Zur Petrographie und Deformationsgeschichte des südöstlichen Gotthardmassivs = Petrology and deformation of the southeastern Gotthard massif

Autor(en): **Pettke, Thomas / Klaper, Eva M.**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **72 (1992)**

Heft 2

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-54907

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 72, 197–211, 1992

Zur Petrographie und Deformationsgeschichte des südöstlichen Gotthardmassivs

Petrology and deformation of the southeastern Gotthard massif

von *Thomas Pettke*[1] und *Eva M. Klaper*[2]

Abstract

The crystalline basement of the southeastern Gotthard massif comprises a suite of migmatites, ortho- and paragneisses. Their relative age succession indicates that a pre-Caledonian (Proterozoic?) event of penetrative migmatization with associated irregular folding of the eutectic granitic leukosomes (P1) precedes pre-Caledonian sedimentation. These sediments are locally and weakly migmatized during the Caledonian orogeny. During its late stage, the magma of the "Streifengneiss" intrudes the only slightly cooled pre-Caledonian basement. Caledonian structures (P2), such as isoclinal folding, are only poorly preserved. Exhumation of the Caledonian intrusives and the subsequent sedimentation of a terrigeneous sequence follows.

Relics of the Variscan orogeny are ubiquitous. Penetrative structures (P3; steeply NW dipping schistosity with a gently NE plunging stretching lineation, associated shearing and subsequent folding) form during an amphibolite grade metamorphic overprint. The only Variscan intrusives in the region studied are late Variscan rhyolite dykes and younger lamprophyres, both lacking amphibolitic grade recrystallization.

Four Alpine deformation events can be distinguished: D1 includes thrusting of the Penninic and Helvetic sediments and formation of the major fold structures. Fold initiation in the crystalline basement is associated with this thrusting. Continued compression during D2 under prograde metamorphic conditions rotates pre-existing structures eastwards and compresses them. In a late stage of D2, foliation planes are sinistrally sheared with a considerable vertical component (south side up). The D3 deformation produces locally an eastward plunging crenulation folding. Post-D3 brittle structures include a kinking of the crenulated foliations, which is restricted to Alpine shear zones, and the formation of joints and fractures.

In the crystalline basement, shortening post-dating the Medelser intrusion amounts to 50% (determined from line length measurements on a rhyolite dyke).

Alpine structural and metamorphic overprinting of the basement distinctly increases towards its southern border.

Keywords: Basement, migmatites, metamorphism, tectonic evolution, pre-Alpine deformation, Gotthard Massif, Central Alps, Switzerland.

Einführung

Das Lukmaniergebiet, am Südostrand des Gotthardmassivs gelegen, ist sowohl durch strukturelle (CHADWICK, 1968; ETTER, 1987) wie auch durch petrographische (FOX, 1975; FREY, 1978; FREY et al., 1980) Arbeiten recht gut bekannt. Es liegt im Grenzbereich der alpinen grünschiefer- und amphibolitfaziellen metamorphen Überprägung (FREY, 1969) und weist markante, gut bearbeitete Grossstrukturen wie die Scopi-Synklinale (CHADWICK, 1968) auf. Relativ wenig bekannt ist jedoch die Internstruktur des gotthardmassivischen Altkristallins (prävariszische Ortho- und Paragneise).

[1] Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.
Gegenwärtige Adresse: Abt. für Isotopengeologie, Universität Bern, Erlachstrasse 9a, CH-3012 Bern.
[2] Geologisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.

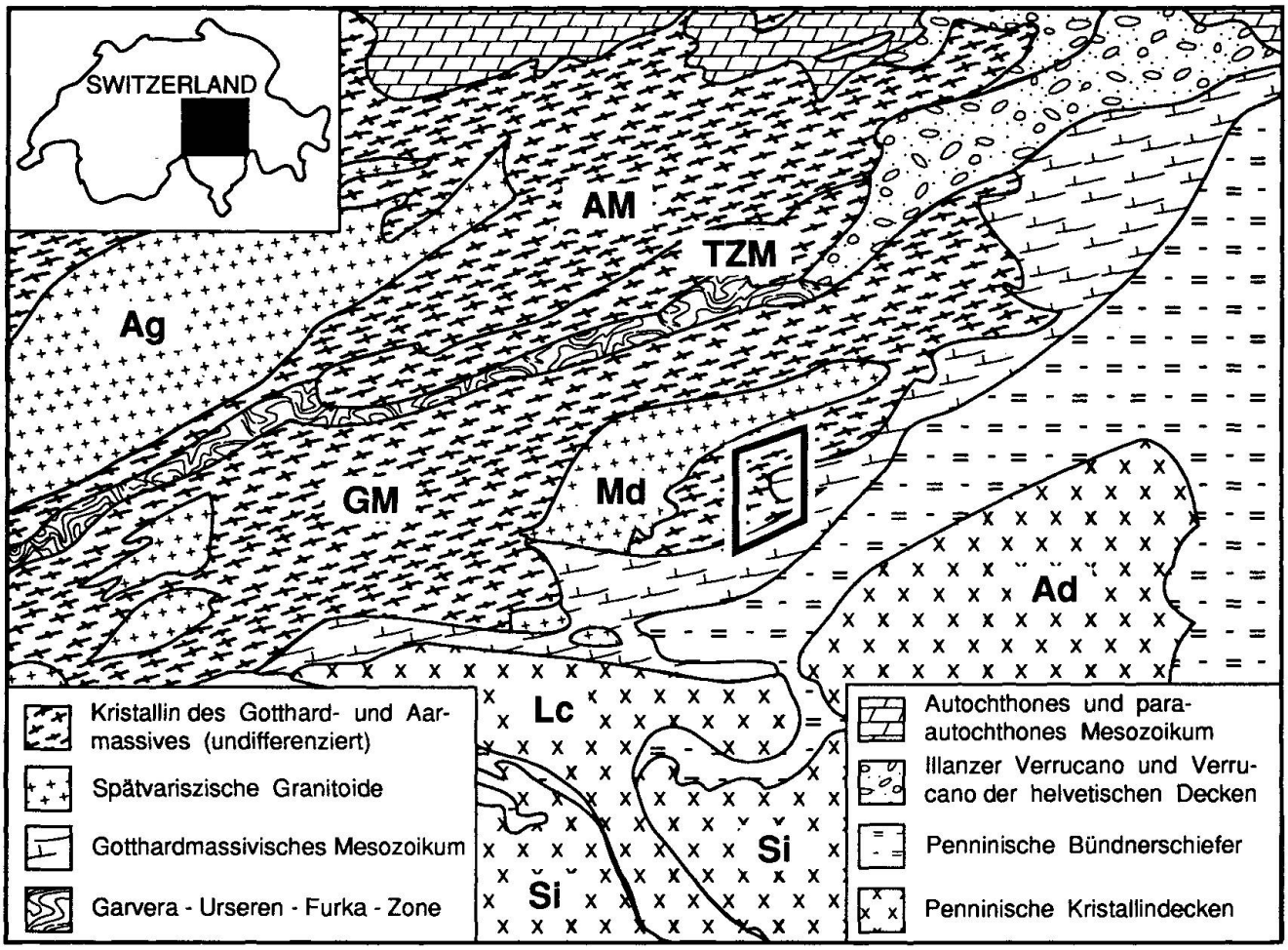

Abb. 1 Tektonische Kartenskizze zusammengestellt nach der Geologischen und Tektonischen Karte der Schweiz, 1 : 500 000 (Schweiz. Geol. Komm.). Das Arbeitsgebiet ist eingerahmt. Abkürzungen: GM = Gotthardmassiv, Md = Medelser Intrusion, AM = Aarmassiv, Ag = Aaregranit, TZM = Tavetscher Zwischenmassiv, Ad = Adula, Lc = Lucomagno, Si = Simano.

Die vorliegende Arbeit behandelt eine Region (Abb. 1) östlich des Lukmanierpasses im obersten Val Camadra (Tessin), in welcher Lithologien des gotthardmassivischen Altkristallins, des autochthonen und allochthonen Mesozoikums anstehen. Das Schwergewicht dieser Studie liegt in der petrographischen und strukturellen Gliederung des Altkristallins, dessen letzte regionale Bearbeitung durch WINTERHALTER (1930) erfolgte. Die nordwestlich des kartierten Gebietes anstehende spätvariszische (GRÜNENFELDER, 1962) Medelser Intrusion wurde von MERZ (1989) strukturell bearbeitet. Das Mesozoikum des Gotthardmassivs ist stratigraphisch wie strukturell bereits eingehend untersucht (unter anderen BAUMER, 1964; FREY, 1967; KLAPER, 1985; ETTER, 1987).

Diese Arbeit basiert auf einer Diplomarbeit (PETTKE, 1991) und hat zum Ziel, aufgrund der petrographischen und strukturellen Detailkartierung ein tektogenetisches Modell für das Kristallin des Gotthardmassivs zu formulieren.

Geologischer Rahmen

Das Gotthardmassiv bildet den Übergang von den externen Massiven des helvetischen Raumes zu den penninischen Gneisdecken.

Das Altkristallin des östlichen Gotthardmassivs besteht im wesentlichen aus prä-spätvariszischen, polymetamorphen Streifengneisen (porphyrische Alkalifeldspat-Orthogneise; HUBER, 1943), Paragneisen und Amphiboliten (WINTERHALTER, 1930). Dieses Altkristallin wird von der spätvariszischen Medelser Intrusion (Medelser Granit, Cristallina Granodiorit) intrudiert (WINTERHALTER, 1930; ARNOLD, 1970a; MERZ, 1989). Lamprophyr-Gänge sind die letzten variszischen Intrusiva. Eine präalpine WSW–ENE streichende, subvertikale Foliation mit einem subhorizontalen Alkalifeldspatlinear wurde bereits von ARNOLD (1970a) nachgewiesen. Er beschreibt zudem eine flach E bis ESE einfallende, spätvariszische Faltung (Staumauerfundament Nalps, nordöstli-

ches Gotthardmassiv), welche die Streifung verfaltet, ihrerseits aber von intermediären Gängen geschnitten wird.

