimmer 350 ± 50 °C, Rb-Sr- und K-Ar-Biotit 300 ± 50 °C, FT-Zirkon $200-250$ °C, FT-Apatit 100 °C (bei einer Hebungsrates von ca. $0,1$ mm/a) oder 120 °C (bei einer Hebungsrates von ca. 1 mm/a).

Der Höhepunkt der alpidischen Metamorphose wurde während der eoalpinen Phase (Oberkreide) erreicht. Die Bedingungen sind in den heute aufgeschlossenen Gesteinsserien regional verschieden und reichen von der Diagenese bis zur Grünschieferfazies. Die unterschiedlichen Metamorphosegrade sind auf eine differenzielle Hebungsgeschichte zurückzuführen.

Vor $280-270$ Ma beginnt auf dem Silvretta-Kristallin die Sedimentation (FURRER, 1985). Das Silvretta-Grundgebirge lag zu diesem Zeitpunkt an der Oberfläche und war sicher unter 300 °C abgekühlt. Die Rb-Sr-Hellglimmeralter sind mit einer Ausnahme alle höher als 280 Ma,

d. h., es handelt sich fast ausschliesslich um variszische Abkühlalter. Ein variszisch-alpidisches Hellglimmer-Mischalter wurde von THÖNI (1981) an der Basis der Silvretta-Decke, südwestlich von Ischgel, gefunden. Das bedeutet, dass 500 °C während der coalpinen Phase höchstens ganz lokal erreicht wurden.

Die K-Ar-Hellglimmer-Mischalterszone (< 270 Ma) bildet einen 5 bis 10 km breiten Rahmen um das Engadiner Fenster (Abb. 8). Die Grenze der Mischalterszone innerhalb des Silvretta-Kristallins dürfte etwa mit der 350 °C-Isotherme der coalpinen Metamorphose zusammenfallen.

Die Rb-Sr-Biotit-Mischalterszone fällt praktisch mit der K-Ar-Hellglimmer-Mischalterszone zusammen. Dies ist erstaunlich, da bei theoretisch gleicher Schliessungstemperatur die K-Ar-Biotit-Mischalterszone eine wesentlich grössere Ausdehnung besitzt. Dies kann damit erklärt werden, dass das Rb-Sr-Biotit-System in der variszisch hochmetamorphen Silvretta-Decke während der relativ schwachen alpidischen Metamorphose in Ermangelung an Fluids das retentivere System darstellte als K-Ar-Biotit.

Die K-Ar-Biotit-Mischalterszone (< 270 Ma) nimmt von Westen nach Osten, d. h. vom Prättigauer Halbfenster zum Engadiner Fenster, den ganzen zentralen Teil der Silvretta-Decke ein (Abb. 8). Ihre Begrenzung dürfte in etwa den Verlauf der alpidischen 300 °C-Isotherme markieren.

Kernspaltspuralter von 14 Zirkonkonzentrationen zeigen Alter zwischen 184 und 60 Ma (Abb. 8). Die Alter der Proben aus den nördlichen und südwestlichen Regionen sind älter als 130 Ma und können damit nicht mit einem geologischen Ereignis in Zusammenhang gebracht werden. Sie werden als variszisch-alpidische Mischalter interpretiert. Dies bedeutet, dass die Schliessungstemperatur für das FT-Zirkon-System von 200 bis 250 °C nur in der zentralen Silvretta erreicht wurde. Die ermittelten Zirkonalter belegen, dass die heute anstehenden Silvretta-Gesteine bereits vor 60 Ma auf 200–250 °C abgekühlt waren. Zwei FT-Zirkonalter aus der Biotit-Mischalterszone (Temperatur \geq 300 °C) zeigen Alter von 105 ± 15 Ma und 106 ± 14 Ma. Der alpidische Metamorphosehöhepunkt sollte also älter sein, da es sich um Abkühlalter handelt. Der von THÖNI (1983) für das Ötztal-Kristallin vertretene Altersbereich für den Metamorphosehöhepunkt von 85 bis 100 Ma liegt noch teilweise innerhalb des 2s-Fehlers. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass die Silvretta-Decke und die Ötztal-Decke den coalpinen Metamorphosehöhepunkt zu verschiedenen Zeiten erreichten.

Mit der Feststellung, dass eine Probe in bestimmten Zerfallssystemen teilverjüngte Alter (Mischalter) und in andern Abkühlalter ergibt, kann die beim Metamorphosehöhepunkt erreichte Temperatur und die nachfolgende Abkühlgeschichte für diese Probe abgeschätzt werden. In diese Betrachtungen miteinbezogen werden petrographische Beobachtungen, wie z. B. der Grad der Quarzrekristallisation und das Auftreten von Stilpnomelan. Unter der Annahme eines Thermogradienten von 30 °C/km kann der abgeschätzten Temperatur für den Metamorphosehöhepunkt jeder Probe ein Hebungsbeitrag zugeordnet werden. Auf die heutige 2200-m-Höhenlinie bezogen, erhalten wir im Westen (Sertig/Ducan) und im Norden (Arlberg/Verwalltal) der Silvretta-Decke für die Zeit nach dem coalpinen Metamorphosehöhepunkt Hebungsbeiträge von ca. 7 km. Der Zentralteil des Silvretta-Kristallins (Schlappintal-Flüelapass) wurde um etwa 8 bis 9,5 km gehoben. Westlich des Engadiner Fensters (Zernez/Nunagruppe) wurden Hebungsbeiträge von 9,5 bis 11 km abgeschätzt. Am stärksten gehoben wurde das Gebiet Paznauntal/Ischgel mit 12 bis 13 km. Der abgeschätzte Betrag der differentiellen Hebung der Silvretta-Masse nach dem coalpinen Metamorphosehöhepunkt beträgt ca. 6 km. Die differentielle Hebung führte zu einer W-E streichenden, nach W fallenden Aufwölbung der Silvretta-Masse, welche zwischen Engadiner Fenster und Prättigau kulminiert (Abb. 5, Abb. 8 und HURFORD et al., 1989). Die Aufwölbung von Engadiner und Prättigauer Halbfenster (siehe unten) hat sicher wesentlich zur differentiellen Hebung des Silvretta-Kristallins beigetragen. Ein Teil der differentiellen Hebung ist aber älter als die Aufwölbung des Engadiner Fensters (siehe HURFORD et al., 1989), welche irgendwann zwischen 60 und 35 Ma erfolgte (siehe unten). Es stellt sich die Frage, ob nicht ein Teil der Hebung sogar älter ist als die Abscherung der Silvretta-Decke von ihrem grösseren Gesteinsverband. THÖNI (1988) fand mit Rb-Sr-Kleinbereichsisochronen von zwei Pseudotachylytproben Alter von $78,5 \pm 4,6$ Ma und $73 \pm 3,2$ Ma. Betrachtet man diese Alter als Bildungsalter der Pseudotachylyte und die Pseudotachylyte als bei der Abscherung der Silvretta-Decke entstanden, so wäre die Abscherung signifikant jünger als ein Teil der FT-Zirkon-Abkühlalter. Für eine teilweise Abkühlung vor der Abscherung sprechen auch die Tatsachen, dass die Pseudotachylyte nicht nur in basischen Gesteinen, sondern auch in granitischen Gneisen und Paragneisen vorkommen und dass Rekristallisationsstrukturen nur im Elektronenmikroskop sichtbar werden (mündl. Mitt. H. U. SCHMUTZ).

Bei Temperaturen von ≥ 400 °C (bis 500 °C), wie sie an der Basis der Silvretta-Decke für den Metamorphosehöhepunkt angenommen werden müssen, wäre es in den granitischen Gesteinen und den Paragneisen wegen ihres plastischen Verhalten kaum zur Bildung von Pseudotachylyten gekommen. Ebenfalls hätte die hohe Temperatur zu einer weit stärkeren Rekristallisation der Pseudotachylyte geführt.

Mit Hilfe von 11 über das Silvretta-Kristallin verteilten FT-Apatit-Altersanalysen konnte die mitteltertiäre bis rezente Hebungsgeschichte der Silvretta-Decke rekonstruiert werden. Die bestimmten Alterwerte für die Abkühlung auf ca 100 °C (Schliessungstemperatur) schwanken zwischen 10,9 und 31,1 Ma. Der 1 σ -Fehler auf einem Einzelalter beträgt etwa $\pm 10\%$.

Die auf demselben Meridian (N-S) liegenden Silvretta-Proben zeigen eine Höhenabhängigkeit ihrer FT-Apatitalter; d. h., die Apatitalter nehmen mit zunehmender topographischer Höhe zu, da höhergelegene Proben bei der Hebung früher unter die Schliessungstemperatur abkühlten. Die Alterszunahme beträgt ca. 1 Ma pro 100 m, was einer Hebungsrate von ca 0,1 mm/a entspricht. Im Gegensatz zur Nord-Süd-Richtung, wo alle Proben auf derselben Höhe dasselbe Alter aufweisen, nehmen von West nach Ost die Alter auf derselben topographischen Höhe zu. Die Zunahme beträgt etwa 0,37 Ma/km. Diese Alterverteilung kann mit einer nach der Abkühlung unter 100 °C erfolgten Kippung der Silvretta-Decke um 2,2° nach Osten erklärt werden. Als Folge dieser Kippung finden wir heute im Westen auf einer gewissen topographischen Höhe jüngere, aus grössere Tiefe gehobene Apatit-Altersproben als im Osten. Weiter können wir zwischen $\geq 31,1$ Ma und $\leq 10,9$ Ma eine homogene, d. h. für die ganze Silvretta-Decke gleich rasche, homogene Hebung mit 0,1 mm/a annehmen (siehe HURFORD et al., 1989). Die 31,1 Ma stellen ein Minimalalter für den Beginn der homogenen Hebung dar, da es sich nur um das höchste Apatitalter der zur Verfügung stehenden Proben handelt. Maximal könnte die homogene Hebung bereits vor 43 Ma eingesetzt haben. Die westlichste Zirkonprobe würde dann aber (siehe Abb. 8) bereits aus einer Tiefe stammen, wo man alpidische FT-Zirkon-Abkühlalter erwarten müsste. Für den Übergang von der differenziellen Hebung, welche u. a. im Zusammenhang mit der Aufwölbung des Engadiner Fensters und des Prättigauer Halbfensters steht (siehe oben), zur homogenen Hebung können in erster Näherung 35 Ma eingesetzt werden.

Die rezente Hebungsrate im Raum Klosters kann nach GUBLER (1976) mit ca. 1 mm/a abge-

schätzt werden. Diese relativ rasche Hebung steht im Zusammenhang mit der s.g. Churer Hebung, welche ihrerseits auf eine negative Schwereanomalie im Raum Chur zurückzuführen ist (KAHLE und KLINGELE, 1980). Um Proben mit den z. B. in der Umgebung Klosters gemessenen Altern an die Oberfläche zu bringen, müsste die Hebungsrate von 1 mm/a, also die Churer Hebung, etwa während der letzten 2,1 Ma wirksam gewesen sein. Eine Möglichkeit, die Kippung der Silvretta-Decke zu erklären, liegt in der Feststellung, dass die mittlere, rezente Hebungsrate von Chur aus nach Osten mehr oder weniger kontinuierlich abnimmt (GUBLER, 1976). Eine Abnahme der mittleren Hebungsrate für die letzten 2,1 Ma von ca. 1,2 mm/a im Westen (Sertig/Davos) auf ca. 0,6–0,4 mm/a im Osten (Verwalltal/Paznauntal) der Silvretta-Decke würde die durch die Apatit-Altersverteilung belegte Kippung bewirken. Gute Übereinstimmung mit der postulierten Ostkippung zeigt die Beobachtung von KRÄHENBÜHL (1984). Er führte im Vereinagebiet Kluftrichtungen durch. Die weit-aus häufigste Kluftrichtung verläuft N-S, also parallel der Achse der jungen Ostkippung.

