

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 69 (1989)
Heft: 3

Artikel: Zur Kinematik der südlichen Steilzone der Zentralalpen, E von Bellinzona
Autor: Fisch, Hansruedi
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-52801>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 13.01.2026

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

Zur Kinematik der südlichen Steilzone der Zentralalpen, E von Bellinzona

von *Hansruedi Fisch*¹

Abstract

The two tectonic units north of the Jorio-Tonale-Line subject to this study are the Tonale Zone and the Jorio Intrusives. Structural field data and analysis of microstructures in the vicinity of the Passo S. Jorio support the recent views about the deformation history of the southern "Steep Belt" (Steilzone) of the Central Alps. A continuous change in the direction of stretching lineations is observed in the predominantly steeply north dipping gneiss series of the Tonale Zone. In the north the stretching lineations plunge steeply to the NW. Towards the Jorio-Tonale-Line they gradually show a subhorizontal orientation. Sense of shear determinations in the mylonites confirm the steep S-vergent thrusting and the dextral strike-slip at the Jorio-Tonale-Line as partially concurrent movements. Microstructural analyses of quartz veins in the strongly gneissic hornblende tonalite (Jorio Intrusives) suggest differential movements corresponding to the steeply N dipping hornblende alignment in the tonalite. The sense of shear conforms with a steep thrusting of the northern onto the southern block. In the Augengneiss of Melirolo, the southern granodioritic borderfacies of the tonalite, no macroscopically visible lineation is developed. However, quartz-C-axis measurements in sections perpendicular to the foliation of the rock and parallel to the hornblende lineation of the northern tonalite provide evidence for shear movement in the same direction as in the tonalite.

Keywords: Microstructure, shear determination, mylonites, Jorio-Tonale-Line, Central Alps.

Zusammenfassung

Zwei tektonische Einheiten N der Jorio-Tonale-Linie sind Gegenstand der vorliegenden Arbeit: Tonale Zone und Jorio-Intrusiva. Strukturmessungen und Gefügeanalysen am Passo S. Jorio unterstützen neuere Ansichten über die Deformationsgeschichte der südlichen Steilzone der Zentralalpen. In den vorwiegend steil N fallenden Gneissserien der Tonale Zone konnte eine kontinuierliche Richtungsänderung der Streckungslineationen festgestellt werden: Im Norden fallen diese steil NW, gegen die Jorio-Tonale-Linie hin drehen sie allmählich in eine subhorizontale Lage. Schersinnbestimmungen in den Myloniten bestätigen die steile südvergente Aufschiebung und den dextralen Versatz an der Jorio-Tonale-Linie als ineinandergreifende Bewegungen. Gefügeanalysen in Quarzadern des stark vergneisten Hbl-Tonalits (Jorio Intrusiva) belegen differentiale Bewegungen entsprechend dem steil N fallenden Hornblende-Linear des Tonalits. Der Schersinn entspricht einer steilen Aufschiebung des nördlichen Blocks über den südlichen. Die südliche, granodioritische Randfazies des Jorio-Tonalits, der Augengneis von Melirolo, hat kein makroskopisch sichtbares Linear ausgebildet. Quarz-C-Achsen-Messungen in Querschnitten senkrecht zur Schieferung des Gesteins und parallel zum Hornblende-Linear des nördlichen Tonalits belegen eine gleichsinnige Scherbewegung wie im Tonalit.

Abkürzungen

Bt	=	Biotit	Fsp	=	Feldspat	Plag	=	Plagioklas
Cc	=	Calcit	Hbl	=	Hornblende	Qz	=	Quarz
Chl	=	Chlorit	Hgl	=	Hellglimmer	Ser	=	Serizit
Ep	=	Epidot						

Lithologische und tektonische Bezeichnungen:

AGM = Augengneis von Melirolo
Tonale Zone = Tonale Serie

¹ Institut für Mineralogie und Petrographie der ETH Zürich, CH-8092 Zürich.
Anschrift: OEKOGEO AG, Vorstadt 28, CH-8200 Schaffhausen.

Einführung

Im Untersuchungsgebiet folgen nördlich der Jorio-Tonale-Linie (einem Abschnitt der Insubrischen Linie) die Einheiten der zentralalpiner Steilzone (Abb. 1): Tonale Zone, Jorio Intrusiva (Augengneis- und Tonalitzug von Melirolo-Sorico), Zone von Bellinzona. Mit dem Übergang der Zone von Bellinzona zur tieferen penninischen Adula-Einheit, der durch den Paina-Marmorzug markiert ist, ändert sich auch der tektonische Stil. Das einförmige Strukturbild der Steilzone mit mehr oder weniger einheitlich Nord fallenden Gneisserien wird nördlich des Paina-Zuges von einer grossräumigen Schlingentektonik mit steil fallenden Faltenachsen abgelöst (FUMASOLI, 1974). Die in der Folge diskutierten Fragestellungen hängen eng mit der Insubrischen Linie zusammen, an deren steil nach Norden fallenden Störungsfläche sich der Metamorphosesprung zwischen Süd- und Zentralalpen vollzieht (GANSSE, 1968, FREY et al., 1976). Während der nördliche Block durch eine hochgradige alpine Metamorphose charakterisiert ist (TROMMSDORFF, 1966, NIGGLI, 1970, WENK, 1970), liegen südlich der Insubrischen Linie unmetamorphe Karbonate (Jorio Trias) diskordant über dem herzynischen Grundgebirge (CORNELIUS und CORNELIUS-FURLANI, 1930, McDOWELL, 1970).