Die mesozoischen Sedimente des östlichen Gotthardmassivs sind teils autochthon, teils allochthon (BAUMER et al., 1961). Die autochthone Trias überlagert das Kristallin in lateral konstanter, geringer Mächtigkeit erosionsdiskordant (BAUMER et al., 1961). Die allochthonen jurassischen Sedimente der Stgir-, Inferno- und Coroi-Serie (Scopi-Zone; BAUMER, 1964; FREY, 1967) liegen verkehrt auf dem gotthardmassivischen Autochthon (BAUMER et al., 1961; FREY, 1967), so dass im Hangenden der Überschiebungsbahn das jüngste Schichtglied, die Coroi-Serie, ansteht. Diese verkehrtliegende Serie wird ihrerseits im Süden von überschobenen penninischen Bündnerschiefern überlagert.

ALPINE GROSSSTRUKTUREN

Die steil nach Osten einfallende Scopi-Synklinale (Abb. 2) (BAUMER et al., 1961; CHADWICK, 1968) ist an ihrem Nordschenkel stark reduziert und wird durch den Retico-Bruch (alpin reaktivierte, frühmesozoische, synsedimentäre Störung; ETTER, 1987) begrenzt. Der Südschenkel leitet über in die südlich anschliessende, komplementäre Val di Campo Antiklinale (BAUMER, 1964), welche gegen Osten durch die Peidener Schuppenzone (FREY, 1967) abgelöst wird.

Der Kristallinspan auf der Ostseite des Val Camadra (Sassina-Span, Abb. 2) wurde alpin ins gotthardmassivische Mesozoikum eingespiesst. Seine Südbegrenzung entspricht dem Retico-Bruch. Nördlich des Sassina-Spans schliesst die gegen Osten flach abtauchende Marumo-Synform an (Abb. 2), in deren Kern Sedimente der oberen Stgir-Serie anstehen (FREY, 1967). Die Geometrie der Marumo-Synform ist durch alpin generierte Strukturen im Kristallin vorgegeben.

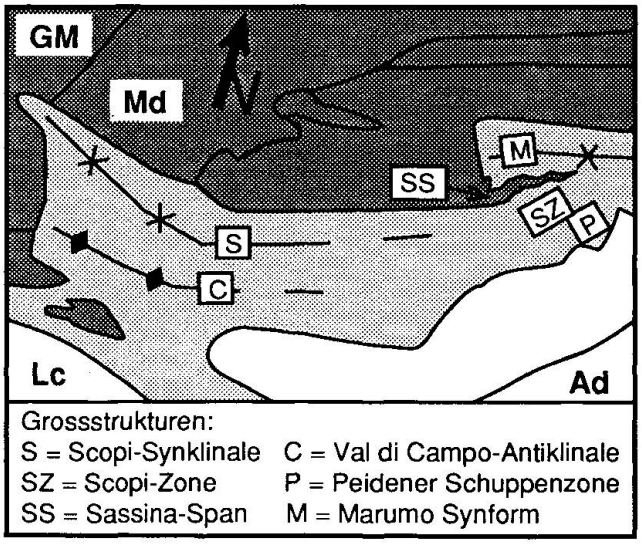

Abb. 2 Regionale Kartenskizze mit den Bezeichnungen der alpinen Grossstrukturen. Abkürzungen gemäss Abbildung 1.

METAMORPHOSE

Das älteste datierte Metamorphoseereignis ist eine kaledonische Eklogitbildung (GEBAUER et al., 1988) gefolgt von einer granulitfaziellen retrograden Überprägung (ABRECHT et al., 1991). Petrologische Kriterien ergeben nach ABRECHT et al. (1991) für die eklogitische Paragenese ± 700° / > 18 kbar, für die retrograde granulitfazielle Paragenese 625–700° / ± 8 kbar. Eine variszische amphibolitfazielle Metamorphose ist durch ARNOLD (1970a) nachgewiesen.

Der alpine Staurolith-Isograd (FREY, 1969; FREY et al., 1980), welcher den Beginn der unteren Amphibolitfazies anzeigt, verläuft südlich des Arbeitsgebietes. Innerhalb des Arbeitsgebietes ist Chloritoid nachgewiesen (gotthardmassivisches Allochthon; FREY, 1967), der alpine Metamorphosegrad erreichte also grünschieferfazielle Bedingungen und nimmt nord- und ostwärts etwas ab. Die Sanidin-Mikroklin-Umwandlung ergibt P-T-Bedingungen von 450° / 3 kbar in der Medelser Intrusion unmittelbar nordwestlich des Arbeitsgebietes (BAMBAUER und BERNOTAT, 1982).

PRÄMESOZOISCHE RADIOMETRISCHE ALTERSWERTE

Die höchsten Alterswerte im Gotthardmassiv stammen aus Paragneisen ($^{235}U/^{207}Pb$ mindestens 1500 Ma; GRAUERT und ARNOLD, 1968). Zirkone aus einem retrograd überprägten Eklogit ergeben ein Bildungsalter von ±466 Ma (U/Pb), was durch Sm-Nd-Analysen an Gesamtgesteinen wie auch an Granat mit 461 ± 25 Ma bestätigt wird (GEBAUER et al., 1988). Ein signifikanter Pb-Verlust um 450 Ma weist auf eine kaledonische Metamorphose hin, die wahrscheinlich anatektische Bedingungen erreichte (GRAUERT und ARNOLD, 1968); dies datiert wohl das granulitfazielle (ABRECHT et al., 1991) Ereignis. Für Streifengneise existieren U/Pb-Alter von 460 bis 550 Ma (GRÜNENFELDER, 1962). Möglicherweise handelt es sich dabei um Mischalter, da die Streifengneise wohl Anatexite darstellen (hohes $Sr_{initial}$, siehe unten), welche eine ererbte Zirkon-Komponente besitzen dürften. Eine Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochro-

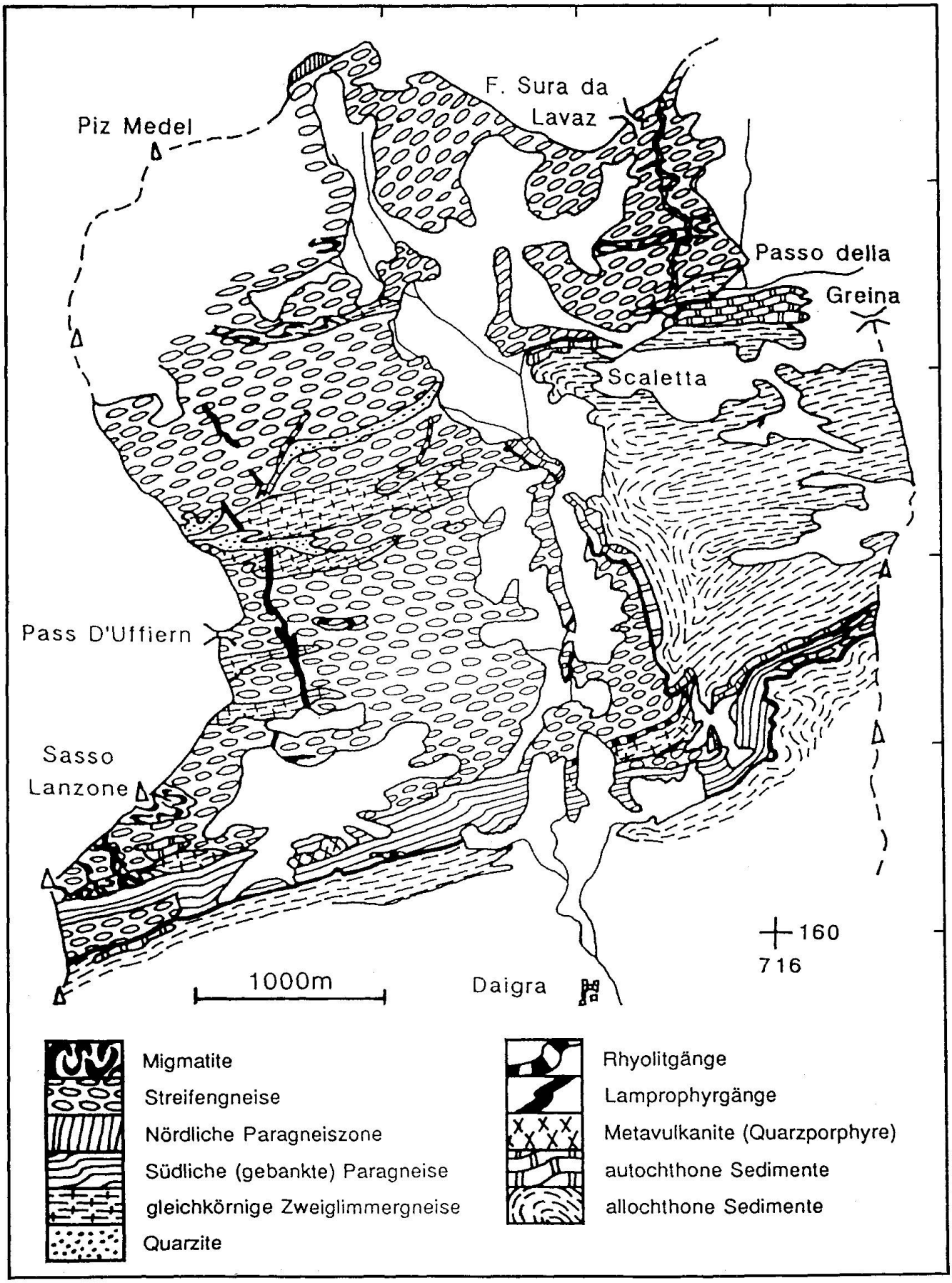

Abb. 3 Petrographische Kartenskizze nach der Detailkartierung im Massstab 1 : 10 000 (PETTKE, 1991).

ne der Streifengneise ergab 421 ± 17 Ma ($Sr_{initial}$ = 0.714), welches als Bildungsalter der Streifengneis-Gesamtchemie interpretiert wurde (ARNOLD, 1970b). Abkühlalter von 275 ± 11 Ma (Rb/Sr an Muskovit; ARNOLD, 1970b) respektive 264 ± 11 Ma (Rb/Sr an Biotit aus einer ultrabasischen Scholle; GRAUERT und ARNOLD, 1968) setzen das Ende der variszischen Metamorphose fest, deren Höhepunkt ist jedoch noch nicht datiert. Die Medelser Intrusion schliesslich besitzt ein Alter von 315 ± 20 Ma ($^{235}U/^{207}Pb$; GRÜNENFELDER, 1962).