Aus den FT-Apatitaltern kann folgende Erkenntnis gewonnen werden:

- Auf die differenzielle Hebung, welche vor 110–90 Ma nach dem eoalpinen Metamorphosehöhepunkt begann, folgte zwischen ungefähr 35 Ma und 2–3 Ma die homogene Hebung mit ca 0,1 mm/a (vgl. HURFORD et al., 1989). Das heute aufgeschlossene Niveau kühlte vor 35 bis 10 Ma auf unter 100 °C ab.

- Die Aufwölbung des Engadiner Fensters ist älter als die homogene Hebung, da sich dieses Ereignis in der Apatit-Alterverteilung sonst bemerkbar machen würde. Sie ist aber sicher jünger als die jüngsten Sedimente im Fenster, welche etwa ins obere Paläozän bis untere Eozän einzustufen sind (RUDOLF, 1982; OBERHAUSER, 1983).

- Beginn der relativ raschen Churer Hebung vor 2 bis 3 Ma. Durch die nach Osten abnehmenden Hebungsraten (1,2–0,4 mm/a) wird die Silvretta-Decke um ca. 2,2° nach Osten gekippt.

4. Der Westrand des Unterengadiner Fensters (R. Bollin, M. Maggetti)

4.1. HISTORISCHES

STAUB und CADISCH (1921) unterschieden im Unterengadin dieselben Einheiten wie im Prättigau, einschliesslich der Arosa-Zone und der Sulzfluhdecke. Speziell CADISCH (1932, 1946,

1950) und CADISCH et al. (1941, 1968) beschäftigten sich in den 40er Jahren mit der Entwicklung der komplexen Verbandsverhältnisse. Auf dem Blatt Ardez der geologischen Karte der Schweiz 1/25 000 wurde von CADISCH et al. (1941) eine stratigraphische Serie bei Ardez mit dem Namen «Tasna-Decke» belegt. Dabei wurde die von STAUB et al. (1921) ausgeschiedene Arosa-Zone mit dem Tasnaflysch der Tasna-Decke als «Flysch im allgemeinen» der oberen Kreide (evtl. Tertiär) kartiert. CADISCH et al. (1941) fassten die Tasna-Decke als unterostalpinisches Element auf. Dem widersprach TRÜMPY (1960, 1972), der sich für eine mittelpenninische Position der Falknis-Sulzfluh-Decke und der Korrelation der Tasna-Decke aussprach. TRÜMPY (1972) trennte die Arosa-Zone als selbständige tektonische Einheit von der Tasna-Decke und ordnete sie dem südpenninischen Raum zu.

4.2. NEUERE UNTERSUCHUNGEN

Ein allgemeiner Überblick über das Unterengadiner Fenster kann der Arbeit von OBERHAUSER (1980) entnommen werden. Mit dem von der Exkursion besuchten Westrand des Fensters befassten sich in letzter Zeit eingehend GÜRLER (1982), WAIBEL (1985), HAYOZ (1988), BOLLIN (1989) und WAIBEL und FRISCH (1989). Partielle Beachtung fanden die Sedimente des Fensters auch bei HESSE (1973), SCHWIZER (1983) und RING (1989), während über den Fossilinhalt wichtiger Einheiten von RUDOLPH (1982) und OBERHAUSER (1983) berichtet wird. Diese Arbeiten führten zu einer Vertiefung der tektonischen Gliederung bzw. zur Unterteilung der grosstektonischen Einheiten in diverse Schuppen, zur Erarbeitung des Ablagerungsmilieus der einzelnen Schichtglieder und zur Klärung der metamorphen Bedingungen.

4.3. TEKTONISCHE UND STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG

Im Westrand des Unterengadiner Fensters sind von unten nach oben folgende tektonische Einheiten anzutreffen:

4.3.1. Die Tasna-Decke

Nach GÜRLER (1982) ist sie in vier Untereinheiten aufzuteilen: Ardezer Schuppe, Utschel-Schuppe, Valmala-Schuppe, Tasnaflysch.

Der *Ardezer Schuppe* werden laut HAYOZ (1988) folgende Einheiten zugeordnet: Tasna-Granit, Verrucano (prätriadische Serie), triadische Sedimente und der Steinsberger Lias-kalk.

– Der *Tasnagranit* ist meist von grünlicher Farbe, hell, grob- bis mittelkörnig. Die Zusammensetzung ist nach CADISCH et al. (1941), GÜRLER (1982), WAIBEL (1985) und HAYOZ (1988) wie folgt: Hauptbestandteile: Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Nebengemengteile: Biotit, Muskovit, Chlorit, Serizit und Stilpnomelan. Akzessorien: Titanit, Zirkon, Apatit, Epidot, Pyrit. Sekundärminerale: Serizit, Stilpnomelan, Chlorit.

Die prätriadische Serie besteht aus dominierenden Konglomeraten und untergeordneten Serizitschiefern. CADISCH et al. (1941) interpretierten diese Serie als klastisches Erosionsprodukt, abgelagert auf einem Kontinent, und verglichen sie mit dem altpaläozoischen Nairporphyroid der Err-Julier-Gruppe. GÜRLER (1982) schloss hingegen die Beteiligung von vulkanoklastischem Material nicht aus.

– Die *triadischen Sedimente* enthalten Dolomite, Dolomitbrekzien, Konglomerate und Quarzite. Die ersteren dominieren volumenmässig und liegen diskordant über den Serizitphylliten. Nach WAIBEL (1985) und HAYOZ (1988) ist die Sedimentation im subtidalen Bereich erfolgt.

– Der *Steinsberger Liasspatkalk* enthält Blemniten. Aufgrund der detaillierten Untersuchung durch HAYOZ (1988) könnte der Kalk in einem gut durchbewegten, nicht zu energiereichen Milieu (Plattform an der Wellenbasis) abgelagert worden sein.

Die *Utschel-Schuppe* baut sich aus folgenden Einheiten auf: Tristelschichten, Gaultschichten, obere Kreideschichten.

– Die *turbiditischen Tristelschichten* sind meist hellgrau und bestehen aus sandigen Kieselkalken. Laut SCHWIZER (1983) ist im Gelände eine Schüttungsrichtung nach W bis NW zu beobachten. Derselbe Autor ordnet sie dem obersten Barrémien bis basalen Aptien zu.

– Die *Gaultschichten* dominieren mengenmässig in der Utschel-Schuppe. Sie wittern charakteristisch ocker- bis hellbraun an. Es handelt sich um gut gradierte, turbiditische Sand- und Mergellagen. In einigen Dünschliffen konnten GÜRLER (1982) und HAYOZ (1988) Stilpnomelan nachweisen (bis 10–15 Vol.-%!). Kommt Stilpnomelan vor, fehlt Chlorit. Damit konnten in diesen Gesteinen Metamorphosebedingungen der mittleren Anchizone dokumentiert werden (Glaukonit + Chlorit + Quarz = Stilpnomelan + Kalifeldspat + H₂O + O₂, FREY et al., 1973). Nach den detaillierten Untersuchungen von

HESSE (1973) handelt es sich bei diesen Gesteinen um resedimentierte Grauwacken. Er stellt sie ins Aptien bis Albien, während CADISCH (1932) und GRUNER (1981) mittlere Kreide (Aptien bis basales Santon) postulieren.

– Die oberen *Tristelschichten* (*Couches rouges*) stellen hellgraue, im Bruch rötliche pelagische Mergelkalke dar. Es handelt sich dabei um Wechsellagerungen mit millimeterdicken Tonzwischenlagen. HAYOZ (1988) konnte Mikrofossilien der Gattung *Globotruncana* s.l. nachweisen, womit das von CADISCH (1932) und GRUNER (1981) postulierte Alter (basales Turon bis Maastricht) seine Bestätigung findet.

Die *Valmala-Schuppe* baut sich von unten nach oben aus den bereits beschriebenen Gaultschichten und den *Couches rouges* auf.

4.3.2. Der Tasnaflysch

Der monotone, bündnerschieferähnliche, stark zerscherte und verfaltete Tasnaflysch weist schiefrige, dünnegebante (max. 20 cm dick), rhythmisch abgelagerte Kalkphyllite, Sandsteine, kieselige Kalke und feine Tonschieferzwischenlagen auf. Rekristallisierte und vielfach mitgefaltete Kalzit- und Quarzadern sind omnipräsent. Die Verwitterungsfarbe ist grau bis braungelb, der Bruch ist grauschwarz. Sedimentstrukturen sind neben gewellten Parallelstrukturen infolge der tonigeren oder sandigeren Partien nicht sichtbar.

Die Dünnschliffe zeigen monotone Kalkarenite mit viel rekristallisiertem Karbonat, mikrokristallinem Quarz, Helglimmer, Erz und selten organischen Substanzen. Eingequetschte, karbonatfreie Tonschieferlagen sind häufig.

Infolge der Fossilleere ist das Alter unklar. Der Tasnaflysch kann gleichzeitig wie die *Couches rouges* in der oberen Kreide oder während des Tertiärs, im Zusammenhang mit den verstärkten Flyschbildungen der alpinen Orogenese, abgelagert worden sein. CADISCH (1946), CADISCH et al. (1941) und GÜRLER (1982) sehen den Tasnaflysch stratigraphisch normal über den *Couches rouges* und erhalten somit ein Alter der oberen Kreide.

Wegen der dünnen und karbonatfreien Phyllitlagen zwischen den Kieselkalcken könnte der Tasnaflysch in einem tiefmarinen Trog nahe der CCD-Linie abgelagert worden sein. Wegen des fehlenden Chromspinelles und der Überschiebung auf die *Valmala-Schuppe* wurde er möglicherweise an der Südgrenze des mittelpenninischen Raumes abgelagert. Nach WINKLER (persönliche Mitteilung 1989) ist es durchaus möglich, dass im Tertiär chromitfreie Flysche im südpenninischen Raum existieren.

4.3.3. Der Helminthoidenflysch

GÜRLER (1982) beschrieb am Südhang des Val d'Urezzas, im Kontakt zum Tasnaflysch, eine Zone von sandigen Kalkphylliten und Mergelkalcken, die er anhand von ähnlichen Gesteinen mit Helminthoidenspuren im Val Urschai dem *Helminthoidenflysch* zuspricht. Abgesehen von leicht mächtigeren, sandigeren Schichten und der etwas schwächeren Ruschelung finden sich keine Unterschiede zum Tasnaflysch. Die Illitkristallinität (BOLLIN, 1989) dieser Linsen zeigt unmetamorphe bis tief anchimetamorphe Metasedimente. Die restlichen tektonischen Einheiten am NW-Rand des Engadiner Fensters zeigen hohe Anchimetamorphose.

4.3.4. Die Arosa-Zone

Die Arosa-Zone ist infolge ihrer Komplexität seit jeher eine viel diskutierte Einheit. Von 1969 bis heute lassen unzählige Arbeiten, u. a. LAUBSCHER (1970), TOLLMANN (1970), TRÜMPY (1975), DIETRICH (1976), OBERHAUSER (1980), GÜRLER (1982), WEISSERT und BERNOULLI (1985), LÜDIN (1987), WINKLER (1988), WAIBEL und FRISCH (1989) die von AMPFERER (1933) neu benannte Arosa-Zone mit Hilfe der aufkommenden Plattentektonik als südpenninische und austroalpine *Mischzone* deuten.

Am NW-Rand des Unterengadiner Fensters finden sich hauptsächlich turbiditische Wechsellagerungen von W-E streichenden, subvertikal stehenden Flyschen mit Sandsteinen, Kieselkalcken, farbigen Ton- und Mergelschiefen.