Der Metamorphosesprung impliziert einen vertikalen Versatz von mindestens 15 km an der Störung (TRÜMPY, 1969, 1973). HURFORD (1986) postuliert eine beschleunigte Hebung der leontinischen Gneisregion im späten Oligozän. Er stützt sich dabei auf geochronologische Untersuchungen entlang einem Profil Valle Maggia – Lago Maggiore.

Die Bergeller Intrusion ist mit ca. 30 Ma datiert (GRÜNENFELDER und STERN, 1960, GULSON und KROGH, 1973, WIEDENBECK und BAUR, 1986). Eine spröde, dextrale Blattverschiebung an der Jorio-Tonale-Linie ist durch das von FUMASOLI (1974) beschriebene Riedel-Bruchsystem dokumentiert, welches den westlichen Ausläufer der Bergeller Intrusion, den Tonalitzug von Melirolo-Sorico, längs von NW-SE streichenden Brüchen rechtshändig versetzt (vgl. Abb. 1). Oligo/miozäne Bergeller-Gerölle in der Molasse von Como (PFISTER, 1929, LONGO, 1968) lassen auf einen dextralen Versatz von 50 km schliessen, falls sie nicht einer hypothetischen – heute weg-erodierten – westlichen Fortsetzung des Bergeller Granits entstammen (FUMASOLI, 1974). Die post-intrusive Bewegung an der Insubrischen Linie war mit einer ostwärts geneigten Kippung des Intrusivkomplexes und seiner Umgebung gekoppelt (TRÜMPY, 1973, FUMASOLI, 1974, TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1983): der Jo-

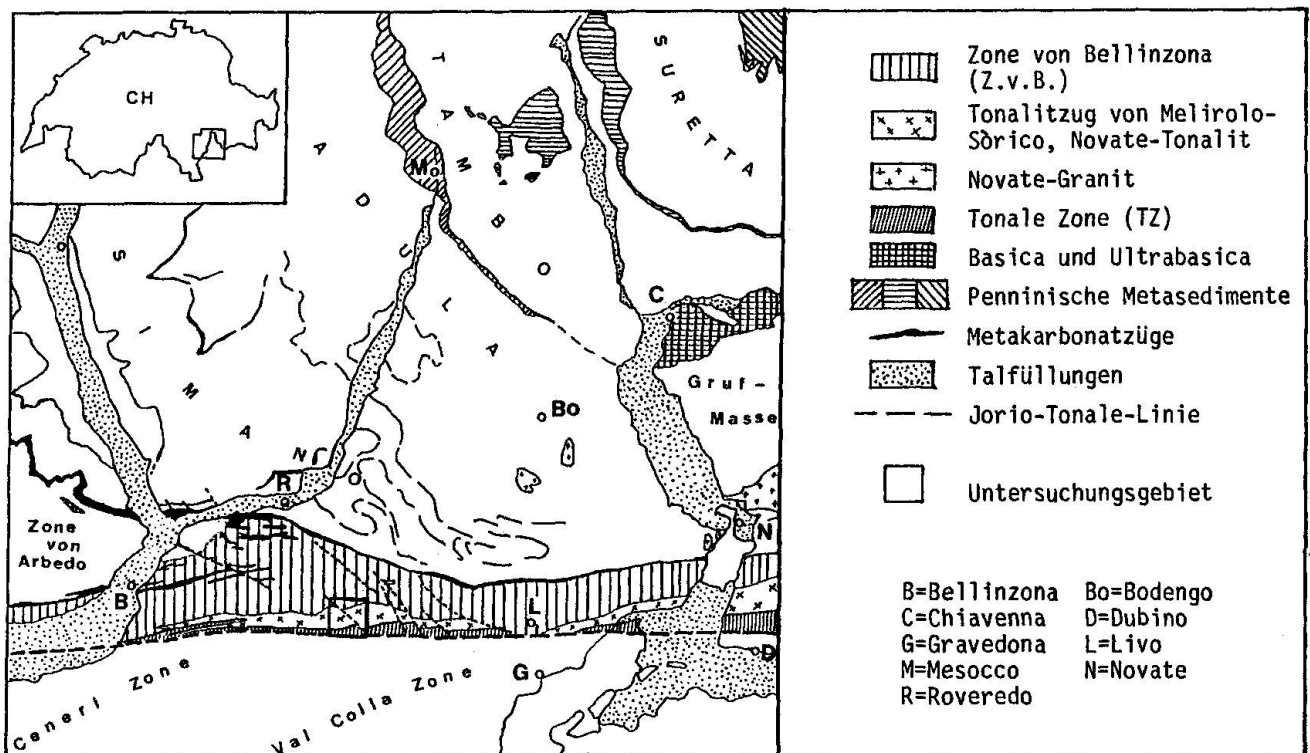


Abb. 1 Geologisch-tektonische Übersicht (nach FUMASOLI, 1974).

rio-Tonalit nimmt, verglichen mit seinem Bergeller Äquivalent, eine um ca. 9 km tiefere Krustenposition ein (REUSSER, 1987).