Gesteinstypen und ihre Mikrostrukturen

Anhand relativer Altersbeziehungen lassen sich die folgenden sieben Gneistypen mit zunehmend geringerem Alter unterscheiden. Deren räumliche Verteilung im Arbeitsgebiet ist aus Abbildung 3 ersichtlich, und eine schematische Darstellung ihrer Altersbeziehungen ist in Abbildung 4 gegeben.

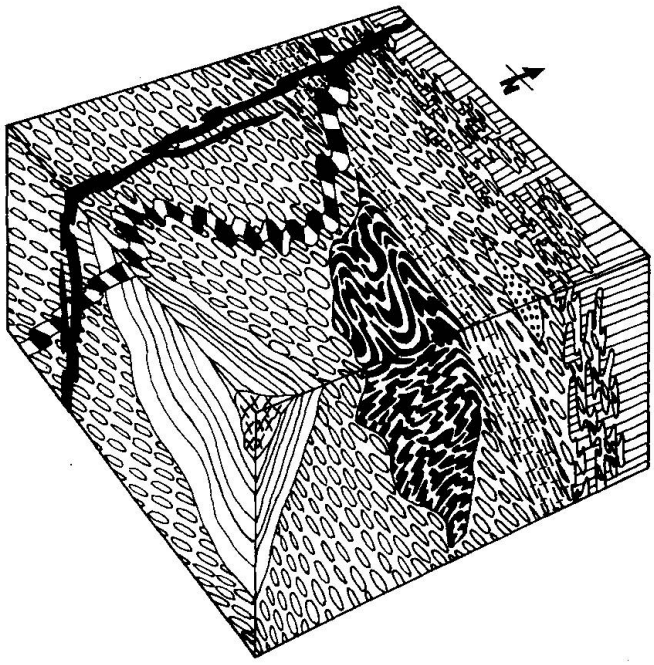

Abb. 4 Interpretative Skizze der relativen Altersbeziehungen der prätriadischen Lithologien im Arbeitsgebiet. Signaturen analog Abbildung 3 (P2- und P3-Faltung sowie alpine Scherzonen sind nicht berücksichtigt).

GRANITOIDE MIGMATITE

Granitoide Migmatite treten als Schollen bis Körper eingeregelt in der Hauptfoliation auf. Sie besitzen hololeukokrates, gleichkörniges, eutektgranitisches Leukosom und Alkalifeldspat-reiches Zweiglimmergneis-Paläosom. Das Leukosom ist primär meist schlierig, teils aber lagig und/oder augig. Scharfe Kontakte zwischen Leukosom und Paläosom sind an Biotit angereichert. Die migmatischen Strukturen sind lokal mehrphasig intensiv verfaltet. Im Vergleich zum Leukosom ist das Paläosom glimmerreicher (hauptsächlich Biotit), teilweise deutlich foliiert und feinkörniger.

STREIFENGNEISE

Flächenmässig dominante Lithologie ist Streifengneis. Dabei handelt es sich um Alkalifeldspat-Orthogneise mit stark variablem Deformationsgrad (leicht foliierte, porphyrische Augengneise, Flatschengneise, mylonitische Stengelgneise und Bändergneise; Abb. 5 a–c). Petrographisch lassen sich vier Subtypen unterscheiden: (I) Granulitfaziell verfaltete Streifengneise mit Anzeichen einer Migmatisierung, (II) porphyrische Augengneise mit Biotitflatschen, (III) quarzreiche Streifengneise mit hypidiomorphen Alkalifeldspat-Einsprenglingen und (IV) Streifengneise mit violetten Quarz-Einsprenglingen.

Die idiomorphen und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten, magmatischen Alkalifeldspat-Einsprenglinge (bis 12 cm) (Abb. 5a) zeigen perthitische Entmischung und/oder Mikroklingitterung und werden bei progressiver Deformation zunehmend foliationsparallel gelängt (Abb. 5b). Abbildung 5c zeigt einen Bänder-Orthogneis mit foliationsparallelen Aplitgängen, wie er typischerweise in Scherzonen ansteht. Im Dünnschliff zeigt Alkalifeldspat dynamische Rekristallisation (mörtelkranzähnliche Strukturen). Der variszisch amphibolitfazielle Rekristallisationsgrad der Alkalifeldspat-Einsprenglinge ist variabel, deren alpin grünschieferfazielle Albitisierung nur randlich und untergeordnet. Undulöser magmatischer Quarz als Einsprengling ist nur in wenig deformierten Varietäten erhalten: In Bändergneisen dagegen ist er unter Korngrössenreduktion dynamisch rekristallisiert und darauffolgend statisch stark überprägt. Alpin rekristallisierter magmatischer Biotit tritt im Augengneis gehäuft in charakteristischen, foliationsparallelen Flatschen auf und führt parallel (001) Einschlüsse von Titanit-Körnchen oder selten sagenitischem Rutil. Die Matrixmineralogie ist dominiert durch Quarz, Feldspat und variable Mengen an Hellglimmer und Biotit. Serizitischer Hellglimmer bildet die Hauptfoliation ab. Alpin metamorpher Plagioklas ist serizitfrei, präalpiner Albit-Oligoklas ist serizitisiert und vielfach polysynthetisch

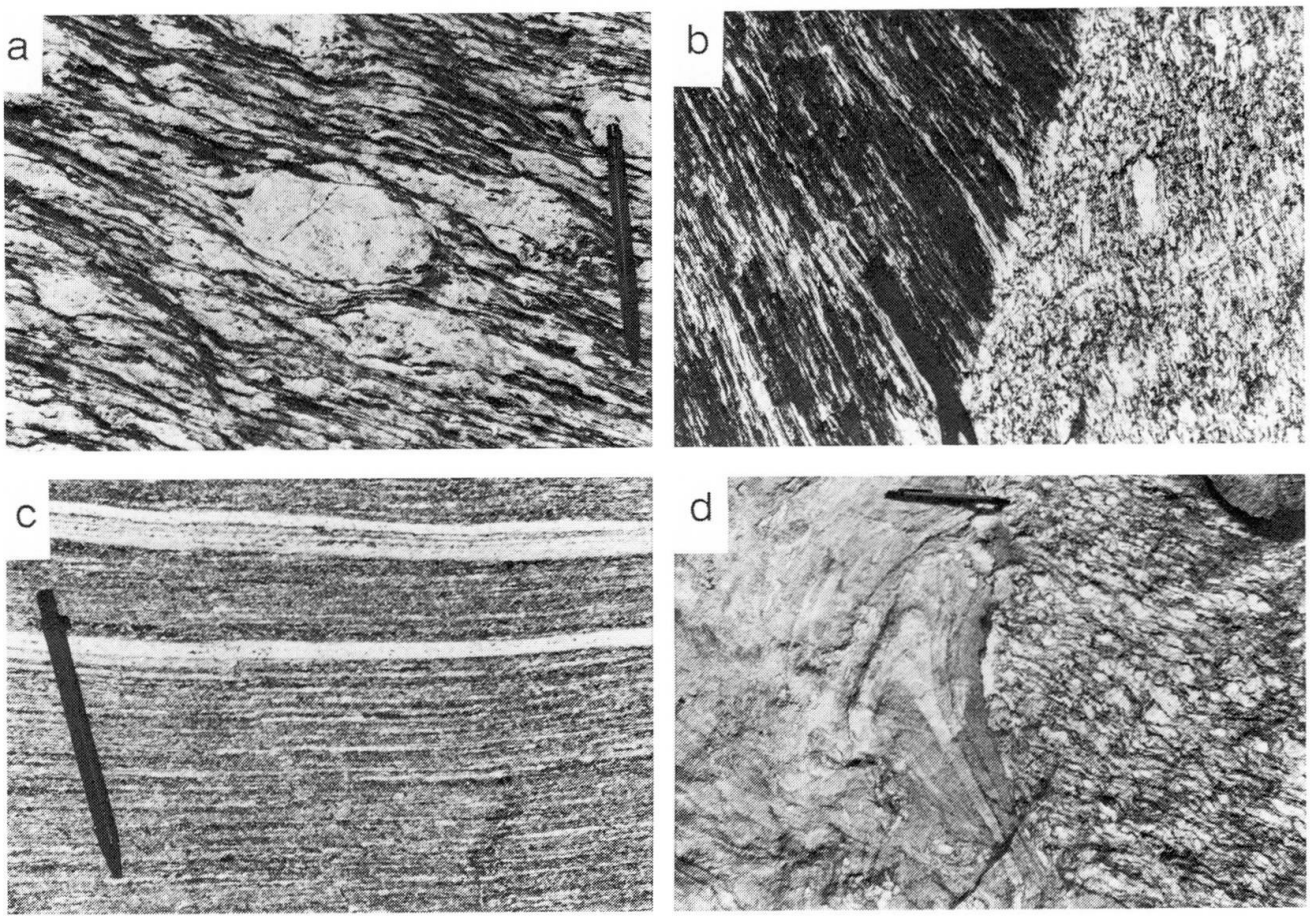

Abb. 5 Feldaufnahmen dreier repräsentativer Deformationstypen (a–c) aus dem gotthardmassivischen Altkristallin (Streifengneise) und der Kontaktverhältnisse Streifengneise-Migmatit (d):
a) Alkalifeldspat-Augengneis mit Biotitflatschen. Die dextrale P3-Scherung ist durch Rotation der Alkalifeldspat-Einsprenglinge angedeutet. Blickrichtung senkrecht auf die P3-Foliation und das P3-Minerallinear.
b) Geplätteter Stengelgneis in dreidimensionaler Ansicht. Der Bleistift zeigt in Richtung des P3-Minerallinears.
c) Bänder-Orthogneis mit foliationsparallelen Aplitgängen. Blickrichtung ist senkrecht auf die P3-Foliation wie auch auf das P3-Minerallinear.
d) Die migmatischen Strukturen werden am intrusiven Kontakt vom Streifengneis abgeschnitten.

verzwillingt. Akzessorische Phasen sind Chlorit, Clinozoisit-Epidot, Titanit, Granat, Apatit, Zirkon, Calcit und Erze.