Dispers im ganzen Gebiet verteilt finden sich dekametergrosse Fremdlinsen wie Ophiolithe, Radiolarite, palombiniähnliche Kalke oder Dolomite, um nur einige zu erwähnen. Die Matrix, wie sie in einer *Mélangezone* zu erwarten ist, sind in diesem Falle, bezüglich der Linsen, die turbiditischen Flysche.

Die allgemeine Schichtung der Flysche beträgt 70/170° bis 80/180°. Die Schichten streichen demnach WE und fallen gegen Süden ein.

Grossräumig scheint die Arosa-Zone schwächer deformiert als der Tasnaflysch. Lokal finden sich verschiedene Kleinfaltungen und Kleinstfaltungen. Es seien hier exemplarisch drei verschiedene Kleinfaltungsarten aufgeführt.

1. Südvergente Kleinfalten mit einer gegen Norden fallenden Achsenebenenrichtung ($\pm 45/360^\circ$) und einer gegen Süden geneigten Schichtung ($\pm 55/180^\circ$).

2. Nordvergente Kleinfalten mit einer gegen Süden fallenden Achsenebenenrichtung ($\pm 45/$

180°) und einer gegen Norden geneigten Schichtung ($\pm 60/360^\circ$).

3. Nordvergente M-förmige Kleinstfalten mit schwach gegen Norden fallender Schichtung ($\pm 10/360^\circ$) und südgerichteten Achsenebenen ($\pm 30/180^\circ$).

Das Gebiet am Nordwestrand des Unterengadiner Fensters zeigt eine Mischzone, bestehend aus Flyschen der oberen Kreide (evtl. Tertiär) mit sporadischen, spättektonisch eingeschuppten südpenninischen (Radiolarite, Kalpionellenkalke, Palombiniwechsellagerungen) und austroalpinen (norischer Hauptdolomit) Linsen.

Literaturverzeichnis

Silvretta

- AMANN, A. (1985): Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. Unveröfftl. Diss. Univ. Innsbruck.
- ARBENZ, P., BRAUCHLI, B., CADISCH, J., FREY, F., GLASER, T., EUGSTER, H., LEUPOLD, W. und OTT, E. (1921–1926): Geologie von Mittelbünden. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF, 49. Lieferung, Abteilungen I–VII.
- BARSCHE, D. (1969): Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. Z. für Geomorphologie, Supplementband 8, 11–30.
- BEARTH, P. (1932a): Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 12, 147–178.
- BEARTH, P. (1932b): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 12, 256–278.
- BEARTH, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 13, 347–355.
- BEARTH, P., SPAENHAUER, F. und STRECKEISEN, A. (1934): Davos–Flüelapass–Grialetschhütte–Scaletapass, Engadin. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XIII, Exk. 91, 1034–1039.
- BECKER, C. P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. und SCHRAMM, J.M. (1987): Outlines of the pre-Alpine Metamorphic events in the Austrian Alps. Flügel, H.W. and Sassi, F.P. Eds.: Contribution to Knowledge of the Variscan and pre-Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts. Mineralia Slovaca Spec. Monography, IGCP 5.
- BERTLE, H. (1970): Kurze Mitteilung über ein NNE–SSW-streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. Verh. Geol. B.–A., 3, 486–490.
- BERTLE, H. (1972a): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens – Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, 1–59.
- BERTLE, H. (1972b): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt 169 Partenen. Verh. Geol. B.–A., 3, A, 28–30.
- BERTLE, H. (1978): Führer für den Geologischen Lehrwanderweg Bartholomäberg. Veröffentlichungen des Heimatschutzvereins im Tale Montafon 1, 26 S., 14 Abb., 1 Karte.
- BLUMENTHAL, M. (1926): Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun. Jahresber. naturf. Ges. Graubünden, 64, 51–83.
- BOESCH, H.H., CADISCH, J. und WENK, E. (1953): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Zerneß (424), Kümmerly und Frey, Bern.
- BOLLIN, R. (1989): Geologie des Val Urezzas. Unveröfftl. Diplomarbeit, Univ. Freiburg.
- BRÖCKER, M. (1985): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Val Tuoi (Silvretta, Schweiz). Unveröfftl. Diplomarbeit Univ. Tübingen.
- CADISCH, J., BEARTH, P. und SPAENHAUER, F. (1941): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Ardez (420), Francke Bern.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. und WENK, E. (1968): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Scuol-Schuls-Tarasp, Kümmerly und Frey, Bern.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. und BERNOULLI, D. (1976): Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons). Bull. Soc. geol. France, 7, XVIII, 1283–1293.
- EICHENBERGER, U. (1986): Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpen). Diss. ETH Zürich.
- ESCHER V. D. LINTH, A. und STUDER, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. N. Denkschr. Schweiz. Ges. Naturwiss., 3, 218 S., Neuchâtel.
- ESCHER, E. (1935): Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 18. Lieferung.
- ESCHER, F. (1921): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden, LX, 5–55 (1 geol. Kartenskizze 1:50 000).
- EUGSTER, H. (1923a): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz, II. Die Eisenerzlagerstätten im Val Tisch und im Val Plazbi. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, XIII, I. Band, 207–218.
- EUGSTER, H. (1923b): Geologie der Ducangruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 49/III.
- EUGSTER, H. (1934): Bergün-Ducanpass-Sertig- oder Monstein. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XIII, Exk. 90, 1026–1033.
- FLISCH, M. (1981): Geologie und Petrographie der Rotbuelgruppe. Unveröfftl. Liz.-Arbeit Univ. Bern.
- FLISCH, M. (1986): Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing., 53, 123, 23–49.
- FLISCH, M. (1987): Teil 1: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettakristallins. Teil 2: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. Unveröfftl. Dissertation Universität Bern.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOSY, W. und SCHARBERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 23, 191–203.
- FRAPOLLI, G. (1975): Petrografia della regione del passo della Flüela. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 55, 307–364.
- FRISCH, W. und NEUBAUER, F. (1984): Gneis-Amphibolitfolgen und kaledonische Orogenese im ostalpinen Kristallin. Fortschr. Miner., 62, Beiheft 1, 67–68.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. und SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian Variscan cycle. Geol. Rundschau, 73, 1, 47–68.

- FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. und HAISS, N. (1987): Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. In: Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountains belts. Edited by Flügel, Sassi and Grecula. Mineralia slovacica. Monography. Alfa Bratislava, 209–236.
- FUCHS, G. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 169 Partenen (Ost und West). Geologische Bundesanstalt Wien.
- FUCHS, G., KURAT, G. und NTAFLS, T. (1986): Ein Peridotit-Vorkommen im Silvretta-Kristallin südlich von Galtür. *Jb. Geol. B.-A.*, 129, 2, 283–290.
- FURRER, H. (1985): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland. Guide Book. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F. 248.
- GIGER, M. (1985): Petrographisch-geologische Untersuchungen der Davoser Dorfberg-Decke und ihrer benachbarten tektonischen Einheiten im Gebiet Weissfluhjoch-Schafaläger-Dorfberg (Davos, Kanton Graubünden). Unveröfftl. Liz.-Arbeit Univ. Bern, 410 Seiten.
- GIGER, M. (1986): Geochronologie im Penninikum-Ostalpin-Grenzbereich von Mittelbünden. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66/3, 473–475.
- GRAF, K. (1987): Geologische Untersuchung der Sedimente und Vulkanite der Landwasserkette zwischen Valbellahorn und Wiesen (Graubünden). Unveröfftl. Liz.-Arbeit Univ. Bern.
- GRAMANN, A. (1899): Über die Andalusitvorkommnisse im rätschen Flüela- und Scalettagbiet und die Färbung der alpinen Andalusite. Diss. Zürich, Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, Jg. XLIV.
- GRAUERT, B. (1966): Rb–Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 139–147.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. Unveröfftl. Diss. Univ. Bern.
- GRAUERT, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. *Fortschr. Miner.*, 59, Beiheft 1, 54–56.
- GRAUERT, B. und ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). *Contr. Mineral. and Petrogr.*, 20, 34–56.
- GRUBENMANN, U. (1904): Pneumatolyse und Pegmatite. Mit einem Anhang über den Turmalinpegmatit vom Piz Cotschen im Unterengadin. *Vierteljahrschrift der Zürcher Natf. Ges.*, 376–391.
- HAMMER, W. (1914): Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. *Jahrb. der k. k. Geolog. Reichsanstalt*, 64, 555–562.
- HAMMER, W. (1930): Über Pseudotachylite in den Ostalpen. *Jahrb. Geolog. Bundesanstalt*, 80, 571–585.
- HAYOZ, P. (1988): Geologie der Region Ardez (Unterengadin). Unveröfftl. Diplomarbeit Univ. Freiburg.
- HEIM, A. (1922): VI. Das Silvretta-Massiv (Silvretta-Alt-kristallin). *Geologie der Schweiz*, II, 2, 773–786.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone-Ostalpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 407–418.
- HOERNES, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.*, 15, 56–70.
- HOERNES, S. und PURTSCHELLER, F. (1970): Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllits. *Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck*, 3, 483–488.
- JÄGER, E. (1962): Rb–Sr Age Determination on Micas and Total Rocks from the Alps. *J. Geophys. Res.*, 67, 13, 5293–5306.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. und WÜTHRICH, H. (1961): Rb–Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 41, 2, 255–272.
- KRÄHENBÜHL, H. (1987): Das Eisen-Kupfer-Vorkommen von Lavin, Unterengadin. *Bergknappe*, 42, 4, 23–25.
- KRÄHENBÜHL, R. (1984): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Masse vom Flüela-Weisshorn zu Gorihorn und Rosställispitz (Kanton Graubünden). Unveröfftl. Liz.-Arbeit Univ. Bern.
- KRECZY, L. (1981): Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. Unveröfftl. Diss. Form. u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- LAUBSCHER, H.P. (1983): Detachment, shear and compression in the central Alps. *Geol. Soc. of America, Memoir* 158, 191–211.
- LEIMSER, W. und PURTSCHELLER, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72, 129–137.
- LEUPOLD, W. (1935): Davos und der Flüelapass – Geologische Übersicht. *Schweizer Alpenposten, Flüelapass, Kümmerly und Frey Bern*, 1–10.
- LEUPOLD, W., EUGSTER, H., BEARTH, P., SPAENHAEUER, F. und STRECKEISEN, A. (1935): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Scaletta (423). Francke Bern.
- MAGGETTI, M. (1985): The eclogites from the Silvretta, Switzerland. *Terra Cognita*, 5, 4, 423–424.
- MAGGETTI, M. (1986): Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse. *Fortschr. Miner.*, 64, Beiheft 1, S. 103.
- MAGGETTI, M. (1988): Die metamorphe Entwicklung der Silvretta-Eklogite. *Zentralblatt Geol. Paläont.*, 1, 3/4, S. 340.
- MAGGETTI, M. und GALETTI, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 64, 423–450.
- MAGGETTI, M., GALETTI, G. und STOSCH, H.-G. (1987): Eclogites from the Silvretta Nappe (Switzerland): Geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths. *Chemical Geology*, 64, 319–334.
- MAGGETTI, M. und GALETTI, G. (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 467–484.
- MAISCH, M.E. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). Unveröfftl. Diss. Univ. Zürich.
- MASCH, L. (1970): Die Pseudotachylite der Silvretta – eine Untersuchung ihrer Deformation und Aufschmelzung. Unveröfftl. Diss. Univ. München.
- MASCH, L. (1973): Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). *N. Jb. Miner. Mh.*, 486–509.
- MASCH, L. und KOCH, N. (1986): Mikrostrukturen der alpidischen Deformation der Silvretta-Decke (Un-