Die erwähnten tektonischen Ereignisse haben in besonderem Masse die Gesteine nahe der Insubrischen Linie geprägt (CORNELIUS und CORNELIUS-FURLANI, 1930; KNOBLAUCH und REINHARD, 1939; FUMASOLI, 1974; HEITZMANN, 1975, 1987; VÖGLER und VOLL, 1981; LARDELLI, 1981; WELKER, 1985; WIEDENBECK, 1986; SCHMID et al. 1987). Im Westen beschrieben SCHMID et al. (1987) den Mylonitgürtel der Insubrischen Linie vom Val Strona di Omegna bis nach Locarno. Die nach lithologischen Kriterien erfolgte Zweiteilung dieses Gürtels in Mylonite der Sesia- und Mylonite der Ivrea-Einheit behielt in der zitierten Arbeit auch für das erarbeitete Strukturbild Gültigkeit: Die Lineationen nördlich der in den Myloniten eingeklemmten Canavese-Sedimente fallen steil NW, südlich davon liegen sie vorwiegend subhorizontal.

Eine analoge strukturelle Zweiteilung erfolgte im Osten für die Tonale Zone: WIEDENBECK (1986) unterschied im unteren Veltlin unmittelbar nördlich der Insubrischen Linie zwei parallele, ost-west verlaufende Bereiche. Der südlichere Abschnitt wies vermehrt subhorizontale Lineationen auf.

Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, die Strukturen der südlichen Steilzone am Passo S. Jorio zu dokumentieren. Sie befasst sich im wesentlichen mit den folgenden Fragestellungen:

1. Wie ändern sich die Streckungslineationen der Mylonite im N-S-Profil? Welchen Schersinn zeigen sie?
2. Gibt es Anzeichen für duktile, einfache Scherung («simple shear») im Jorio-Tonalit und im Augengneis von Melirolo?
3. Wie lassen sich die strukturellen Beobachtungen mit den tektonischen Bewegungen an der Insubrischen Linie in Verbindung bringen?