Die Streifengneise schneiden die migmatischen Strukturen intrusiv scharf ab (Abb. 5d).

PARAGNEISE

Die dunkel anwitternde nördliche Paragneiszone (a) begrenzt den untersuchten Streifengneiskörper gegen Norden. Am Südrand des Gotthardmassivs steht eine gebankte Paragneissequenz (b) an (Abb. 3).

a) Die nördliche Paragneiszone besteht aus teils Hornblende-führenden, Chlorit-reichen Zweiglimmergneisen und Biotitschiefern. Lokal existieren bis metermächtige Einlagerungen von leukokraten, xenomorph gleich- und mittelkörnigen, Plagioklas-reichen, granodioritischen Felsen unter unscharfem Kontakt zu den Paragneisen. Mikroskopisch sind fleckige Biotit-Amphibol-Anreicherungen, brauner Biotit und Clinozoisit-Blasten in foliiertem, stark rekristallisiertem, quarzreichem Gefüge charakteristisch. Diese Felse werden als migmatische Bildungen interpretiert. Östlich des Arbeitsgebietes stehen in dieser Paragneiszone zudem Granat-Biotit-Schiefer und feinkörnige, teils gebänderte Amphibolite an (WINTERHALTER, 1930).

b) Die südlichen Paragneise sind eine im Meterbereich kontaktparallel gebankte Sequenz von Granat-Zweiglimmergneisen, Quer-Biotit- oder Quer-Hellglimmer-führenden Zweiglimmergneisen, Hellglimmer-führenden Meta-Arkosen bis -Quarziten, Knotenschiefern (Knoten sind Clinozoisit-Epidot) und Phylliten.

Die Kontaktverhältnisse der beiden Paragneiszonen zu den Streifengneisen sind unterschiedlich. Der Übergang der Streifengneise zur nördlichen Paragneiszone ist diffus; in einer mehrere Dekameter mächtigen Zone wittern die Streifengneise dunkler an; sie sind glimmerreicher und reich an unscharf begrenzten, partiell resorbierten Paragneisxenolithen. Der Kontakt der südlichen, gebankten Paragneissequenz zu den unterliegenden Streifengneisen entspricht dagegen einer nur wenige Zentimeter mächtigen Übergangszone, in welcher die Streifengneise weniger Alkalifeldspat und mehr Glimmer führen, gleichkörniger sind, aber keine erhöhte Deformation zeigen. Zudem fehlen migmatische Bildungen im Paragneis sowie die im Kontaktbereich zur nördlichen Paragneiszone charakteristischen Paragneis-Xenolithe im Streifengneis. Deshalb ist eine Korrelation der gebankten Paragneise mit den nördlichen Paragneisen nicht sinnvoll.

GLEICHKÖRNIGE ZWEIGLIMMERGNEISE

Charakteristisch für die granitoiden Zweiglimmergneise bis -schiefer mit gleichkörnigem, xenomorphem Gefüge (Korngrösse wenige Millimeter) sind nebst der ausgeprägten Foliation hohe Modalgehalte von Alkalifeldspat und eine Quer-Glimmer-Generation (meist Hellglimmer). Mikroskopisch zeigt Alkalifeldspat mörtelkranzähnliche Strukturen. Dynamisch rekristallisierter Quarz ist teils statisch überprägt. Akzessorisch tritt Calcit in verzwillingten, postkinematischen Blasten auf. Strukturell existieren zwei Typen: (a) Homogen gleichkörnige Zweiglimmergneise sind untergeordnet und zeigen in der Regel über mehrere Meter allmähliche Übergänge zu den Migmatiten. (b) Schwach gebänderte Zweiglimmergneise besitzen Zentimeter-dicke Lagen von hololeukokrater Mineralogie (Feldspat dominiert), welche mit Biotit-führenden, relativ feinkörnigeren und Quarz-reicheren Lagen alternieren. Erstere keilen typischerweise im Streichen der Foliation aus. Typ (b) zeigt allmähliche Übergänge zu den Streifengneisen.

HELLGLIMMER-QUARZITE

Hellglimmer-reiche Quarzgneise wittern charakteristisch grünlichweiss an und sind selten mächtiger als 10 m. Grobkörnige Vertreter führen hervorwitternde, bis über einen Zentimeter grosse, violette Quarz-Komponenten. Nebst Quarz, Hellglimmer, teils serizitisch, teils als Quer-Porphyroblasten, und Albit treten akzessorisch Apatit, Zirkon, Allanit und Calcit auf, nicht aber Alkalifeldspat. Diese Quarzite bilden die variszischen Strukturen (siehe später) ab und sind somit prävariszisch.

SPÄTVARISZISCHES GANGGEFOLGE

Im Arbeitsgebiet sind (a) alpin metamorphe Quarz-Feldspat-Porphyr-Gänge (nachfolgend Rhyolithgänge genannt) und (b) jüngere Meta-Lamprophyr-Gänge aufgeschlossen. Beide stehen unter scharfem, teils apophysenartigem Kontakt zum Rahmengestein.

a) Die Rhyolithgänge sind bis 20 m mächtig, wittern weiss an und sind ausgesprochen massig. Einsprenglinge sind pseudohexagonaler Quarz und idiomorpher Feldspat, beide bis 1 cm (Abb. 6). Feldspat ist von auffallenden magmatischen Quarz-Feldspat-Symplektiten ummantelt. Die Matrix ist in frischem Bruch hellgrau, glasig, massig und mikrokristallin. Primär magmatische Fliesstexturen, schwache grünschieferfazielle Rekristallisation (Entglasung der Matrix) sowie das Fehlen der variszischen Hauptschieferung mit dem zugehörigen Minerallinear und der amphibolitfaziellen Überprägung weisen darauf hin, dass diese Rhyolithgänge nach dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose intrudiert sind. Die Rhyolithe sind gangförmig ausgebildet und treten in zwei strukturellen Typen auf; sie streichen entweder etwa N–S oder sind subparallel zur Foliation (Sills) und vergleichsweise stärker deformiert. Beide Typen zeigen lokal die alpine Foliation und ein Glimmer-Linear (siehe unten).

b) Unter Meta-Lamprophyren werden zusammenfassend alle intermediären bis basischen Gänge verstanden, die keinen makroskopisch erkennbaren Quarz führen, dazu quarzdioritische Gänge. Im einzelnen existieren Meta-Lamprophyre sensu stricto, metamorphe Semi-Lamprophyre und Porphyrite (Oberhänsli, 1986) sowie intermediäre Gänge. Meta-Lamprophyre streichen ebenfalls N–S oder foliationssubparallel, sind subvertikal und schneiden die Rhyolithgänge scharf.

Meta-Lamprophyre sensu stricto liegen heute als grün anwitternde, teils Granat-führende, Amphibol-freie, gleich- und feinkörnige Biotitschiefer vor, die häufig Quer-Biotit führen (Kersantite nach Huber, 1943). Monometamorphe Lamprophyre zeigen die alpinmetamorphen Umwandlungen im Kristallin am deutlichsten (Abb. 7), die präalpine Assoziation (autohydrothermale Umwandlungen [Oberhänsli, 1987] nicht von magmatischer Paragenese getrennt) rekristallisiert vollständig. Pseudomorphosen von Clinozoisit/Epidot, Hellglimmer und Albit nach magmati-

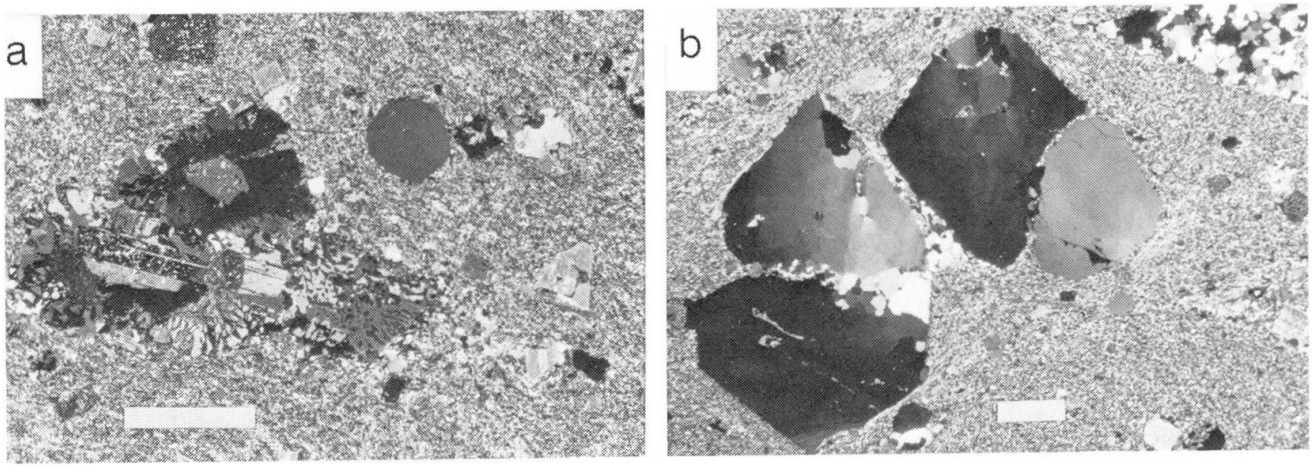

Abb. 6 Dünnschliff-Aufnahmen eines Rhyolithganges (Massstab = 1 mm):
a) Die entglaste Matrix (Quarz, Feldspat und Hellglimmer; mittlere Korngrösse 0.025 mm) zeigt eine schwach ausgebildete magmatische Fliesstextur. Die isometrischen Alkalifeldspat-Einsprenglinge und leistenförmigen Plagioklase sind von magmatischen Quarz-Feldspat-Symplektiten ummantelt.
b) Schwach undulöse Quarz-Einsprenglinge zeigen nur bei Berührung mit anderen Einsprenglingen beginnende Subkornbildung. Im Gegensatz zu schwächer deformierten Typen (a) sind die Myrmekite (rechter Bildrand) partiell rekristallisiert. In der rechten oberen Ecke der Aufnahme sieht man einen Ausschnitt aus einem dynamisch rekristallisierten, engverfalteten Quarzband.