- terengadin). Abstracts Symposium Strukturgeologie, Kristallinegeologie, Tektonik, Tübingen 10.-12. 4. 1986, 57-58.
- MASCH, L. und KOCH, N. (1988): Deformationsstrukturen der Mylonite der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) und Vergleich mit Basismyloniten der alpidischen Silvretta-Decke (Graubünden). *Erlanger geol. Abh.*, 116, 81-100.
- MERCOLLI, I. und OBERHÄNSLI, R. (1988): Variscan tectonic evolution in the Central Alps: a working hypothesis. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 491-500.
- MICHAEL, G. (1985a): Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin). Unveröf. Diplomarbeit Univ. Freiburg.
- MICHAEL, G. (1985b): Géologie et Pétrographie de Macun (Silvretta). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 65, 2/3, 369-372.
- MICHAEL, G. (1986): Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin). *Nachrichten der Schweiz. mineral. Ges.*, Nov. 86, S. 19.
- MÜLLER, B. (1989): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Decke im Gebiet der Obersilvretta bis Chremerschöpf (Kanton Graubünden). Unveröf. Diplomarbeit Univ. Bern.
- PASTEELS, P. (1964): Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 44, 519-541.
- PAULCKE, W. (1913): Geologische Exkursionen im Unterengadin. *Fetan-Finstermünz. Exk.führer geol. Ver.* 25-35.
- REITHOFER, O. (1931): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. *Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt*, 81, 1+2, 305-330.
- REITHOFER, O. (1935): Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. *Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt*, 85, 1+2, 225-258.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, G. und ZIRPOLI, G. (1987): The Caledonian event in the Eastern Alps: a review. Flügel, H.W., Sassi, F.P. and Greclula, P. eds.: *Prevariscan events in the alpine-mediterranean mountain belts*. Alfa, Bratislava, 431-434.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. und GRÖGLER, N. (1967): Rb/Sr- und U/Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneebergerzuges. *Eclogae geol. Helv.*, 60, 529-536.
- SCHMUTZ, H.U. (1986): Die Pseudotachylite der Silvretta am NW-Rand des Unterengadiner Fensters, eine strukturelle und petrographische Beschreibung. *Schweiz. Nationalfonds, Bulletin der Abteilung 2, Info 2, Heft 4*, S. 28.
- SCHMUTZ, H.U. (1989): Die Pseudotachylite der Silvretta am NW-Rand des Unterengadiner Fensters, eine strukturelle und petrographische Beschreibung. *Schweiz. Nationalfonds, Bulletin der Abteilung 2, Info 2, Heft 10*, S. 25.
- SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sarsura-Gruppe. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 12, 27-146.
- SPAENHAUER, F. (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 13, 323-346.
- SPIESS, R. (1985): Kristallinegeologisch-geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i.w.S. im Montafon (Vorarlberg). Unveröf. Diss. Univ. Wien.
- SPIESS, R. (1987): The early alpine overprint in the northern "Silvrettakristallin" and the western "Phyllitgneiszone" (Vorarlberg-Tirol, Austria): radiometric evidence. *Rendiconti della società Italiana di mineralogia e petrologia*, 42, 192-202.
- SPITZ, A. und DYHRENFURTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scansf und dem Stilsferjoch. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF, XLIV. Lief.*
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 8, 87-239.
- STRECKEISEN, A. (1948): Der Gabbrozug Klosters-Davos-Arosa. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 28, 195-214.
- STRECKEISEN, A. (1967): Susch-Flüelapass-Davos Dorf. *Geol. Führer der Schweiz*, 736-737.
- STRECKEISEN, A., GRAUERT, B. und PETERS, Tj. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 46, 2, 704-722.
- TARNUZZER, Ch. (1907): Notiz über den Marmor von Lavin. *Jahresbericht Natf. Ges. Graubünden*, 49, 39-43.
- TARNUZZER, C. und GRUBENMANN, U. (1909): Beiträge zur Geologie des Unterengadins. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, XXIII.*
- THEOBALD, G. (1864): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden (mit 2 Karten und Durchschnitten). *Beitr. Geol. Karte der Schweiz, II, 1-372.*
- THIERRIN, J. (1982): Géologie et pétrographie du Val Sarsura, Grisons. Unveröf. Diplomarbeit Univ. Freiburg.
- THIERRIN, J. (1983): Les écolites et le complexe gabbroïque du Val Sarsura (Silvretta). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 63, 479-496.
- THÖNI, M. (1980): Distribution of pre-Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit based on K/Ar Determinations. *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72, 139-165.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar age determination on micas. *Jahrb. Geol. B.-A.*, 124, 1, 111-174.
- THÖNI, M. (1982): Der Einfluss der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 28, 17-34.
- THÖNI, M. (1983): The thermal climax of the early alpine metamorphism in the austroalpine thrust sheet. *Mem. Scienze geol. Padova*, 36, 211-238.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites: Implications for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. *Jb. Geol. B.-A.*, 131, 1, 169-201.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I: Die Zentralalpen. F. Deuticke, Wien.
- VAVTAR, F. (1988): Die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvrettakristallin. *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 9, 103-153.
- VÖGELE, A.E. (1984): Untersuchungen zur Geomorphologie und jungquartären Talgeschichte des Dischma (Davos, Kt. Graubünden). Unveröf. Diss. Univ. Zürich.
- VON DER CRONE, M. (1989a): Geologie und Petrographie im Val Barlasch. (Graubünden). Unveröf. Diplomarbeit Univ. Freiburg.
- VON DER CRONE, M. (1989b): Fleckengesteine der Silvretta: Relikte einer vorvariszischen (panafrikanischen?) Metamorphose. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, 141-144.

- VUAGNEUX, R. (1983): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet Flüelapass (Kt. Graubünden, Schweiz). Unveröfftl. Diss. Univ. Zürich.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M. and JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the central Alps. *Mem. Scienze Geol. Padova*, 30, 1-27.
- WENK, E. (1934a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 14, 196-278.
- WENK, E. (1934b): Der Gneiszug von Prà Putèr - Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbrailldecke zur Silvretta-Ötztal-Decke. *Eclogae geol. Helv.*, 27, 135-146.
- WENK, E. und STRECKEISEN, A. (1951): Bericht über die geologisch-petrographische Exkursion ins östliche Graubünden (Unterengadin-Silvretta-Prättigau). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 31, 330-342.
- WURM, A. (1935): Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung. *Z. Vulkanol.* 16, 98-119.
- ZAUGG, F. (1987): Geologische Untersuchung der Sedimente und Vulkanite der Landwasserkette zwischen Sandhubel und Wiesen (Graubünden). Unveröfftl. Liz.-Arbeit Univ. Bern.
- GÜRLER, B. (1982): Geologie des Val Tasna und Umgebung (Unterengadin). Unveröfftl. Diss. Univ. Basel.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide), Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trögebene der Alpen. *Geologica et Palaeontologica*, Sonderband 2.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- HOSCHEK, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22, 208-232.
- HURFORD, A., FLISCH, M. und JÄGER, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps - a contribution from fission track analyses and mica dating. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45.
- HYNDMAN, D.W. (1981): Controls on source and depth of emplacement of granitic magma. *Geology*, 9, 244-249.
- KAALSBECK, F. und HANSEN, M. (1989): Statistical analyses of Rb-Sr isotope data by the "bootstrap" method. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 73, 289-297.
- KAHLE, H.-G. und KLINGELE, E. (1980): Recent activities in gravimetry and physical geodesy. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 59, 207-217.
- LAUBSCHER, H.P. (1970): Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 5/3, 565-596.
- LÜDIN, P. (1987): Flysche und tektonische Mélanges im südpenninisch/unterostalpinen Grenzbereich (Arosa-Zone; Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). *Diss. Univ. Basel*.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadin Fenster. In: *Geol. Bundesanstalt Österreich (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs*, Springer, Wien, 291-299.
- OBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadin Fensters sowie im Verspalflysch des Rätikon. *Jb. Geol. B.-A.*, 26/1, 71-93.
- PURDY, J.W. und JÄGER, E. (1976): K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 30, 1-31.
- RICHARDSON, S.W. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267, 259-272.
- RING, U. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary Zone: The Arosa Zone (Grisons-Rätikon area, Swiss-Austrian Alps). *Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, Nr. 1*, 178 S.
- RUDOLPH, J. (1982): Tiefstes Tertiär im oberen Fimbertal. *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 181-183.
- SCHMIDEGG, O. (1933): Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. *Verh. Geol. B.-A.*, 83-95.
- SCHWIZER, B. (1983): Die Tristel-Formation: Vergleichende Untersuchungen in Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg und Bayern. Unveröfftl. Diss. Univ. Bern.
- STAUB, R. und CADISCH, J. (1921): Zur Tektonik des Unterengadin Fensters. *Eclogae geol. Helv.*, 16/2, 224-285.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Der Westabschnitt. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 62, 78-170.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 71, 843-908.

Übrige zitierte Literatur

- AMPFERER, O. (1933): Beiträge zur Geologie des Rätikon. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 83.
- CADISCH, J. (1932): Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadin Fenster. *Eclogae geol. Helv.*, 25, 17-22.
- CADISCH, J. (1946): Über den Flysch der Tasna-Decke. *Eclogae geol. Helv.*, 39, 105-109.
- CADISCH, J. (1950): Prättigauer Halbfenster und Unterengadin Fenster, ein Vergleich. *Eclogae geol. Helv.*, 43/2, 172-180.
- CADISCH, J., BEARTH, P. und SPAENHAUER, F. (1941): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 420 (14), Ardez. *Schweiz. geol. Kommission*.
- CADISCH, J., WENK, E. und KELLERHALS, P. (1962): Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogisch-Petrographischen Gesellschaft ins Unterengadin Fenster und in die Unterengadin Dolomiten am 10., 11. und 12. September 1962. *Eclogae geol. Helv.*, 55/2, 485-491.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. und WENK, E. (1968): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 44, Scuol/Schuls-Tarasp. *Schweiz. geol. Kommission*.
- DIAKONIS, P. und EFRON, B. (1983): Computer-intensive methods in statistics. *Sci. Am.*, 248 (May issue), 96-108.
- DIETRICH, V. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. *Geotekt. Forsch.*, 50, 1-84.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., ROGGWILLER, P. und SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. *Contr. Mineral. Petrol.*, 39, 185-218.
- GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56, 675-678.

- TRÜMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. In: Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizer Nationalpark. Bd. XII, 71–87. Komm. schweiz. natf. Ges. z. wiss. Erforschung des Nationalparks.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. *Am. J. Sci.* 275A, 209–238.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56, 641–647.
- WAIBEL, A.F. (1985): The Geology of Tasna Valley, Including the Underlying Ophiolites of the Ramosch Zone; Lower Engadine Window, Switzerland. Unveröfftl. Diplomarbeit Univ. Tübingen.
- WAIBEL, A.F. und FRISCH, W. (1989): The Lower Engadine Window: sediment deposition and accretion in relation to the plate-tectonic evolution of the Eastern Alps. *Tectonophysics*, 162, 229–241.
- WEISSERT, H. und BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch.*, 74/3, 665–679.
- WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, 5. Auflage, Heidelberg.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to Early-Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications. *Jb. geol. B.-A.*, Wien, 131, 341–389.
- YARDLEY, B.W.D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. *Am. Mineral.* 62, 787–800.

Manuskript angenommen 16. Februar 1990.

Leere Seite
Blank page
Page vide

Exkursionsprotokoll

Montag, 11. September: Anreise

Berichterstattung: *M. Maggetti*

Die Exkursionsleitung hatte die Teilnehmer eingeladen, sich spätestens bis 19.30 Uhr im Hotel Brauerei in Davos Dorf einzufinden. Wir hatten die grosse Freude, einen über 80jährigen Kollegen aus Bukarest, Dr. Gherase, unter uns begrüßen zu können. Dank der grosszügigen Unterstützung von Prof. Streckeisen war ihm ermöglicht worden, einige Sommermonate im Westen verbringen zu können. Nach einem währschaften Nachtessen wurde das Silvretta-Kristallin vorgestellt und das Programm des ersten Exkursionstages diskutiert. Nach dem letzten Schlummerbecher fanden alle die wohlverdiente Ruhe im Doppelzimmer oder im Massenlager.