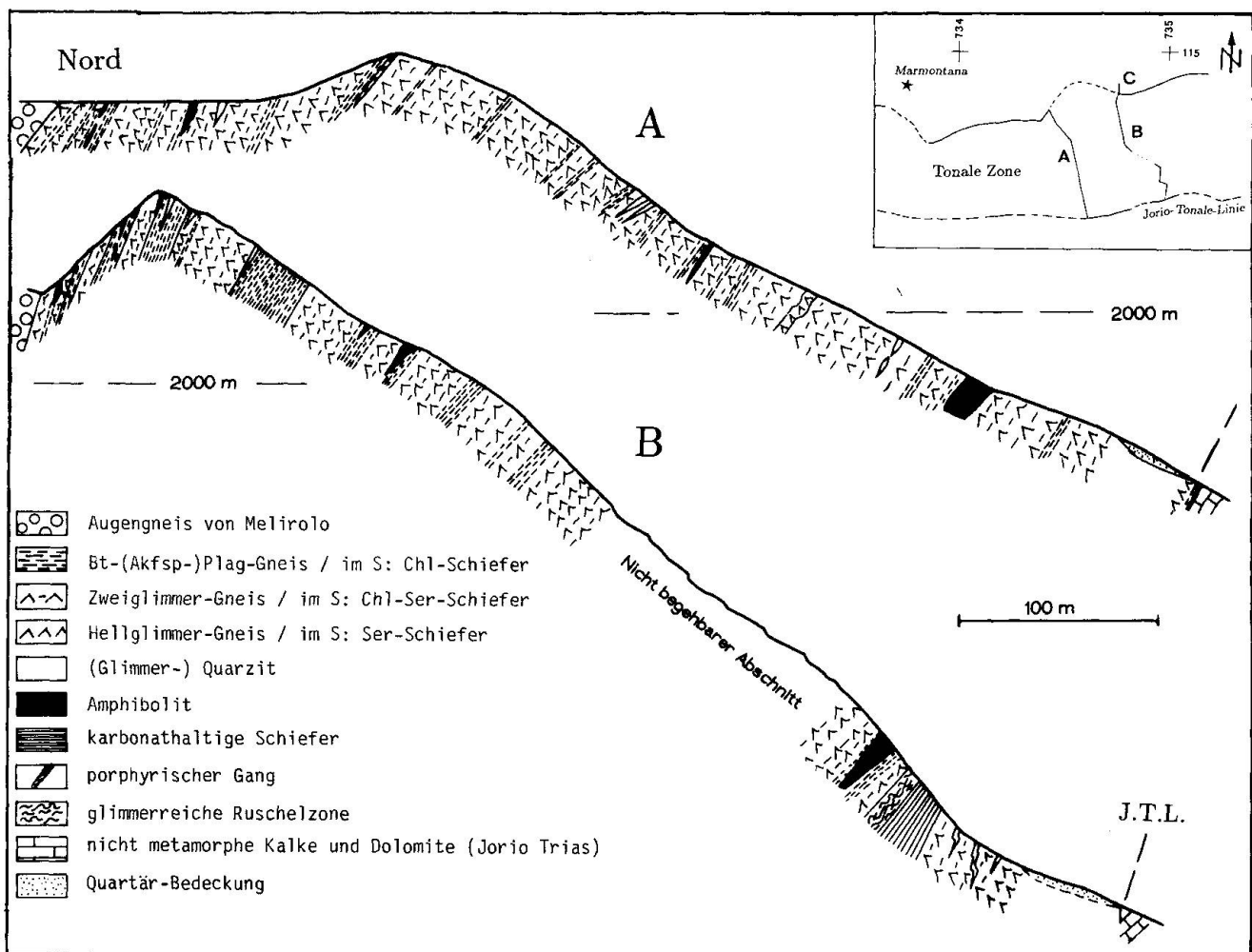


Abb. 2 Zwei Profile durch die Tonale Zone (J.T.L. = Jorio-Tonale-Linie).

Methodik der Schersinnbestimmung

Streckungslineationen sind im Norden der Tonale Zone vorwiegend in Hellglimmergneisen (Qz-Fsp-Lineament), seltener in Bt-Plag-Gneisen (Qz-Fsp-Lineament, Hbl-Lineament in Hbl-führenden Lagen) gemessen worden. In den südlicheren, feinkörnigeren Myloniten kommt die Lineation durch eine feine stoffliche oder farbliche Striung zum Ausdruck. Sämtliche Streckungslineationen wurden in «sicherem» Abstand zu eventuellen Faltungsstrukturen gemessen. Der Schersinn konnte in den Myloniten der Tonale Zone durch mikrostrukturelle Beobachtungen ermittelt werden (geometrische Beziehungen bei Glimmerfischen, Scherbändern, Feldspat-Augen und anderen Porphyroklasten, «Gipsaddition» bei einheitlicher kristallographischer Einregelung im Bänderquarz) (LISTER und SNOKE, 1984, SIMPSON und SCHMID 1983). Im Augen- gneis von Melirolo fehlen direkt beobachtbare Schersinnindikatoren. Die Schersinne wurden durch Einmessen von Quarz-C-Achsen in quarzreichen Bereichen und durch Interpretation der in Polfiguren dargestellten Einregelungsgefüge ermittelt (SCHMID und CASEY, 1986, und darin zitierte Autoren). Die Dünnschliffklötzchen wur-

den dabei senkrecht zur Schieferung und parallel zum Hornblendelinear des nördlich angrenzenden Tonalits gesägt. In den Quarzadern des Tonalits wurde der Schersinn anhand von Gefügekriterien nach SCHMID et al. (1987b) und DRURY und HUMPHREYS (1988) bestimmt.

Lithologien

TONALE ZONE

Nördlich an die Jorio-Tonale-Linie schliesst sich eine variable Serie von fein laminierten, retrograd stark überprägten Gneisen und Schiefer an (Abb. 2). CORNELIUS und CORNELIUS-FURLANI (1930) korrelierten sie mit der Tonale Serie am Tonale Pass. Im bearbeiteten Terrain nimmt ihre Mächtigkeit nach Osten zu (von ca. 300 m am Passo S. Jorio bis ca. 600 m im Valle Mugiona). Die Tonale Zone wird im wesentlichen durch unregelmässige, meist steil N-NW fallende Abfolgen von (Granat- und Staurolith-führenden) Zweiglimmergneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen und Hellglimmergneisen aufgebaut. Am nördlichen Kontakt werden die Gneislagen vom AGM subparallel abgeschnitten. Als meist lin-