schen Plagioklas-Einsprenglingen sind in die alpine Foliation eingeregelt. Alpine Albitblasten sind serizitfrei. Magmatischer Biotit rekristallisiert unter Entmischung von Titanit und Chlorit zu grünem, einschlussfreiem Biotit. Zoisit-Epidot zeigt eine Entwicklungsreihe von Zoisit nach eisenreichem Epidot, wobei letzterer einer retrograden Phase entsprechen dürfte.

SAURE METAVULKANITE

In einem Aufschluss am Südrand des Kristallins existieren weiss anwitternde, hochdeformierte, schwach porphyrische, spessartinreichen Granat führende Meta-Rhyolithe assoziiert mit Hellglimmer-Quarziten. Die Meta-Rhyolithe sind reich an Quarzadern.

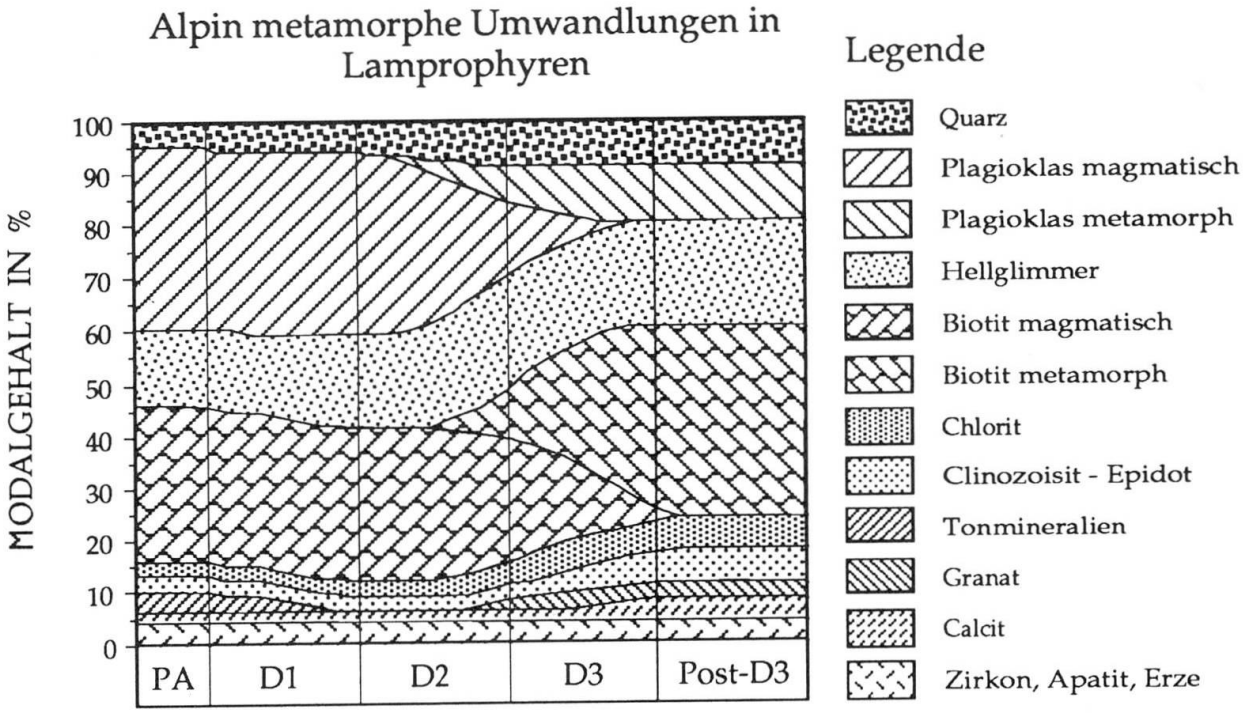

Abb. 7 Alpin metamorphe Umwandlungen in Lamprophyren. PA = Präalpine Assoziation.

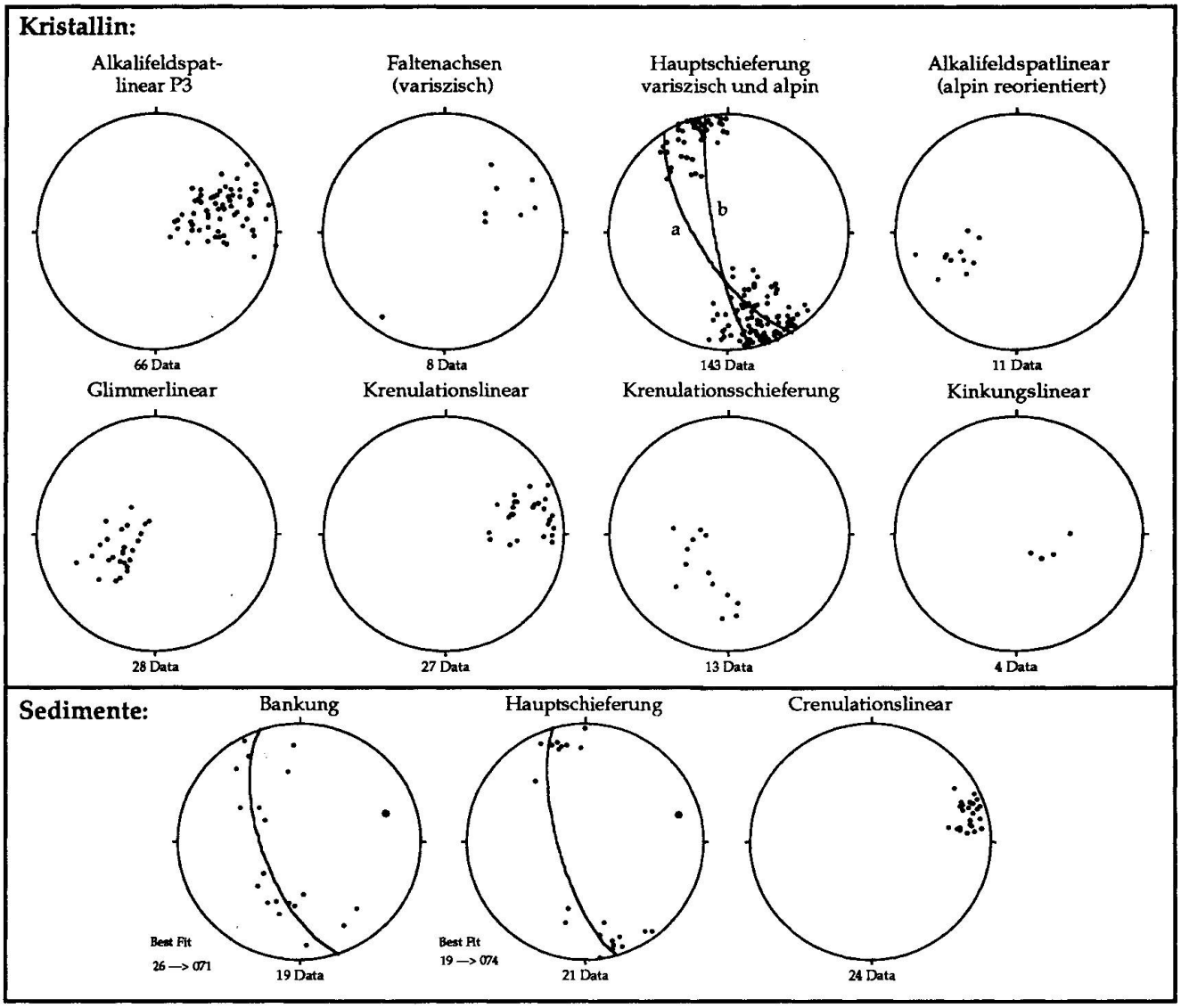

Abb. 8 Repräsentative Darstellung der wesentlichen Strukturelemente (untere Halbkugel, flächentreue Projektion, gezeichnet mit STEREOPLOT, MANCKTELOW 1989).
Die beiden Grosskreise (a, b) in der stereographischen Projektion der Hauptschieferung des Kristallins entsprechen den vorgeschlagenen Mittelwerten für die variszische (a) respektive die alpine (b) Hauptschieferung.

Strukturen

Die im Feld beobachteten präalpinen Strukturen lassen sich drei Deformationsereignissen zuordnen (P1, P2, P3), während die alpinen Strukturen in vier Phasen (D1-, D2-, D3- und Post-D3-Strukturen) unterteilt werden können. Jede dieser separierbaren Strukturen wird konsequenterweise einer geometrischen Deformationsphase zugeordnet. Die Orientierung der wesentlichsten Strukturelemente ist in Abbildung 8 gegeben.