Dienstag, 12. September: Flüelapass-Profil

Führung: *M. Flisch, B. Hellermann*
und *M. Maggetti*

Berichterstattung: *M. Flisch* (Halte 1–4)
und *M. Maggetti* (Halt 5)

1. Halt: Flüelastrasse, kleiner Steinbruch Stilli (Koord. 785 300 / 187 280, 1571 m ü. M.)

Im kleinen Steinbruch wurde ein stark zerrütteter Hauptdolomit (Norien) der Decke der Aroser Dolomiten abgebaut. Bei dieser Decke handelt es sich wahrscheinlich um ins Silvretta-Kristallin eingeschuppte Silvretta-Trias. Richtung Flüelapass, direkt nach dem Steinbruch (Wiese), liegt der Kontakt zwischen der Decke der Aroser Dolomiten und der nächsthöheren Einheit, der Silvretta-Decke. Die Basis der Silvretta-Decke (hier gebildet durch einen Granitgneis) ist ebenfalls sehr stark zerrüttet (Kataklasit). Dies ist auch der Grund, dass zur Strassensicherung auf dem nächsten km Richtung Flüelapass fast alle Aufschlüsse mit Spritzbeton abgedeckt wurden.

Bei schönem Wetter hat man von hier eine sehr schöne Aussicht auf die Region Schiahorn–Salezerhorn/Davoser Dorfberg (siehe

Ansichtsskizze von A. STRECKEISEN im Geol. Führer der Schweiz 1967, Heft 8, Exkursion 37 A, Seite 732). Von oben nach unten kann man folgende tektonische Einheiten unterscheiden: a) Decke der Aroser Dolomiten am Schiahorn, b) eingeschupptes Silvretta-Kristallin am Grünturm, c) Schafläger-Sedimentzug am Schafläger, d) Davoser-Dorfberg-Decke am Salezerhorn und am Dorfberg, e) Aroser Schuppenzone am Schaflägergrat und am Mittelgrat.

2. Halt: Kleiner Steinbruch südöstlich Tschuggen (Koord. 789 600 / 184 540, 1964 m ü. M.)

In diesem Steinbruch wird zurzeit intensiv ein biotitreicher Augengneis abgebaut, so dass wahrscheinlich in naher Zukunft von den hier anstehenden Gesteinen nicht mehr viel zu sehen sein wird. Der Augengneis und ein darin schieferungsparallel (S2) eingelagerter Bändergneis zeigen eine sehr ausgeprägte variszische Deformation (D2). Beim Augengneis handelt es sich wahrscheinlich um eine Randfazies der Granitgneise vom Typ Flüela. Die Bändergneise entstanden möglicherweise durch eine intensive isoklinale Verfaltung von aplitischen Gängen (helle Lagen) der flüelagranitischen Gesteinsassoziation mit dem biotitreichen Augengneis (dunkle Lagen). Die einzelnen Bänder erreichen Mächtigkeiten von bis zu 30 cm. Aus einer 15 cm hohen und etwa 4 cm mächtigen Platte wurden je drei dunkle und drei helle Lagen ausgesägt. Die sechs Proben wurden einzeln mit der Rb-Sr-Methode analysiert. Durch die Analysepunkte lässt sich eine Isochrone von 370 ± 17 Ma rechnen. Es kann angenommen werden, dass es während der hier sehr ausgeprägten ersten variszischen Deformation zu einer Öffnung des Rb-Sr-Systems im Kleinbereich gekommen ist. Das errechnete Alter datiert damit etwa die erste variszische Deformation (D2). Wie im einführenden Text erwähnt wurde, stimmt dieses Alter sehr gut mit den ebenfalls als variszisch zurückgestellt interpretierten Altern der kaledonischen Granitgneise vom Typ Frauenkirch überein (vgl. GRAUERT, 1969).

**3. Halt: Moräne südöstlich Wägerhus, Karlimatten
(Koord. 791 200 / 182 420, 2207 m ü. M.)**

In der am Ausgang des Tälchens gegen das Flüela-Weisshorn liegenden Moräne finden sich zahlreiche, bis mehrere Kubikmeter grosse Blöcke der Granitgneise vom Typ Flüela. Die Paralleltextur wird durch die gelängten Kalifeldspat-Augen (1–5 cm gross) und die Glimmer (Hellglimmer und Biotit) abgebildet. Wechselnder Biotitgehalt lässt die Gesteine heller oder dunkler erscheinen. Die Kalifeldspat-Augen sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Stellenweise ist der Biotit stark in Chlorit umgewandelt. GRAUERT (1969) bestimmte das Alter der flüelagranitischen Assoziation (siehe Einführung) auf 443 Ma. Eine erneute Datierung von FLISCH (1987) ergab 450 ± 2 Ma.

Weiter wurde ein kleinerer Block von mönch-alpgranitischem Gestein gefunden (vgl. STRECKEISEN, 1928). Im Einzugsgebiet der Moräne ist dieses Gestein im Anstehenden jedoch nicht bekannt. Es zeichnet sich durch Pinitpseudomorphosen nach Cordierit aus.

4. Halt: Abzweigung des Wanderweges zum Flüela-Schwarzhorn, etwa 1,3 km vom Hospiz Richtung Susch (Postauto Haltestelle)

Es folgt die Begehung des Radönt.

1. Aufschluss: Bei der Abzweigung des Wanderweges zur Grialetsch-Hütte vom Schwarzhornweg (Koord. 792 920 / 179 520).

Zwei Gletscherschliffe im Knotengneis (paragene Serie, Biotit-Plagioklasgneis) zeigen sehr schön die Strukturprägung der im Radönt anstehenden Gesteine. Die variszische Hauptschieferung (S2) wurde durch die zweite variszische Deformation (D3) z. T. in offene Falten gelegt und z. T. isoklinal im Dezimeter- bis Meterbereich verfaultet. Die Faltenachsen fallen mit etwa 30° gegen SW. Die spätvariszische Deformation D4 äussert sich in kombinierten Scherbändern. Die etwa 5 mm grossen Plagioklasknoten wurden bereits durch D2 gelängt und sind damit also älter als die erste variszische Deformation. Die prävariszische Deformation (D1) ist in diesem Aufschluss nicht feststellbar.

2. Aufschluss: Ca. 70 m auf dem Wanderweg Richtung Grialetsch-Hütte. Eine Geländestufe von etwa 1 m Höhe.

Der Wanderweg schneidet hier einen gut aufgeschlossenen Diabasgang von ca. 8 m Mächtigkeit, welcher einen «Chilled Margin» von ca. 10 cm aufweist. Der primäre Mineralbestand dieser tholeiitischen Magmatite kann wie folgt abgeschätzt werden: 50–60% Plagioklas, 10–30%

Augit, 5–15% Ilmenit, 5–10% Quarz \pm Biotit \pm Hornblende \pm Orthopyroxen. An sekundären Mineralen treten auf: Chlorit, Epidot-Klinoisit, Aktinolith, \pm Biotit, \pm Calcit, \pm Talk, \pm Pyrit. Diese sicher postvariszischen Ganggesteine wurden während der eoalpinen Metamorphose überprägt (Sekundärminerale). Ihr Auftreten zeigt keine bevorzugte Streichrichtung. Im S und E der schweizerischen Silvretta treten sie gehäuft auf.

3. Aufschluss: Weiter auf dem Wanderweg Richtung Grialetsch-Hütte. Etwa 40 m östlich des Weges, bei den Koord. 792 820 / 179 260.

Gletscherschliff im Knotengneis. Von D3 verfaultete, variszische Hauptschieferung (S2). Mehrere, nach D2 gebildete, von D3 z. T. deformierte Quarz-Andalusitlinsen.

4. Aufschluss: Mehrere Gletscherschliffe in der Knotengneisserie bei den Koord. 792 830 / 179 170.

Die Knotengneise dieser Aufschlüsse sind manchmal lagig ausgebildet. Die von D3 in offene Falten gelegten oder isoklinal verfaulteten, die Schieferung S2 abzeichnenden Lagen lassen anhand von Umbiegungen (B2) die erste Schieferung (S1) erkennen. Bei einem prävariszischen Ereignis kam es in diesen Gesteinen auch zur Teilmobilisation, was u. a. zur Bildung der hellen Lagen führte. Ein Teil der hellen Lagen sind aber als aplitische Intrusionen zu interpretieren.

5. Aufschluss: Felsen zwischen den Koord. 792 940 / 179 040 und 792 980 / 178 770.

Wir durchwandern unterhalb des markanten Felsbandes den Übergang von der Knotengneisserie zum Biotitgranitgneis vom Typ Radönt und dann zum fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmergranitgneis. Der Biotitgranitgneis vom Typ Radönt und der fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranitgneis gehören zur flüelagranitischen Assoziation. Sie bilden hier den mit etwa $70\text{--}80^\circ$ gegen SE einfallenden NW-Schenkel einer mit 30° nach SW einfallenden, nach oben offenen Grossfalte im km-Bereich. Diese Gesteinsserien biegen nordöstlich von Punkt 2640 um und bilden dann den mit etwa $50\text{--}60^\circ$ nach NW fallenden SE-Schenkel der Grossfalte ab.

5. Halt: Eklogite und Granatsymplektite des Val Puntota (Geröllhalden, Koordinaten ca. 796 000–797 000 / 170 400–171 000, 2000–2200 m ü. M.)

Nach dem Abstieg aus dem instruktiven Radönt begaben sich die Teilnehmer per Personenwagen weiter nach Susch, dann über Zernez bis Brail. Kurz vor Brail zweigt eine neue, im Bau befindliche Forststrasse ab, der bis zur markanten S-Kurve auf 1800 m gefolgt wurde. Nach Zurück-

lassen der Autos begann der gemächliche Aufstieg entlang der Ova da Punt Ota.

Die Geröllhalden auf der linken Talseite bieten das gesamte Spektrum der verschiedenen Eklogitvarianten. Man trifft fein bis mittelkörnige Gesteine mit der Assoziation Omphazit und Granat sowie auch retrograde Varietäten, d. h. symplektitische Granat-Amphibolite, Granatamphibolite und «normale» Plagioklas-Amphibolite.

Der Komplex ist Teil des mächtigen Amphibolitzuges von Brail. Erstaunlicherweise übersahen die älteren Bearbeiter dieses augenfällige Vorkommen, und so fehlt auf Blatt Zernez der geologischen Karte 1:25000 die Übersignatur, mit der die sogenannten Eklogitamphibolite dargestellt wurden. Der Hinweis von SPITZ und DYHRENFURTH (1914, S. 25), wonach Granat-Amphibolite mit diablastischem Grundgewebe im mächtigen Amphibolitzug von Brail-Zernez-Nuna vorherrschen, wurde von den Kartierern wohl übersehen. Wie dem auch sei, die Ehre der Entdeckung von echten Eklogiten kommt J. THIERRIN zu, der solche Gesteine während seiner Diplomarbeit im Val Sarsura entdeckte (THIERRIN, 1982, 1983). Über die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen dieses faszinierenden Gesteinstyps sei auf die Kapitel 2.2.1. und 3.1.2. des Exkursionsführers hingewiesen.

Zum Abendessen trafen sich alle im Hotel Baer und Post in Zernez, wo bei reichlichem Veltliner die Ereignisse des Tages nochmals durchbesprochen wurden. Das Nachtessen liess noch lange auf sich warten, scheinbar war der Küchenchef noch nicht von der Jagd zurück... Die anschliessende Einleitung in den nächsten Exkursionstag fand im stillvollen Aufenthaltsraum statt; die wohlige Wärme, verbunden mit dem inneren Feuer und den Anstrengungen des Tages, hatte aber bei einigen Hörern Folgen: die Häupter sanken tiefer, und die Lider konnten nur mit Mühe offengehalten werden. Die Leitung hatte dann doch ein Erbarmen und entliess alle zum Schlummertrunk bzw. zum Bezug der Zimmer und der Massenlager.