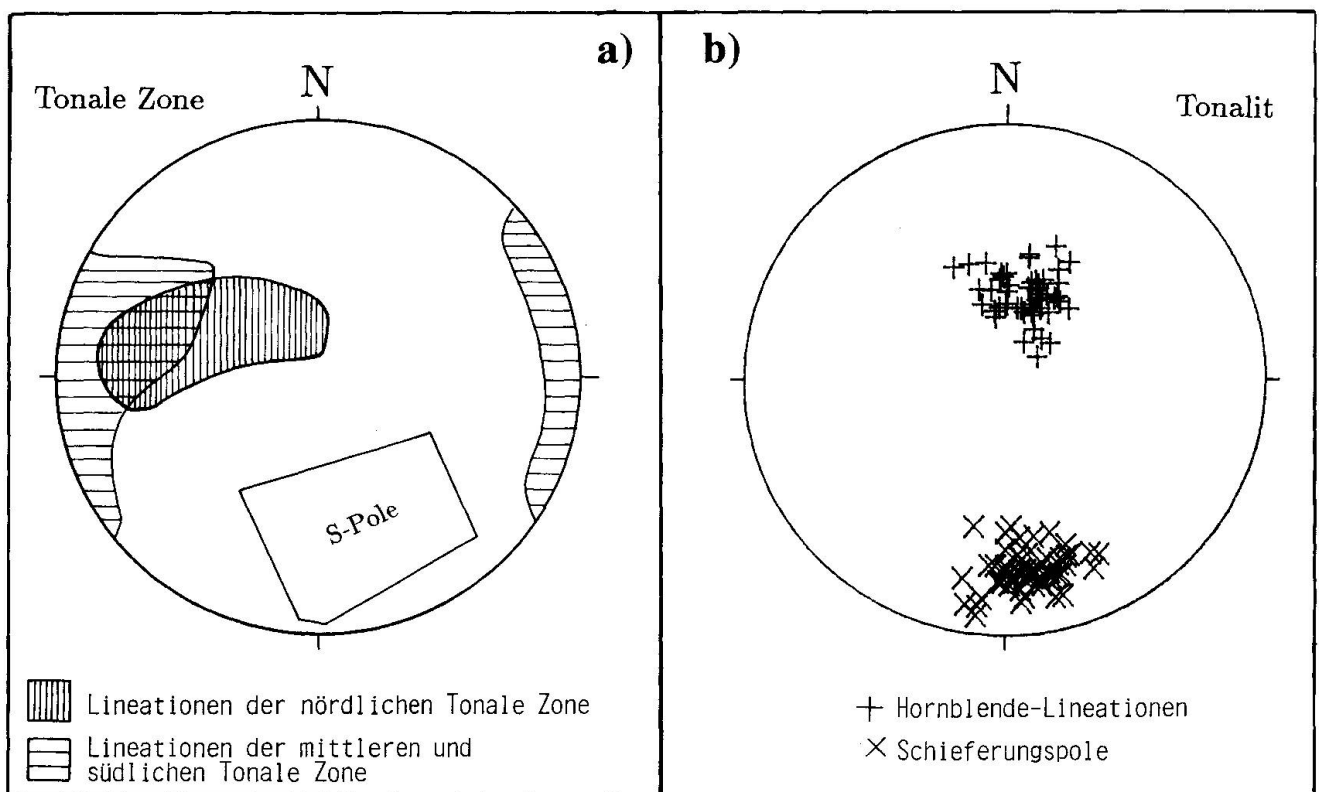


Abb. 3 Stereographische Projektion (untere Halbkugel) der Lineationen und Schieferungspole. (a) Vereinfachte Darstellung; die beiden schraffierten Bereiche entsprechen jeweils rund 50 Messungen.

Tab. 1 Gesamtgesteinsanalysen von Proben des Jorio-Intrusivkomplexes (Fisch, 1988).

Die Mylonitprobe SF27.2 korreliert bezüglich der Haupt- und Spurenelemente gut mit dem Augengneis von Melirolo (AGM). Die Daten der Mylonitprobe SF75 entsprechen demgegenüber eher denjenigen der Übergangsvarietät. Der den AGM-Myloniten äußerlich ähnliche, feinkörnige Biotit-Gneis SFX28 ist aufgrund der deutlich abweichenden Gehalte an TiO_2 , Fe_2O_3 (Gesamteisen) und CaO als exogener Einschluss zu bezeichnen.

Die Pillen- und Pulverpräparate der Gesamtgesteinsanalyse wurden auf der Röntgenfluoreszenzanlage (Phillips Spektrometer PW 1450) der EMPA in Dübendorf gemessen. Die Werte der Hauptelemente wurden bei einem zweiten Messgang auf dem neueren Spektrometer PW 1404 kontrolliert und korrigiert.

Einschluss im AGM	AGM-Mylonite			Augengneis von Melirolo (AGM)			Übergangsvarietät					Tonalit			
	SFX28	SF758	SF27.2	SF100	SF99	SF71	SF75N	SFX27	SF21	SF22	SFX01	SF82	SF84	SFX34	SFX38
Hauptelemente [Gew.~ %]															
SiO ₂	61.10	60.57	68.34	68.14	66.21	69.48	63.60	60.56	60.39	60.42	59.80	59.41	58.36	54.60	55.84
TiO ₂	0.89	0.78	0.50	0.42	0.36	0.43	0.52	0.62	0.66	0.66	0.65	0.69	0.72	0.83	0.72
Al ₂ O ₃ *	17.69	16.93	14.87	15.88	16.57	15.29	17.25	17.38	17.64	16.94	17.06	17.36	17.24	17.71	18.05
Fe ₂ O ₃ *	6.72	6.01	4.04	3.18	2.85	2.74	4.46	5.49	5.60	5.72	5.62	5.90	6.97	8.44	7.56
MnO	0.09	0.09	0.06	0.04	0.04	0.02	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.12	0.14	0.13
MgO	2.67	2.10	1.32	1.32	1.05	1.05	2.07	2.86	2.89	3.11	3.07	3.47	3.61	4.52	4.00
CaO	2.02	5.37	3.20	3.53	3.76	3.09	4.99	5.87	5.83	5.68	5.70	6.15	7.16	8.02	7.99
Na ₂ O	3.07	3.29	3.07	3.18	3.38	3.49	3.48	2.95	3.23	2.99	3.34	3.22	3.52	3.39	3.20
K ₂ O	3.29	1.93	4.09	4.59	3.89	3.40	2.13	2.57	2.59	2.62	2.69	2.55	1.62	1.95	1.41
P ₂ O ₅	0.19	0.22	0.13	0.15	0.13	0.15	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.18	0.14	0.27	0.22
H ₂ O	1.39	2.08	0.63	0.51	0.44	0.84	1.55	0.62	0.78	0.72	0.81	0.70	0.72	0.60	0.56
	99.12	99.37	100.25	100.94	98.68	99.98	100.28	99.17	99.86	99.11	98.99	99.72	100.18	100.47	99.68