PRÄALPINE STRUKTURELEMENTE

P1) Ausbildung granitoider Migmatite:

Das Leukosom des granitoiden Migmatits ist in dezimetergrosse, asymmetrische, unregelmässige, enge bis halboffene Falten gelegt, das folierte Paläosom ist analog verfaltet. Lokal existieren mehrere Zentimeter mächtige, duktile und konjugierte Scherzonen, welche die verfalteten Leukosome schleppen, von den Streifengneisen jedoch intrusiv geschnitten werden.

P2) Intensive Verfaltung und Ausbildung granulitfazieller Mylonite:

Es handelt sich um nur lokal reliktisch erhaltene, dezimeter- bis metergrosse, asymmetrische Isoklinalfalten (beschrieben durch vollständig rekristallisierte Bänder ehemaliger Alkalifeldspat-Einsprenglinge), deren Achsenebene in der Hauptfoliation liegt, deren Faltenachsen aber variables Einfallen zeigen. Granulitfazielle Myloni-

te mit Anzeichen einer Migmatisierung von Bänder-Orthogneisen (Streifengneise) konnten beobachtet werden.

P3) Ausbildung und Verfaltung der penetrativen Foliation und eines Streckungslinears:

Die penetrativ ausgebildete Foliation ist von variabler Intensität und fällt entweder mässig bis steil NNW oder selten steil SSE ein (alpin rotiert, variszisch rund 60° NW einfallend; siehe unten). Die Foliation wird beschrieben durch geplättete Alkalifeldspat-Augen bis -Streifen, Biotit-Flatschen und feinschuppigen Hellglimmer, bei Bändergneisen auch durch eine Stoffbänderung. Das Alkalifeldspat-Linear fällt flach ENE ein (Abb. 8). Alkalifeldspat ist rekristallisiert, was zumindest auf amphibolitfazielle Deformationsbedingungen hinweist und von ARNOLD (1970a) als variszisch angesprochen wird.

Die variszische Hauptfoliation mit dem Alkalifeldspat-Linear wird in einer späten Phase von P3 isoklinal verfaltet. Die flach ostwärts einfallende Faltenachse der dezimeter- bis metergrossen Falten ist parallel zum Alkalifeldspat-Linear. P3-Faltenscharniere zeigen keine Achsenebenenschieferung.

Amphibolitfazielle Scherzonen verlaufen parallel zur Foliation und sind bis mehrere Meter mächtig. Sie zeigen im Aufschluss eine dextrale Scherkomponente, welche durch geschleppte migmatische Leukosome und rotierte Alkalifeldspat-Einsprenglinge angezeigt wird. Die Scherrichtung dürfte dem Alkalifeldspat-Linear entsprechen. Die prävariszischen Intrusivkontakte der Streifengneise mit den Migmatiten sind ebenfalls zerschert.

ALPINE STRUKTURELEMENTE

D1) Kristallininterne Faltung und Bildung der heutigen Abfolge der grosstektonischen Einheiten:

Der Beginn der Entstehung der im Kartenbild so auffälligen Greina-Kristallinstufe fällt in eine Frühphase von D1. Die mächtige Trias vom Greina-Pass ist Zeuge einer tektonischen Anhäufung (steil NNEwärts einfallende, leicht spitze Falten in den Rauhwackebänken der Greina-Pass-Trias; die Falten zeigen eine Achsenebenenschieferung). Eine tektonische Breccie an der Stirn der allochthonen Sedimente am Greina-Pass zeigt die Überschiebung des Allochthons auf das Autochthon. Nicht orientierte, zentimetergrosse Komponenten von pigmentreichen schwarzen Tonschiefern (Coroi-Serie) und gelbbraunen Phylliten (Quartenserie) sowie Quarzknauern schwimmen in einer brecciösen und intern orientierungsfreien, dolomitischen Matrix. Eine synsedimentäre Bildung kann ausgeschlossen werden; Komponenten der kompetentesten Schichtglieder der Stgir- und Inferno-Serie fehlen.

Die Coroi-Serie am Nordschenkel der Marumo-Synform schliesslich zeigt auf der Ostseite im oberen Val Camadra vereinzelt isoklinale Falten (Amplitude bis 100 m) mit E–W streichender foliationsparalleler Achsenebene und flach ostfallender Faltenachse.

Die konstruierte Faltenachse von im Dekameter-Bereich verfalteten Bankungsflächen der Melser Serie ergibt ein flach ostnordostwärtiges Einfallen (Abb. 8). Diese Faltenachse und die aus der Hauptschieferung der Sedimente konstruierte Faltenachse sind subparallel und ergeben das ostwärtige Einfallen der Marumo-Synform. Deren Bildung wurde durch die in einer Spätphase von D1 beginnende Einspiessung des Sassina-Spans nach der Überschiebung des Allochthons initialisiert. Am Grat südlich des Pizzo Marumo sind Reste der Coroi-Serie ins Kristallin des Sassina-Spans eingefaltet und zeigen die Scharnierregion der Kristallin-Antiform. Die gepeilte Faltenachse (070/20) ist zur Faltenachse der verfalteten Hauptschieferung subparallel.

D2) Einengung und Steilstellung präexistenter Strukturen:

Unter anhaltender, etwa N–S gerichteter Kompression (MARQUER et al., 1985), welche ungefähr 80° auf die präalpine Foliation steht, wird diese im Kristallin verstärkt, rotiert, und lokal bildet sich die alpine Foliation auch im Kristallin penetrativ aus (Sassina-Span). Die während D1 initialisierte Achsenebenenschieferung in den Sedimenten wird penetrativ, sie überprägt auch den Überschiebungskontakt.

Das in der Hauptschieferungsfläche liegende Glimmerlinear fällt steil gegen NW ein. Die Orientierung elongierter Pellets aus dem gotthardmassivischen Allochthon (COBBOLD, 1969) zeigt, dass das Glimmerlinear einer Extensionsrichtung entspricht. Die stereographische Projektion des Alkalifeldspat-Linears besitzt für Messungen aus alpinen Scherzonen Orientierungen, deren Mittelwert mit dem Glimmerlinear übereinstimmt. Das variszische Alkalifeldspat-Linear wurde also alpin in die durch Glimmer beschriebene Extensionsrichtung einrotiert. Berücksichtigt man die sinistrale Scherkomponente in alpinen Scherzonen (siehe unten) und das in den Scherebenen steil westwärts fallende Glimmerlinear, so resultiert eine steile relative Aufschiebung der südlicheren Gebietsteile auf nördlichere entlang des Glimmerlinears.

Die Überprägung präexistenter Strukturen durch D2 nimmt kristallinintern im Arbeitsgebiet

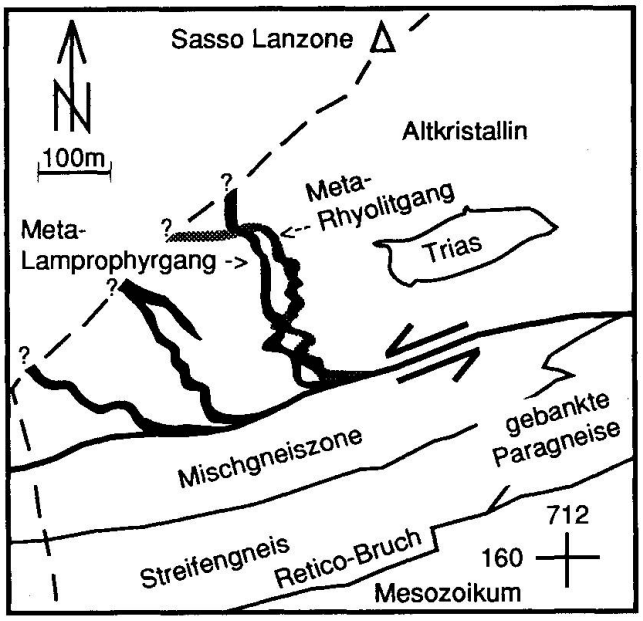

Abb. 9 Eine alpin sinistrale Scherkomponente ist durch geschleppte spätvariszische Gänge südlich Sasso Lanzone angezeigt.

von N nach S markant zu. Die variszisch NW fallende Foliation wurde steilgestellt und lokal im Sassina-Span überkippt. Das ursprüngliche SW–NE Streichen dieser Foliation, welche das Alkalifeldspat-Linear enthält, ist gegen Osten einrotiert. Dies hat zur Folge, dass die konstruierte Faltenachse aus der stereographischen Projektion aller Daten der Hauptschieferung von der P3-Faltenachse gegen Osten abweicht.

Die anhaltende Kompression führt zudem zur Ausbildung eines steilen und unter kleinem Winkel auf die Hauptschieferung stehenden, konjugierten Schersystems. Geschleppte spätvariszische Gänge südlich Sasso Lanzone dokumentieren einen im Kartenbild sinistralen Schersinn (Abb. 9), der im Gegensatz zu den dextralen, amphibolitfaziellen, variszischen Scherzonen steht. Bei prograder Scherung dient zudem die Foliationsebene lokal als Scherfläche. Dieses konjugierte Schersystem entspricht geometrisch C2 und C3 nach MERZ (1989). Eine mesoskopische «extensional crenulation» mit zum konjugierten Schersystem identischem Streichen tritt in Phylliten nahe der Retico-Störung auf.

D3) Kleinfältelung als Parasitärstrukturen der grossregionalen Rückfaltung (MILNES, 1974):

In den Streifengneisen konnten sich weder die aus den Sedimenten bekannten unregelmässigen Kleinfalten (ETTER, 1987) noch eine Krenulationsschieferung ausbilden. Dies wohl aufgrund der grossen Kompetenz der Streifengneise und deren geringen Glimmergehaltes. Die in den Sedimenten flach ENE einfallende Krenulation überprägte aber lokal die glimmerreichen Foliationsflächen im Kristallin. So existiert in glimmerreichen Gneisen des Sassina-Spans eine flach NE einfallende Krenulationsschieferung, deren Orientierung etwa derjenigen in den allochthonen Sedimenten (KLAPER, 1985) entspricht.