Mittwoch, 13. September: Val Tuoi

Führung: P. Hayoz, M. Helfer, M. Maggetti
und H.-U. Schmutz

Berichterstattung: M. Maggetti

Bei bedecktem Wetter fuhren die Teilnehmer mit einem Mietbus der Garage Schorta (Zernez) und dem Wagen von M. Maggetti zuerst nach

Guarda, um die Fahrbewilligung fürs Val Tuoi zu kaufen. Die Fahrt zur Chamanna Tuoi musste aber bei der Alp Suot für längere Zeit gestoppt werden, da die Strasse wegen des Baus der Abwasserleitung der Tuoi-Hütte unterbrochen war. Hier benutzte P. Hayoz die Gelegenheit, den andächtig lauschenden Teilnehmern eine kurze Einleitung in die Geologie und Tektonik des Piz Cotschen zu geben. Die Sedimente im Bereich Guarda-Ardez-unteres Val Tasna-unteres Val Tuoi sind in mehrere Einheiten zu unterteilen, deren komplizierten Verbandsverhältnisse am besten mit einer liegenden, N- bis NE-vergenten Grossfalte gedeutet werden kann. Basierend auf GÜRLER (1982) sind von unten nach oben vorhanden:

a) *Ardezer Schuppe*: mittelpenninisch (von unten nach oben: Tasnagranit, Triasdolomit, Liasspatkalk)

b) *Arosa-Zone* (Verkehrtschenkel): südpeninisch («Mélange»-Zone mit unterostalpinen und südpeninischen Elementen)

c) *Tasnaflysch* (Verkehrtschenkel): Herkunft? (stark tektonisierte Mergel- und Kieselkalke)

d) *Utschel-Schuppe*: mittelpenninisch (von unten nach oben: verkehrt liegende Couches rouges, Tristelschichten, Gaultschichten, normal liegende Couches rouges)

e) *Tasnaflysch* (Normalschenkel)

f) *Arosa-Zone* (Normalschenkel)

Die Illitkristallinitäten erlauben die Abschätzung der Metamorphosebedingungen, welche im kartierten Gebiet anchizontale bis schwach epizonale Verhältnisse (Drücke um 5 kb bis max. 8 kb) dokumentieren. Die Sedimente der Arosa-Zone sind durch das Vorkommen von Chromit gekennzeichnet. Die Gesteine der Silvrettadecke bestehen aus Marmoren, Biotitgneisen, Feldspatknottengneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten, Metagraniten, Metapegmatiten, Metagabbros und Pseudotachyliten.

Nach provisorischer Überbrückung der kritischen Stelle wurde in halsbrecherischer Fahrt mit «Geschepper» der Engpass überwunden. Die Gruppe gelangte erst um 09.30 Uhr zur Hütte. Diese befand sich im Umbau. (Die Exkursionsleitung hatte geplant, dort anstelle von Zernez zu übernachten, was leider nicht möglich war.) Dr. Gherase konnte das Tagesprogramm nicht zugemutet werden, und so blieb er mit den besten Wünschen versehen in der «Obhut» der Bauarbeiter.

Die Tuoi-Hütte befindet sich geologisch gesehen im Unterengadiner Fenster, in dem sich die Exkursion schon seit Guarda bewegte. Anstehendes sollte Flysch der Arosa-Zone sein, doch

ist er in der Umgebung der SAC-Hütte nur selten erschlossen. Die Grenze zum Silvrettakristallin ist im Gelände gut zu erkennen. Laut H.-U. Schmutz ist die Überschiebungsfläche eine Art Wellblech mit N-S gerichteten Syn- und Antiformen. Die Verformung zum Wellblech erfolgte dabei nach der Abscherung. M. Flisch warf aber die Frage auf, ob dieses Wellblech nicht nur vorgetäuscht sei und es sich in Wirklichkeit um Mikro-Abschiebungen handelt. Man kann sich auch weiter fragen, wann die Wellblechverformung entstand (an Ort oder während des Transports?) und wie, d. h. unter welchen T,P-Bedingungen – alles momentan noch ungelöste Probleme.

Von der Tuoi-Hütte ging es zuerst nordwärts, dem Fusspfad Richtung Fuorcla Vermunt bis auf ca. 2460 m folgend.

**1. Halt: Kleiner Felskopf am Weglein
(Koord. 805 400 / 191 100, 2510 m ü.M.)**

Die Exkursion bewegt sich auf dem Diplomgebiet von M. Helfer, der uns, zusammen mit H.-U. Schmutz den ganzen Tag führen sollte. Nach ihm steht hier der Augengneis Typ Urezzas an. Dieser wurde von BEARTH auf dem Atlasblatt Ardez wahrscheinlich als Perlgnais kartiert. Dieser klein- und gleichkörnige Augengneis führt häufig feinkörnige, biotitreiche Einschlüsse, die max. 15 cm lang sein können und in der Schieferung eingeregelt sind. Es entspann sich eine angelegte Diskussion, ob es sich dabei um ein para- (BRÖCKER, 1982) oder um ein orthogenes Gestein handelt. Für eine definitive Entscheidung fehlen aber noch Kriterien wie z. B. die chemische Zusammensetzung.

**2. Halt: Block 10 m über dem Aufschluss
des ersten Haltes**

Hier kam der Pseudotachylytspezialist, H.-U. Schmutz, zu Worte. Basierend auf den Arbeiten von BEARTH (1953) und MASCH (1970, 1973) hat er in mehreren Sommern diese rätselhaften Gesteine neu untersucht. Das Schwergewicht lag dabei auf der detaillierten Geländebeobachtung. Die Pseudotachylyte sind im Altkristallin der Silvretta auf den Südrand zum Unterengadiner Fenster beschränkt und nehmen dort eine Fläche von ca. 60 km² ein. Es handelt sich um eine etwa 500 m mächtige, durch Erdbeben vollständig zerrüttete Zone. Diese Erdbeben sind wohl in Zusammenhang mit der Abscherung der Silvretta-decke zu stellen. Je nach Gesteinstyp bildeten

sich im Zuge einer durchgehenden Scher- bis Bruchtektonik Hohlräume unterschiedlicher Dimensionen. Diese waren zuerst unter Vakuum, wurden aber sofort von Gesteinsmehl und eckigen bis rundlichen Bruchstücken aufgefüllt, die mit ungeheurer Geschwindigkeit angesogen wurden. Das Gesteinsmehl, welches teilweise auch geschmolzen gewesen sein könnte, rekristallisierte später. Die Pseudotachylyte können sich in einzelnen Lagen konzentrieren und dort bis zu 20 Vol.-% ausmachen. Sie treten hauptsächlich dort auf, wo ein Lithologiewechsel vorkommt, und bilden «Bänder» von 0,1–0,5 m Dicke und 60–80 m Länge. Ist die Lithologie homogen, finden sich nur vereinzelte Pseudotachylyte. Die Pseudotachylyte liegen meist schief zur Stoffbänderung (ca. 10–20°). Die Bildung der Pseudotachylyte ist älter als die Überschiebung der Silvretta und älter als die alpine Metamorphose.

Der Block zeigt sehr schöne Pseudotachylyte quer zur Stoffbänderung. Wahrscheinlich wurden die ersten Scherbewegungen von den Quarzbändern in den Paragneisen und den Epidotbändern in den Metabasiten aufgefangen. Die späteren Abscherbewegungen waren dann nicht mehr kontinuierlich-langsam, sondern rupturrell und erzeugten so bis 20 cm lange und 5–6 cm breite Kavernen. Das implodierte Material ist max. 6 m gewandert. Oszillierende Bewegungen führten zur Zermahlung und Bildung von Gesteinsmehl. Für die Exkursionsteilnehmer ging hier ein Licht auf, dass sie sich seit geraumer Zeit in einer 500 m mächtigen, vollkommen zerrütteten Megabrekzienzone bewegten.

Die Exkursion querte hinauf auf Jägerspuren den Moränenblockschutt S-chardunas Richtung Piz Buin bis zum Fusse des Cronsell.

**3. Halt: Cronsell
(Koord. 804 920 / 190 750 bis 804 760 / 190 740;
2500–2650 m ü.M.)**

Die unterste Lage dieses markanten Kopfes besteht laut M. Helfer aus Amphiboliten, die nach oben von Paragneisen abgelöst werden. Diese sind voller Quarzexsudate. Weiter oben steht ein boudinisiertes, konkordantes Pegmatitband an, das auch Turmalin, Granat und grobblättrigen Hellglimmer führt. Anschliessend folgen typische Bänderamphibolite, d.h. eine kleinemächtige Wechsellagerung von hellen Plagioklasgneisen und dunklen Amphiboliten. Die Exkursionsteilnehmer diskutierten hierbei angeregt die unterschiedlichsten genetischen Modelle (siehe Exkursionsführer, Kapitel 3.1.2.).

Bevor ein drohender Schneesturm die Sicht auf die Ostseite des Tales verbar, ergriff K. Gähler die Gelegenheit, den Exkursionsteilnehmern die morphologischen Gegebenheiten näherzubringen. Sehr eindrücklich der Gegensatz zwischen den weichen Geländeformen des Flysches des Unterengadiner Fensters und den schroffen Bergzacken des Silvrettakristallins! Moränenwälle diverser Rückzugsstadien der Gletscher wie auch der in den letzten 100 Jahren erfolgte markante Rückzug der Gletscher waren zu bestaunen.

Zum Picknick versammelte sich die Teilnehmerschar auf dem Cronsell und versuchte ein windgeschütztes Plätzchen zu erwischen. Zwei Steinböcke goutierten die Annäherungsversuche dieser hammerbewehrten, komisch gekleideten Schar nicht und zogen sich überlegen-gemächlich in die Ostwand des Cronsell zurück.

Nach gehabtem Mittagessen querte die Exkursion im Schneegestöber zum Plan Rai.

4. Halt: Felsbuckel Plan Rai
(Koord. 804 420 / 190 580, 2680 m ü.M.)

Bei diesen Aufschlüssen ist laut H.-U. Schmutz die Obergrenze der 500 m mächtigen Pseudotachylytzone erreicht. Darüber, d. h. gegen Plan Mezdi bzw. zum Piz Buin, sind nur noch Mylonite anzutreffen. H.-U. Schmutz konnte uns an dieser Stelle spektakuläre und instruktive Pseudotachylyte vorführen.

5. Halt: S-Seite Cronsell
(Koord. 804 750 / 190 530, 2560 m ü.M.)

Der Abstieg erfolgte entlang der S-Wand des Cronsell, wo ein bis 3 m mächtiger und weithin sichtbarer Turmalinpegmatitgang bewundert werden konnte. Nach diesem petrographischen Leckerbissen ging es die steile Geröllhalde hinunter, bis der Flysch der Arosa-Zone erreicht wurde. Mit mehr oder weniger Geschick fand die Bachquerung statt, und schliesslich erreichten alle wohlbehalten die Tuoi-Hütte. Dr. Gherase und der Minibusfahrer erwarteten uns schon seit längerer Zeit. Auf Wunsch von Dr. Gherase wurde noch ein Gruppenphoto geknipst, wobei sich die Aufstellung aus unerfindlichen Gründen so lange hinzog, dass sogar die Bauarbeiter lose Sprüche über diese pseudo-chaotische Akademiker-Versammlung klopfen.

Der Tag fand seinen Ausklang mit einem opulenten Nachtessen, gefolgt von der traditionellen Einleitung in die Leckerbissen vom Donnerstag.