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Spurenelemente [ppm]

Ba	864	328	643	405	506	454	343	478	397	396	427	443	297	671	437
Rb	144	82	107	120	115	128	72	88	88	92	93	92	56	66	49
Sr	253	259	201	194	214	226	229	261	246	236	244	263	228	352	360
Pb	17	6	17	11	12	9	7	6	7	6	<5	8	<5	5	8
Nb	12	11	11	8	<4	6	6	6	5	6	<4	8	<4	6	<4
Ce	88	53	43	39	31	39	41	48	51	61	55	56	42	62	53
Y	33	37	29	24	21	10	30	28	26	27	25	31	28	32	19
Zr	227	206	169	142	144	175	153	127	141	139	138	151	130	159	77
V	174	133	71	69	45	56	104	129	146	140	147	149	198	218	214
Cr	97	8	<6	11	6	<6	16	30	33	38	31	60	17	32	20
Ni	25	7	5	3	<3	<3	19	12	13	14	13	17	11	14	10
Co	26	25	20	16	12	16	19	24	25	25	21	27	30	28	31
Cu	34	55	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4	30	8	12
Zn	122	65	50	28	33	52	51	55	57	60	55	60	62	76	69
Ga	20	17	13	12	12	14	14	14	15	14	14	15	14	16	15
Sc	21	13	8	6	3	3	10	15	15	16	15	19	28	34	27

Koordinaten der Proben:

SFX28	734.815 / 114.820	SF71	734.815 / 114.790	SF82	734.815 / 114.840
SF758/M	734.820 / 114.825	SFX27	734.795 / 114.940	SF84	734.940 / 115.870
SF27.2	734.825 / 114.835	SF21	734.495 / 114.905	SFX34	734.700 / 115.540
SF100	734.820 / 114.830	SF22	734.515 / 114.890	SFX38	734.410 / 115.155
SF99	734.820 / 114.815	SFX01	734.825 / 114.850		

senförmige Einschaltungen treten Amphibolite, quarzitisches Gneis und seltene Marmorschmitzen auf. Während im Norden in den feinkörnigen, grau-bräunlichen bis grünlich-silbrigglänzenden Glimmergneisen einzelne Mineralien noch zu erkennen sind, lassen sich die dicht- bis mikrokristallinen Chlorit-Serizit-Schiefer (Mylonite), welche in der südlichen Tonale Zone dominieren, erst anhand von Dünnschliffen sicher klassifizieren. Diese Kornverkleinerung im NS-Profil ist auf eine gegen Süden zunehmende Mylonitisierung (mit synkinematischen Mineralreaktionen) unter zunehmend kälteren Bedingungen zurückzuführen (CORNELIUS und CORNELIUS-FURLANI, 1930; FUMASOLI, 1974; HEITZMANN, 1975). Der ursprünglich intrusive (?) Kontakt zwischen dem Augengneis von Melirolo und der Tonale Zone ist sehr wahrscheinlich tektonisch überprägt worden. Die dünn- und feinkörnige Auswertung zweier Profile in den nördlichsten 40 Metern der Tonale Zone (ca. 1,5 km östlich des Cima di Cugn) durch den Verfasser hat keine Anzeichen einer Kontaktmetamorphose ergeben. WEBER (1957) stellt demgegenüber eine gelegentliche «Feldspatisierung» der nördlichsten Tonaleschiefer fest.

JORIO-INTRUSIVA

Der Jorio-Magmatitkörper besteht zur Hauptsache aus einem vergneisten, Kalifeldspatführenden Epidot-Biotit-Hornblende-Tonalit, der im Süden ohne scharfen Übergang in einen flaserigen Biotitgneis (Augengneis von Melirolo) mit 3 mm bis 2 cm grossen Feldspateinsprenglingen übergeht. Im Übergangsbereich verschwindet das Amphibol, es kann aber nahe des AGM auch nach einer hornblendefreien Zone nochmals auftreten. Die Schieferung streicht generell ca. E-W. Ein steil N fallendes Hbl-Lineat ist v.a. in den südlicheren Partien des dort stärker vergneisten Tonalits gut erkennbar (Abb. 3b). Die Jorio-Magmatite sind von mehreren Aplit- und Pegmatit-Generationen durchsetzt. Bis anhin konnten jedoch keine Gänge beobachtet werden, welche nördlich oder südlich der Intrusiva den Kontakt zum Nebengestein durchschlagen. Anzeichen einer verstärkten deformativen Überprägung des Tonalits fand BÜHL (1980) an dessen Nordrand – auch bei scheinbar ungestörten Kontaktverhältnissen.