Post-D3) Sprödstrukturen unter retrograden Bedingungen:

Krenulierte Hauptschieferungsflächen werden stellenweise im Zentimeterbereich unter stumpfem Winkel geknickt. Die Knickungsachse fällt steil SSE oder NNW ein (Abb. 8). Kleine Brüche treten im ganzen Gebiet auf. N–S streichende Brüche zeigen oft einen sinistralen Versatz von wenigen Metern.

Alpine Verkürzung des gotthardmassivischen Kristallins

Als passive Marker für die «Post-Medelser-Intrusion»-Verkürzung des gotthardmassivischen Kristallins können Xenolithe oder spätvariszische Gänge wie Aplite (MERZ, 1989) oder Lamprophyre dienen. Im Folgenden wird die alpine Verkürzung eines verfalteten spätvariszischen Rhyolithganges nördlich Scaletta (Abb. 3 und 10) untersucht. Für eine ausschliesslich alpine Deformation des Ganges sprechen folgende Beobachtungen: (1) In Scharnierregionen steht das Fallazimut der variszischen Streifengneis-Foliation (315°) unter etwa 30° auf dasjenige der ganginternen Foliation (345°; Abb. 10). Es dürfte sich dabei nicht um Schieferungsbrechung an unterschiedlich kompetenten Lithologien handeln, sondern um eine rein alpine Orientierung der Schieferung innerhalb des Ganges. Faltenachsen im Streifengneis (Abb. 8) und die Faltenachsen der Gangverfaltung (Abb. 10) sind ebenfalls um rund 30° diskordant. Auch wenn die Orientierung der Schieferungen und Faltenachsen nicht eindeutig eine variszische Deformation des Ganges ausschliessen kann (unterschiedliche Orientierung von Gang und Foliation vor der Deformation), so scheint aufgrund von Punkt 2 (unten) eine solche doch unwahrscheinlich. (2) Der Gang zeigt eine schwache Rekristallisation unter grünschieferfaziellen Bedingungen; variszisches Minerallinear und amphibolitfazielle Rekristallisation fehlen (Abb. 6). (3) Geochemie-Daten dieses Ganges (PETTKE, 1991) genügen einigen Kriterien für G-Typus-Rhyolithe, welche ein postorogenes extensives Milieu charakterisieren (IZETT, 1981). Dieser Gang könnte somit der prätriadischen und variszisch undeformierten Vulkanitgeneration des Aarmassivs (MERCOLLI und OBERHÄNSLI, 1988) entsprechen.

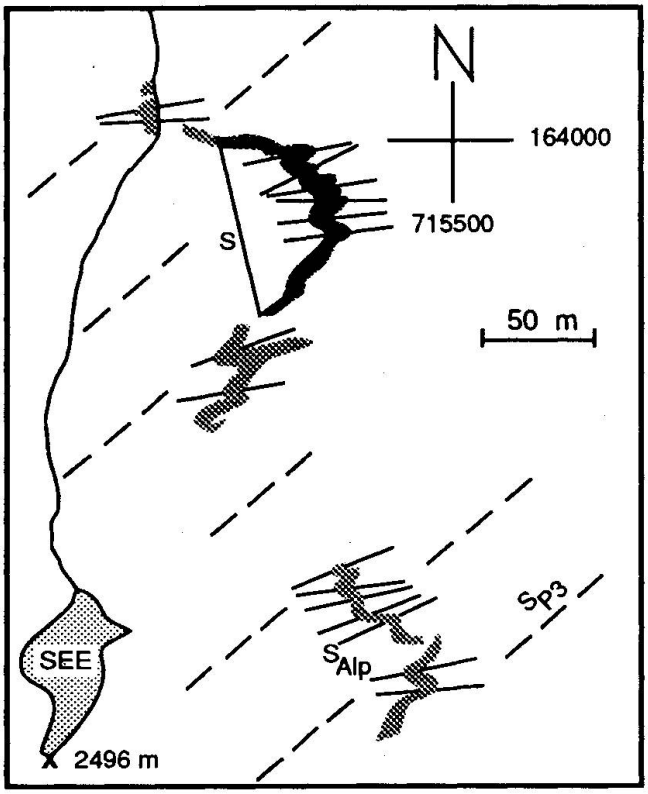

Abb. 10 Kartenskizze des im Massstab 1 : 2500 kartierten Ausbisses des Rhyolithganges nördlich Scaletta. S entspricht dem mittleren Streichen des Ganges. Das Streichen der Faltenachsenebenen im Gang (S_{Alp}) und der variszischen Streifengneisfoliation (S_{P3}) ist schematisch angezeigt. Das vermessene Gangstück (dunkler gerastert) ergibt eine minimale Verkürzung von rund 45%.

Die alpine Hauptkompressionsrichtung wird als senkrecht auf die Schieferung des Ganges stehend angenommen (also etwa N–S) und weicht demnach etwas von der primären Streichrichtung des Ganges (S; Abb. 10) ab. Da auch der Betrag der schichtparallelen Verkürzung des Ganges unbekannt ist, resultiert ein minimaler Verkürzungsbetrag von rund 45%. Dieser Verkürzungsbetrag ist konsistent mit dem Verkürzungsbetrag von 50 ± 10% welcher von MERZ (1989) für die Medelser Intrusion postuliert und als rein alpin angesehen wurde. Eine Verkürzung von rund 50% kann demnach auch für dieses Gebiet als Mittelwert für die horizontale Einengung des Kristallins nach der Intrusion der Medelser Granitoide verstanden werden.

Tektogenetisches Modell und Diskussion

PRÄALPINE ENTWICKLUNG

Relative Altersbeziehungen ergeben das grösste Alter für den granitoiden Migmatit. Die Bildung dieses granitoiden Migmatites (P1) und die Migmatisierung der nördlichen Paragneise (P2) müssen zwei unterschiedlichen Ereignissen entsprechen, denn: (1) die schichtsilikatreichen nördlichen Paragneise sind lokal und schwach, die «trockenen» granitoiden Migmatite dagegen penetrativ migmatisiert; (2) der intrusive Kontakt der Streifengneise zu den nördlichen Paragneisen ist diffus, zu den granitoiden Migmatiten dagegen scharf; (3) beide Kontakte sind primär. Somit ist die Sedimentation der heute als nördliche Paragneiszone vorliegenden, schwach migmatisierten Gesteine jünger als das Ereignis der penetrativen Migmatisierung der granitoiden Migmatite. Die lokale, schwache Migmatisierung der nördlichen Paragneiszone wird als Produkt der kaledonischen granulitfaziellen (ARNOLD, 1970a; ABRECHT et al., 1991) Metamorphose (P2) verstanden. Die der kaledonischen Granulitfazies vorausgegangene eklogitfazielle Überprägung (GEBAUER et al., 1988) weist darauf hin, dass das Sedimentationsalter der nördlichen Paragneise wohl präkaledonisch ist. Die Bildung der granitoiden Migmatite als ältestes Ereignis (P1) kann demzufolge durchaus proterozoisch (kadonisch?) sein.

Während der kaledonischen Orogenese intrudieren Streifengneise als porphyrische, anatektische Alkalifeldspat-Granite das eklogit- und granulitfaziell metamorphe, aber noch wenig abgekühlte Grundgebirge. Hohe Temperatur bei der Intrusion der Streifengneise ist durch stoffliche Kontamination der Granitschmelze durch Paragneismaterial (PETTKE, 1991) angezeigt. Strukturelle Elemente, die während der granulitfaziellen Metamorphose (P2) entstanden sind, konnten nur lokal und selten beobachtet werden. Granulitfazielle Bänderung in einem Teil der Streifengneise wurde auch von ARNOLD (1970a) festgestellt. Ob es sich bei den geochemisch nicht trennbaren porphyrischen Alkalifeldspat-Graniten (Streifengneise) um mehrere unterschiedliche Intrusionen handelt oder ob eine Intrusion petrographisch variabler Alkalifeldspat-Granite vorliegt, kann nicht entschieden werden. Zwischen Alkalifeldspat-Augengneis mit Biotitflatschen und Quarz-Alkalifeldspat-Augengneis liegt ein scharfer Kontakt vor, die relativen Altersbeziehungen jedoch sind nicht eindeutig. Rund 50 Ma nach der Eklogitbildung (GEBAUER et al., 1988) schliesst das System Rb/Sr-Gesamtgestein der Streifengneise (ARNOLD, 1970a), was als beginnende Abkühlung der petrologisch belegten granulitfaziellen Überprägung (ABRECHT et al., 1991) verstanden werden kann.

Postkaledonisch und prävariszisch folgt die Sedimentation von Arkosen, Quarziten und tonreichen Quarzsandsteinen (heute als gebankte Paragneisserie am Südrand des Gotthardmassivs vor-

liegend) auf eine verwitterte Paläo-Oberfläche hauptsächlich von porphyrischen Alkalifeldspat-Graniten. Postkaledonisch ist die Bildung der gebankten Paragneise, weil sie die Streifengneise sedimentär überlagern (scharfer Kontakt, in Kontaktnähe keine Xenolithe in den Streifengneisen und keine Migmatisierung der gebankten Paragneise); prävariszisch ist die Sedimentation, weil einerseits spätvariszische Rhyolithgänge die gebankten Paragneise intrudieren und andererseits amphibolitfazielle Mineralparagenesen nachgewiesen werden konnten.

Die variszische amphibolitfazielle Metamorphose verbindet das gotthardmassivische Altkristallin zu einem zusammenhängenden Gneiskomplex. Die beobachteten Strukturen (P3) weisen auf ein grob NW–SE orientiertes, kompressives Milieu hin. Dextrale Scherung in einer Richtung parallel des Alkalifeldspat-Linears (Abb. 8) kann beobachtet werden.