Donnerstag, 14. September: Val d'Urezzas

Leitung: R. Bollin und H.-U. Schmutz
Berichterstatter: M. Maggetti und R. Bollin

Mit Minibus und dem üblichen Personenwagen erreichten die Exkursionsteilnehmer via Ardez die Alp Valmala, die auf 1979 m Höhe hinten im schönen Val Tasna gelegen ist. Dr. Gherase stieg in Ardez aus, um im Gasthaus Porta Veglia, in dem schon Prof. Cadisch übernachtete, Quartier zu finden, und um von dort aus eigene Ziele im Unterengadiner Fenster anzusteuern.

Vor dem Abmarsch führte R. Bollin die grosstektonische Lage des heutigen Exkursionsraumes vor, den er im Rahmen seiner Diplomarbeit untersuchte. Die Alp Valmala befindet sich im Unterengadiner Fenster in der mittelpenninischen Valmala-Schuppe der Tasna-Decke (Trias-Kreide). Im Laufe des Exkursionstages werden, mit Annäherung an den Kontakt zur Silvretta-Decke, folgende tektonischen Einheiten gequert (Abb. 1, 2).

- *Tasnaflysch*
(untere bis obere Kreide)
- *Helminthoidenflysch*
(untere bis obere Kreide)
- *Arosa-Zone*
(Kreide-Tertiär)

Je höher die tektonische Lage, desto südlicher muss der ursprüngliche Sedimentationsraum der Einheiten angesetzt werden. Die von GÜRLER (1982) entdeckten Linsen von Helminthoidenflysch werden auf der Exkursion nicht berührt. Auf dem Blatt Ardez des geologischen Atlases der Schweiz (CADISCH et al., 1941) wurden die von STAUB und CADISCH (1921) definierte Arosa-Zone zusammen mit dem Tasnaflysch als gleiche Einheit kartiert! Nach TRÜMPY (1960, 1972) muss aber die südenninische Arosa-Zone von der mittelpenninischen Tasnadecke getrennt behandelt werden.

1. Halt: Aufschlüsse am Strässchen nördlich der Alp Valmala (810 810 / 189 940)

Hier sind die N-fallenden Gault-Schichten der Valmala-Schuppe der Tasnadecke aufgeschlossen. Die Abb. 3 zeigt den komplizierten Bau der Grossfalte (Achsenebene SW-NE streichend, Faltenachse gegen NW einfallend), deren invers liegende Schichten hier geklopft werden können (Abb. 4). Es handelt sich vorwiegend um kieselige, dolomitführende Mikrobrekzien mit kalkarenitischer Grundmasse. Als Fremdeinschlüsse finden sich Dolomit-, Quarz-, Feldspat- und schwar-

I	BOLLIN (1989) (DIESE ARBEIT)		CADISCH (1932)		GUERLER (1982)	
		Polaritaet		Polaritaet		Polaritaet
+	Silvretta-Decke	↑	Silvretta-Decke	↑	Silvretta-Decke	↑
	Arosa-Zone	? ?	Tasnaflysch	↑	Arosa-Zone	↑
	Helminthoidenflysch	? ?				
	Tasnaflysch	↑			Tasnaflysch	↑
	flaserige CR	↑	CR	↑	Breccien-Formation	↑
	Gault		Gault		Gault	
	flaserige CR Couches rouges	↑	CR	↑	Breccien-Formation Couches rouges	↑
	flaserige CR	↑			Breccien-Formation	↑
	Gault		Gault		Gault	

Abb. 1 Neue tektonische Gliederung im Vergleich zu CADISCH (1932) und GÜRLER (1982), aus BOLLIN (1989). CR = Couches rouges. Nomenklatur siehe Abb. 2.

ze Kohlekörner. Sandsteine, Kieselkalke, Ton-schiefer und Mergel sind untergeordnet.

In den Blöcken im Bachbett des Tasnan lassen sich sehr schön frühdiagenetische Verformungen des Sedimentes beobachten. Parallellaminationen und seltene Strömungs- sowie Belastungsmarken können auch identifiziert werden. Der gesamte Aspekt passt gut zur Vorstellung eines Sedimentationsraumes Typ «Aussenrand eines submarinen Fächers» (turbidit currents; HESSE, 1973; GÜRLER, 1982; HAYOZ, 1988).

Nach CADISCH (1932) und GRUNER (1981) gehört der Gault zur mittleren Kreide (Aptien-unteres Santon), nach HESSE (1973) zum Aptien-Albien und nach WAIBEL (1985) zum Aptien-Turon. In Vergleich zu den erwähnten Autoren ist das Alter des Gault nach BOLLIN (1989), in-



folge der Foraminiferenpopulation der Couches rouges, früher und fällt in die untere Kreide bis max. Barrémien-Aptien. Die Illitkristallinitäten lassen eine alpinmetamorphe Überprägung der oberen Anchizone erkennen.

Nach diesen Erläuterungen ging es in flottem Tempo zur Alp Urezzas und von dort auf dem linksseitigen Talhang (alles Tasnaflysch) bis zur verfallenen Hütte Marangun d'Urezzas.










2. Halt: Marangun d'Urezzas (Koord. 808 750 / 190 680, 2273 m ü.M.)

Der Halt wurde zur Stärkung vor dem bevorstehenden «saftigen» Aufstieg benutzt. Gleichzeitig erläuterte R. Bollin die Geologie der rechten

TEKTONISCHE GLIEDERUNG

	VALMALA-SCHUPPE
	TASNAFLYSCH
	HELMINTHOIDENFLYSCH
	AROSA-ZONE
	SILVRETTA-DECKE

LITHOLOGIE

	Sandsteine (Arosa-Zone)
	Kieselkalke (Arosa-Zone, Gault)
	Mergelkalke (Couches Rouges)
	flaserige mergelige Couches Rouges
	Tonschiefer (ueberall)
	Mergel- Kieselkalke (Flysche)
	Mikrobreccien (Gault)
	australpine/suedpenninische Linsen
	Kristallingesteine

LITHOSTRATIGRAPHIE DES GEOLOGIETERRAINS

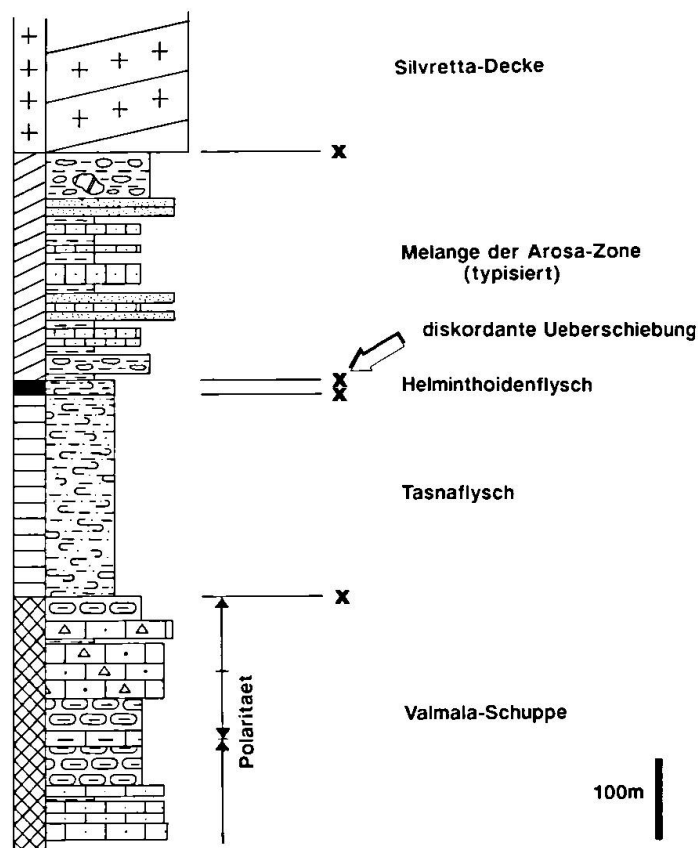


Abb. 2 Lithostratigraphie am Nordwestrand des Unterengadiner Fensters (BOLLIN, 1989).

Talseite. Die unteren Hangpartien (grüne Hügel mit weichen Formen) bestehen aus Tasnaflysch. Von diesen heben sich die oberen, dunklen Geländeteile mit schroffen Zacken der Arosa-Zone (Muot da Cler, Fil da Tuoi) ab. Mit «messerscharfer» Grenze folgt dann die oberostalpine Silvrettadecke, sehr schön zu sehen im Falle des Piz Cotschen, dessen eindruckliche Nordwand das Blickfeld Richtung Süden abschliesst.

Morphologische Probleme können mit dem Feldstecher gut angegangen werden; dazu zählen die verschiedenen Terrassen, die diversen Moränenwälle und vor allem der aktive Blockgletscher Foura da Bocs. Bei letzterem handelt es sich um Kriechphänomene des Permafrostes im Bereiche von kalttrockenen Alpenregionen.

Das Bachbett in der Nähe der Alp Marangun d'Urezzas ist voller schöner Blöcke diverser Kristallingesteinstypen (vorwiegend Hornblende-Dioritgneise).

Nach Passieren des Baches wurde die Endmoräne direkt NW der Hütte erklommen und auf dem Pfad Richtung Fureletta die erste Steilstufe genommen. Auf der Verflachung (2440 m) angelangt, ging es nun weglos weiter steil hinauf, den schroffen Abstürzen des Tasnaflysches folgend und immer N-haltend dem Kontakt zwischen dem Tasnaflysch und der Arosa-Zone entgegen.

3. Halt: Kontakt Tasnaflysch / Arosa-Zone (Koord. 808 250 / 191 310, 2630 m ü.M.)

Der Kontakt zwischen dem basalen Tasnaflysch und der Arosa-Zone ist markant und exemplarisch aufgeschlossen. Erste Anzeichen auf einen Übergang sind schon im Gesteinsschutt ersichtlich. Während der Tasnaflysch gelblichen Schutt mit vielen Karbonatvenen aufweist, charakteri-

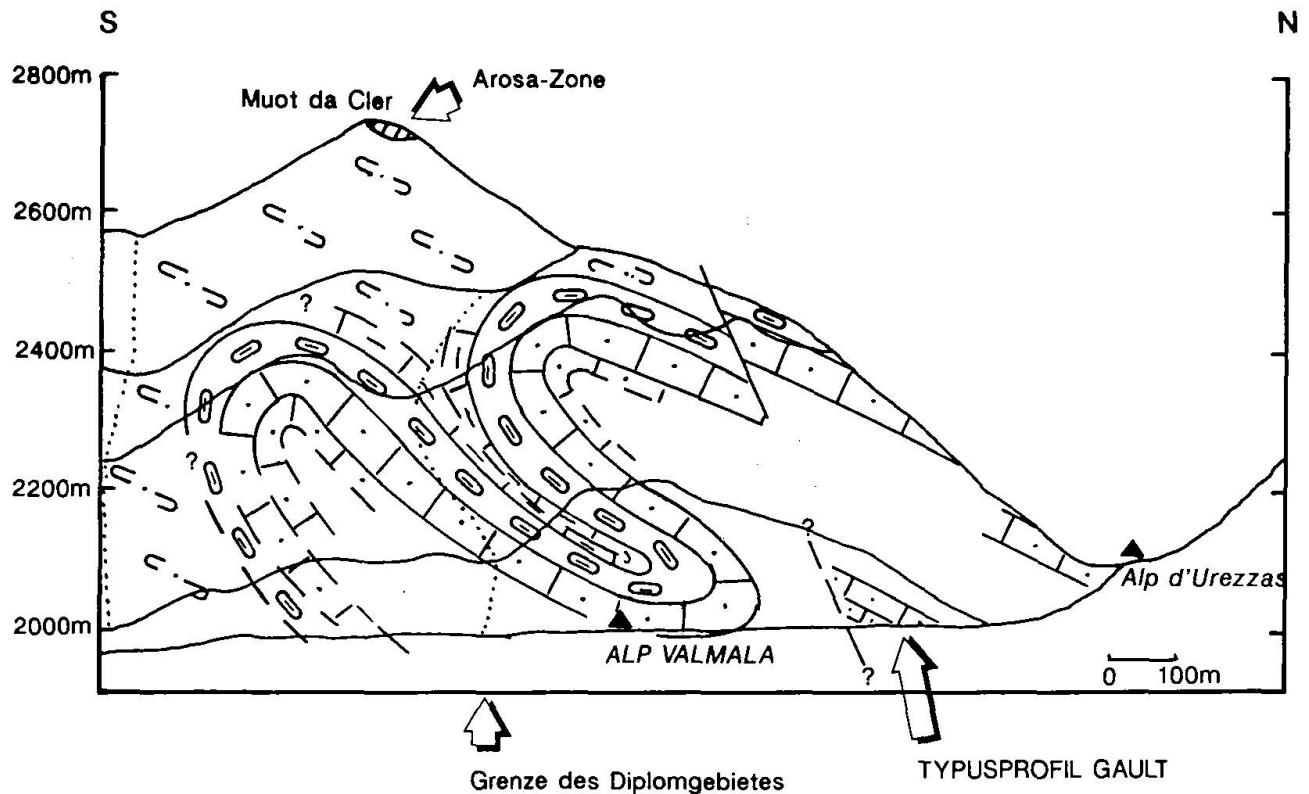


Abb. 3 Isoklinal gefaltete und S-förmige Grossfalte oberhalb der Alp Valmala (BOLLIN, 1989). Nomenklatur siehe Abb. 2.