Im AGM sind die geplätteten, oft dicht gescharten Aplitgänge fast durchwegs schieferungsparallel gelagert. Sie überschneiden sich in der Regel nicht. Der Augengneis ist lokal zu grün-

lich-grauen, feinkörnigen, plattigen und schieferungskonkordanten Schiefergneisen zerschert. Diese als Mylonite interpretierten Horizonte werden häufig von mm-mächtigen, hellen Bändchen begleitet, die durch cm-grosse Feldspataugen verdickt sein können. Eine systematische Umbiegung der Schieferung entlang der Scherzonenbegrenzungen konnte nie festgestellt werden. Die Abgrenzung der Mylonite gegenüber dem Nebengestein ist oft messerscharf und wird gelegentlich von (späten) Pseudotachyliten begleitet. Die Unterscheidung zwischen AGM-Myloniten und feinkörnigen Biotit-Gneis-Xenolithen im AGM ist im Feld nicht immer einfach. Lateral lassen sich sowohl die feinkörnigen, exogenen Einschaltungen wie auch die Mylonite (und Aplitite) über weite Distanzen – in der Regel bis zu den Aufschlussgrenzen – verfolgen. Dass es sich bei manchen der feinkörnigen Schiefergneise um mylonitisiertes Augengneismaterial handelt, kann anhand gesamtchemischer Analysen aufgezeigt werden (Tab. 1). VOGLER und VOLL (1981) bezeichnen porphyrische Gänge der Tonale Zone als Subvulkanitgänge des AGM. Die vom Verfasser untersuchten porphyrischen Gänge der Tonale Zone lassen sich aber nicht oder nur schlecht mit dem AGM korrelieren.

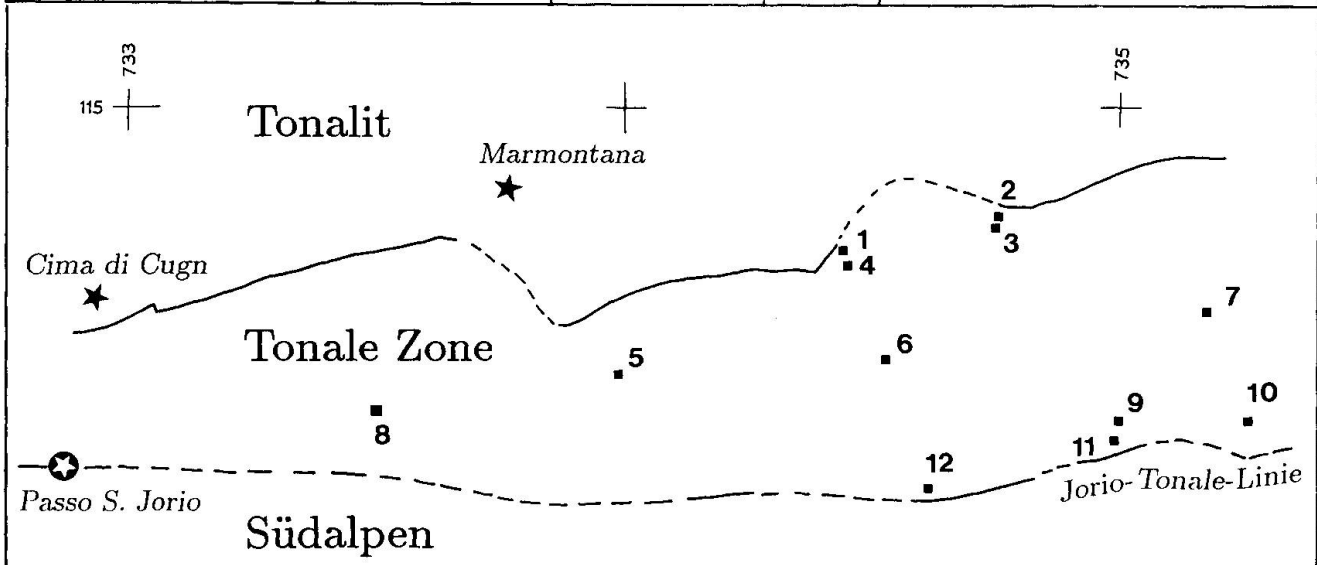
Schersinnbestimmungen in der Tonale Zone

STRUKTURBILD DER TONALE ZONE

Der Lagerbau der Gneisserien ist im allgemeinen schieferungskonkordant und fällt steil N bis NNW. Fallwinkel und Fallazimut der meisten Messungen variieren von 330–010° bzw. 50–75°. Der oberflächlich monotone strukturelle Aufbau der tektonischen Einheit kontrastiert im mesoskopischen Bereich mit der Vielfältigkeit der Kleinstrukturen. Verfaltete leukokrate Bändchen, die sich gelegentlich in den Glimmergneisen beobachten lassen, zeigen eine frühe Isoklinalverfaltung an. In der nördlichen Tonale Zone sind zudem offene bis geschlossene Kleinfalten mit N-fallender Achsenebene häufig, welche nur in Ausnahmefällen eine dominante Achsenebenschieferung aufweisen. Dieser Faltungsstil verbiegt lokal ein früheres Linear. Für die mittlere Tonale Zone sind syn- bis postmylonitische Kleinfalten mit mehr oder weniger schieferungskonkordanter Achsenebene und unterschiedlich steil fallenden Faltenachsen charakteristisch. Diese Kleinfalten treten jedoch nur lokal auf und weisen stets ein grosses Längenverhältnis der

Tab. 2 Dokumentierte Schersinne der Tonale Zone.