Die spätvariszische Verfaltung der Streifengneise kann unter retrograden Metamorphose-Bedingungen oder während eines isolierten spätvariszischen Ereignisses erfolgt sein. Die P3-Faltung konnte jedoch nicht in Relation mit der Intrusion der Medelser Granitoide gebracht werden. Der variszisch strukturell geprägte Gneiskomplex wird von der spätvariszischen Medelser Intrusion (315 ± 20 Ma, GRÜNENFELDER, 1962) durchdrungen, welche nach MERZ (1989) nur alpine Gefüge zeigt. Variszische Mineralalter zeigen jedoch, dass 500 °C erst rund 40 Ma nach der Intrusion der Medelser Granitoide unterschritten wurden (Rb/Sr-Abkühlalter der variszisch amphibolit-faziellen Metamorphose, 275 ± 11 Ma an Muskovit; ARNOLD, 1970a), und demnach eine P3-Deformation der Medelser Granitoide durchaus zulässt. Aufgrund der fehlenden amphibolitfaziellen Rekristallisation der Rhyolithgänge kann ihr maximales Alter deshalb auf rund 275 Ma geschätzt werden. Dies schliesst eine spätvariszische Überprägung dieser Gänge ebenfalls nicht völlig aus. Die Rhyolithgänge stellen vermutlich Förderkanäle von Vulkaniten dar, welche als Quarzporphyre assoziiert mit Quarziten aufgeschlossen sind. Zudem wurden aufgearbeitete Rhyolithkomponenten in der Strandbreccie an der Basis des autochthonen Mesozoikums (Melser Serie) beobachtet, welche auf die Existenz von Vulkaniten hinweisen, die der frühtriadischen Erosion ausgesetzt waren (PETTKE, 1991).

Alpine Entwicklung

Der Beginn der alpinen Tektonik im Kristallin des Untersuchungsgebietes folgt als Reaktion auf den nordvergenten Schub der penninischen Kristallindecken. D1 bewirkt die Anlage der meisten heutigen Grossstrukturen. Die Ausbildung der Sassina-Antiform (Abb. 2) unter Einfaltung von allochthonen mesozoischen Coroischiefern dürfte in einer Spätphase von D1 begonnen haben und beweist eine kristallininterne Faltungskomponente alpinen Alters.

In einem kontinuierlichen Prozess werden durch anhaltende nordvergente Kompression unter prograden metamorphen Bedingungen die präexistenten Falten verengt. Die variszischen Strukturelemente werden vorwiegend im Südteil des Arbeitsgebietes gegen Osten einrotiert (D2). Durch die Verengung der Falten entwickelt sich eine alpine Schieferung, welche die variszische Hauptfoliation überprägt; in präalpin unfoliierten Lithologien bildet sich demgegenüber lokal eine zur variszischen Hauptfoliation diskordante D2-Schieferung aus (Rhyolithgang). Foliationsparallele Scherung ist ein wesentlicher Deformationsmechanismus während der Spätphase von D2. Die D2-Streckungslineation repräsentiert die kristallininterne, foliationsparallele Aufschiebung südlicherer Gebietsteile auf nördlichere. Im Kartenbild zeigt diese Scherung auch eine sinistrale Komponente. Die variable Orientierung des Glimmerlinears im Kristallin ist bedingt durch das variable Einfallen der alpin überprägten präalpinen Foliation. Während D2 wird der Sassina-Span in die allochthonen Sedimente eingespiesst und bildet auf diese Weise passiv die Marumo-Synform. Die kristallininterne Abscherung des Sassina-Spanes erfolgte foliationsparallel entlang des nördlichen Faltenschenkels der Sassina-Antiform.

Die Wellung des autochthonen Mesozoikums (Quarzite und Dolomit-Quarzit-Wechsellagen) schliesslich bildet die Kristallinverfaltung in abgeschwächter Form ebenfalls ab. Die dominant Quarz führenden Schichten verhalten sich bei Metamorphosebedingungen der oberen Grünschieferfazies plastisch, weshalb eine bedeutende schichtparallele Verkürzung erwartet werden darf. Die unter diesen Bedingungen spröden Dolomitbänke sind demgegenüber in isoklinale Knickfalten gelegt. Die aus der Wellung des Autochthons konstruierte Achsenebenenschieferung ist subparallel zur Schieferung des Rhyolithganges und des Mesozoikums.

Nach dem Überschreiten der maximalen alpinen Metamorphosebedingungen setzt die grossregionale «Rückfaltung» ein (MILNES, 1974), die sich im Kristallin hauptsächlich durch eine lokale Krenulation äussert (D3). Im während D2 gebildeten Sassina-Span ist die Krenulation penetrativ, und es bildet sich eine Krenulationsschieferung

aus. Das letzte Deformationsereignis (post-D3) ist eine lokale Knickung der krenulierten Hauptschieferung in alpinen Scherzonen unter retrograden Bedingungen. Als Reaktion auf postorogene, differentielle Hebung entstehende Klüfte und Brüche treten untergeordnet auf.

Die alpine Überprägung ist im Nordteil des Untersuchungsgebietes an diskrete Zonen gebunden und untergeordnet, am Südkontakt des Kristallins dagegen penetrativ. Das Streichen der dominanten Foliation und des variszischen Alkalifeldspat-Linears zeigt einen gegen Osten geöffneten Fächer; im Norden dominieren präalpine Strukturen, im Süden werden alpine wichtiger. Eine deutliche Zunahme der alpinen Überprägung gegen den Südkontakt des Gotthard-Kristallins ist offensichtlich. Eine analoge Zunahme der alpinen Deformation wurde von ARNOLD (1970a) gegen den Nordrand des Gotthardmassivs festgestellt.

Verdankungen

TP dankt M. Engi für die Betreuung der Diplomarbeit. Für die Durchsicht einer früheren Fassung dieses Manuskriptes und für anregende Kritik und Diskussionen danken wir R. Oberhänsli. EMK wird durch ein Kartierprojekt (Blatt 1233) der Geologischen Kommission unterstützt.

Verdankt seien schliesslich auch die TP vom Kanton Bern gewährten Ausbildungsbeiträge.

Literaturverzeichnis

ABRECHT, J., BIINO, G.G., MERCOLLI, I. und STILLE, P. (1991): Mafic-ultramafic rock association in the Aar, Gotthard and Tavetsch massivs of the Helvetic domain in the Central Swiss Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 71, 295–300.

ARNOLD, A. (1970a): Die Gesteine der Region Curnera-Nalps im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfelseinschlüsse. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, NF138.

ARNOLD, A. (1970b): On the history of the Gotthard massif (Central Alps, Switzerland). Eclogae geol. Helv. 63, 29–30.

BAMBAUER, H.V. und BERNOTAT, W.H. (1982): The microclin/sanidin transformation in metamorphic region. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 62, 185–244.

BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal. Geologie der Blenio-Kraftwerke. Beitr. zur Geol. der Schweiz, geotechn. Serie, Lieferung 39.

BAUMER, A., FREY, J.D., JUNG, W. und UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez. Eclogae geol. Helv. 54, 478–491.

CHADWICK, B. (1968): Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland. Geol. Soc. Amer. Bull. 79, 1123–1150.

COBBOLD, P.R. (1969): Independent field work, Val Camadra–Greina area. Unpubl. Masters Thesis, Imperial College London.

ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Illanz. Unpubl. Diss. Univ. Bern, pp. 162.

FOX, J.S. (1975): Three dimensional isograds from the Lukmanierpass, Switzerland, and their tectonic significance. Geol. Mag. 112, 547–564.

FREY, J.D. (1967): Geologie des Greina-Gebietes. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, NF 131.

FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 137, pp. 160.

FREY, M. (1978): Progressive low grade metamorphism of a black shale formation, central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. J. Petrol. 19, 95–135.

FREY, M., BUCHER-NURMINEN, K., FRANK, E. und MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel–Chiasso – a review. Eclogae geol. Helv. 73, 527–546.

GEBAUER, D., QUADT, A., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S. und GRÜNENFELDER, M. (1988): Archaean zircons in a retrograded, Caledonian eclogite of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 585–490.

GRAUERT, B. und ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvretta und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). Contrib. Mineral. Petrol. 20, 34.

GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 42, 6.

HUBER, H.M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 23, 72–260.

IZETT, G. (1981): Volcanic ash beds: recorders of Upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the Western United States. J. Geophys. Res. 86, 10200–10222.

KLAPER, E.M. (1985): Deformation history and metamorphic mineral growth along the Pennine frontal thrust (Wallis, Ticino), Switzerland. unpubl. Ph. D. thesis, ETH Zürich.

MANCKTELOW, N.S. (1989): STEREOPLOT. unpubl. FORTRAN computer program.

MARQUER, D. und GAPAIS, D. (1985): Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttannen–Val Bedretto (Alpes Centrales): structures et histoire cinématique. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 301, série 2, no 8, 543–546.

MERCOLLI, I. und OBERHÄNSLI, R. (1988): Variscan tectonic evolution in the Central Alps: a working hypothesis. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 491–500.

MERZ, C. (1989): L'intrusif Medel Cristallina (Massif du Gothard oriental): Partie 1: Déformations alpines et relations socle couverture. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69, 55–72.

MILNES, A.G. (1974): Structure of the Penninic Zone (Central Alps): a new working hypothesis. Geol. Soc. Amer. Bulletin 85, 727–732.

OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 66, 315–342.

OBERHÄNSLI, R. (1987): Mineralogy and Alpine metamorphism of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 67, 321–338.

PETTKE, TH. (1991): Zur Geologie im oberen Val Camadra (südöstliches Gotthardmassiv, Tessin). Unpubl. Lizentiatsarbeit Bern, pp. 180.

WINTERHALTER, R.U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 10, 38–116.

Manuskript eingegangen 25. Januar 1992; überarbeitetes Manuskript angenommen 23. April 1992.