siert sich die Arosa-Zone durch rötlich anwitternde Sandsteine-Kieselkalke, Quarzvenen mit zum Teil bis zu 0,5 mm grossen idiomorphen Quarzkristallen und bunten Tonschiefern. Neben dem lithologischen Wechsel der Sedimentgesteine sticht die unterschiedliche Tektonik der beiden Einheiten ins Auge. Der fossilere Tasnaflisch zeigt eine allgemeine SE-vergente geruschelte (Runzelfaltung) Schichtung. Die Arosa-Zone besteht meist aus WE-streichenden und subhorizontal stehenden turbiditischen Flyschen. Am Kontakt der beiden tektonischen Einheiten kann es vorkommen, dass die weichen, schwarzen Tonschiefer gegen den grossräumig NS-verlaufenden Kontakt abdrehen.

Da das Wetter langsam, aber sicher eintrübte und es regelrecht nach Schnee «roch», begaben sich die Exkursionsteilnehmer zielstrebig zum nächsten Aufschluss.

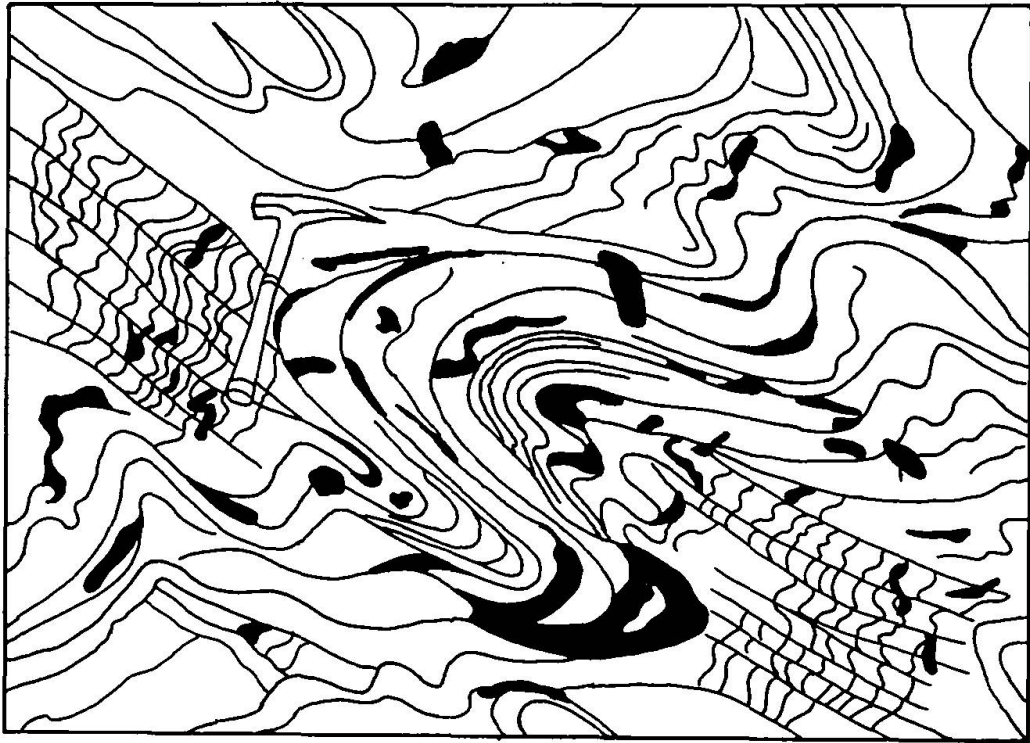
4. Halt: Eigentümlichkeiten der Arosa-Zone am NW-Rand des Unterengadiner Fensters (Koordinaten: ca. 808 280 / 191 510, 2690 m ü.M.)

Die Arosa-Zone ist, infolge ihrer Komplexität, seit langer Zeit eine viel diskutierte Zone. In den

neuesten Arbeiten (LÜDIN, 1987; WINKLER, 1987, 1988) ist der Begriff der Arosa-Zone eine künstliche Definition für eine tektonische oder sedimentäre Mischzone, welche keinen eigenen paläogeographischen Raum darstellt, sondern infolge des vorkommenden ophiolithischen Detritus (Chromspinelle) dem Südpenninikum zugeordnet werden muss.

Neben den typischen turbiditischen Wechsellagerungen konnten den Exkursionsteilnehmern, trotz heftigem Schneefall, eine spättektonisch eingeschuppte, austroalpine Dolomitlinse (BOLLIN, 1989) und ebenfalls als Fremdlinsen eingestufte, stark geschieferte, rote und grüne Tonschiefer gezeigt werden. Diese brüchigen Tonschiefer finden sich überall konkordant in den turbiditischen Wechsellagerungen der Arosa-Zone. Dünnschliffe der roten Tonschiefer zeigen dickschalige globulöse, leider aber nicht bestimmbare tertiäre (?) oder jurassische (?) Foraminiferen. Bezüglich des Metamorphosegrades sind sie im Gegensatz zu den hoch anchimetamorphem Sedimenten der Arosa-Zone und des Tasnaflisches niedrig anchimetamorph oder unmetamorph (BOLLIN, 1989).

Die Exkursionsleitung sah sich infolge des anhaltenden Schneefalls und des zu hohen Risi-



allgemeine Schichtung

S1

S2 und Achsenebenenschieferung

Abb. 5 Aufschlussverhältnisse des Tasnaflysches mit der südostvergente Schichtung (Runzelfaltung) ($\pm 50\text{--}60/150^\circ$) und der Achsenebenenschieferung (S2), ($30\text{--}40/330^\circ$). Koordinaten: 808 460 / 191 880, BOLLIN (1989).

haltigen, feinkörnigen und schwarzen Tonschiefern mit unzähligen cm–m grossen, in der Hauptschieferung eingeregelteten Sandstein-, Kieselkalk- und Dolomitlinsen (evtl. Ophiolithlinsen). Im Hangenden finden sich Ultramytonite. Es handelt sich um total chloritisierte Amphibolite mit Grosskristallen von Pyrit. Die Pyrite waren schon in den Amphiboliten, sind aber infolge der Überschiebung der Silvrettaecke gewachsen. Der eigentliche Kontakt ist scharf und sehr gut beobachtbar. Die schwarzen Tonschiefer sind meist unbeeinflusst (teilweise leicht gegen N abgedreht), so dass die Schieferung senkrecht zum Kontakt steht. Die Begründung für dieses Phänomen dürfte darin liegen, dass die Sedimente zum einen zu wenig plastisch bezüglich der Überschiebung reagierten, zum anderen vom Auflagedruck der kristallinen Decke regelrecht zerrieben und gleichzeitig als «Schmiermittel» verwendet wurden. In Regionen, in welchen die Tonschiefer leicht gegen N abgedreht sind, finden sich Kristallinblöcke der Silvretta eingeschuppt. Solche Zonen weisen meist einen chaotischen Aspekt auf. Die gegen N abgewinkelten Tonschiefer beweisen eindeutig den N-Schub der allochthonen Silvrettaecke.

7. Halt: Gletscherschliffe N der Klippe, vor dem Jamtalfernergletscher (808 160 / 192 060, 2780 m ü.M.)

Dieser Halt hätte eigentlich der Höhepunkt des Tages werden sollen, zeigt er doch schöne «roches moutonnées». Es finden sich unendlich viele, parallelgerichtete und langgestreckte Linsen in einer subvertikal liegenden ($70\text{--}80 / 170\text{--}180^\circ$) pelitischen, schwarzen Matrix. Die Linsen sind cm–0,5 m gross und oval. Kleinere Einschlüsse können eckig sein. Sie bestehen aus Ophiolithen, palombiniähnlichen Kalken, Sandsteinen und Dolomiten. In unmittelbarer Nähe finden sich auch hellgelbe, im Bruch hellgrün erscheinende Dekameter grosse Dolomitkörper. Sie entsprechen dem von DIETRICH (1970) beschriebenen norischen Hauptdolomit der oberen unterostalpinen Trias.

BOLLIN (1989) beschreibt diese Region innerhalb der Arosa-Zone als olisthostromähnliche Zone mit spättektonisch (Silvrettaüberschiebung!) eingeschuppten Fremdlinsen. Für einen Olisthostrom («Bergsturz») sprechen die stratigraphische Begrenzung (beim Piz Cotschen auf den N–S verlaufenden Kreten im Sedimentgestein beobachtbar; 808 250 / 188 850; 808 300 /

191 550), eine homogene Matrix und ein grosses Spektrum bezüglich der Grösse der Linsen. Gegen einen Olisthostrom sprechen die allgemein stark tektonisierten und zerscherten Gesteine infolge der nahen Überschiebung, Linsen verschiedener Faziesräume und nicht beobachtbare grossräumige Fliessfalten. Aus diesem Grunde wurde von olisthostromartigen Zonen gesprochen.

**8. Halt: Tektonik des Tasnaflysches
(Koord. 808 460 / 192 000, 2680 m ü.M.)**

Der letzte Halt wäre der Tektonik des Tasnaflysches gewidmet gewesen (Abb. 5). Die monotonen, bündnerschieferähnlichen, stark zerscherten und verfalteten Metasedimente zeigen dünngebankte (max. 20 cm dick), rhythmisch abgelagerte Kalkphyllite, Sandsteine und kieselige Kalke mit feinen Tonschieferzwischenlagen. Rekristallisierte und vielfach mitgefaltete Kalzit- und Quarzadern sind omnipräsent. Der Tasnaflysch bildet enge, sich repetierende und südostvergen-

te Kleinstfalten (Ruschelung). Die allgemeine grossräumige und geruschelte Schichtung beträgt $50-60/150^\circ$. Sie fallen demnach nach Südosten ein. Die Achsenebenenrichtung der Kleinfalten ist gleichzeitig eine jüngere Schieferung (S2) ($30-40/330^\circ$), die nach NW einfällt. Im Aufschluss weniger ausgeprägt findet sich eine zweite, ältere und steil fallende Schieferung (S1) ($70-80/150^\circ$). Sie ist analog der allgemeinen Schieferung und fällt gegen SE ein.

Verdankungen

Wir danken Frau G. Piller für das Tippen der Literaturliste, Herrn F. Charrière für diverse Zeichnungen und vor allem dem Schweiz. Nationalfonds für die finanzielle Unterstützung (Projekte 2.920-0.83, 2.856-0.85, 2.858-0.88 und 20-26 481.89).

Literaturverzeichnis

siehe Seite 141 ff.