	Probe Gesteinsbez.	Fundort	Schersinn- anzeiger	s = l =	Schersinn
1	SF11 Hgl-Gneis	734/435/114/705	Glimmerfische Fsp-Qz-Aggreg.	338/63 340/63	Hebung des nördlichen Blocks über den südlichen
2	SF62 Hgl-Gneis	734/760/114/770	Glimmerfische Kfsp-Augen	360/67 352/67	Hebung des nördlichen Blocks über den südlichen
3	SF63 Bt-Plag-Gneis	734/760/114/770	Scherbänder	355/70 300/57 (Hbl)	Hebung des nördlichen Blocks über den südlichen
4	SFX24 Hgl-Gneis	734/445/114/650	Fsp-Augen	336/58 304/55	Hebung des nördlichen Blocks über den südlichen
5	SF10, Orth-führ. Bt-Chl-Gneis	733/990/114/440	Fsp-Augen	005/66 95/00	reine dextrale Blattverschiebung
6	SFX40B Bt-Plag-Gneis	734/535/114/475	Scherbänder	345/55 325/52	Kombination der oben genannten Bewegungssinne
7	SFX90, Orth-führ. Ep-Chl-Bt-Gneis	735/175/114/570	Scherbänder	004/63 91/08	dextrale Blattverschiebung (leichte Abschiebung des nördl. Blocks)
8	SFX49 Hgl-Gneis	733/490/114/365	Fsp-Augen	006/68 290/32	Kombination der oben genannten Bewegungssinne
9	SFX12.1, Chl-Cc- Ser/Hgl-Sch.	735/990/114/355	Fsp-Augen Scherbänder Qz mit Gips	011/64 301/35	Kombination der oben genannten Bewegungssinne
10	SFX91 Ser-Schiefer	735/260/114/350	Fsp-Augen	017/39 311/18	dextrale Blattverschiebung (leichte Hebung des nördlichen Blocks)
11	SFX11, Orth-führ. Ep-Chl-Ser-Sch.	734/985/114/315	Orthit Qz mit Gips	006/60 282/10	dextrale Blattverschiebung (leichte Hebung des nördlichen Blocks)
12	X43 Chl-Ser-Schiefer	734/620/114/210	Scherbänder	355/52 85/00	reine dextrale Blattverschiebung



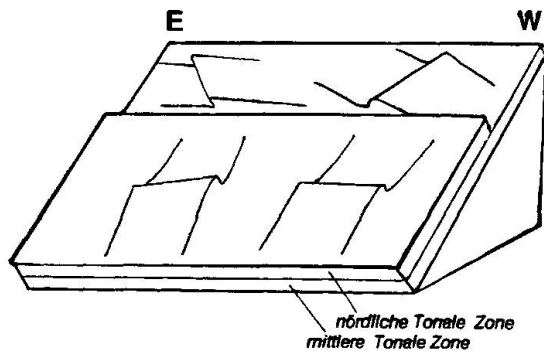


Abb. 4 Schematische Skizze der vorherrschenden Kleinfalten-Vergenzen in der nördlichen und mittleren Tonale Zone.

langen zu den kurzen Schenkeln auf. In Abb. 4 sind die vorherrschenden Orientierungen der Kleinfalten der nördlichen und südlichen Tonale Zone – unter Ausklammerung der weniger häufigen, gegensätzlichen Vergenzen – schematisch dargestellt.

Im südlichen Abschnitt der Tonale Zone verbiegen offene, kinkartige, nord- wie südvergente Falten im dm- bis m-Bereich die laminiierten Mylonite. Die Falten-Achsen dieser spröden Verformung fallen mit 0–25° (selten 45°) gegen Westen und Osten ein. Die Kinkdeformation ist nicht vollständig penetrativ, sondern konzentriert sich

auf einzelne Gneisserien. Die Strukturdaten der nördlichen Tonalen Zone lassen sich im untersuchten Terrain nicht mit denjenigen der südlichen Abschnitte verbinden. Weder die Vergenzen der Kleinfalten noch der Kinkdeformation können als Parasitärfaften von Grossfaften interpretiert werden. Kontinuierliche Übergänge von «Z» über «M» zu «S»-Vergenzen sind nur selten und örtlich beschränkt im m-Bereich zu beobachten.

STRECKUNGSLINEATIONEN UND SCHERSINNBESTIMMUNGEN

Im grösseren Massstab betrachtet, drehen die im Norden steil fallenden Lineationen gegen Süden kontinuierlich in eine flachere bis subhorizontale Lage (Abb. 3a und 11). Bei einer genaueren Betrachtungsweise ist dieser Übergang nicht fließend: Zwischen steiler einfallenden Linearen sind flacher ausgerichtete Lineationen eingeschaltet – und umgekehrt. Die Variation der Daten kann in der südlichen Tonale Zone auch auf die offene Kinkverfaltung zurückgeführt werden. Bemerkenswert sind die in Quarzschmitzen von Zweiglimmergneisen gemessenen, subhorizontalen Lineationen der nördlichen Tonale Zone, wo

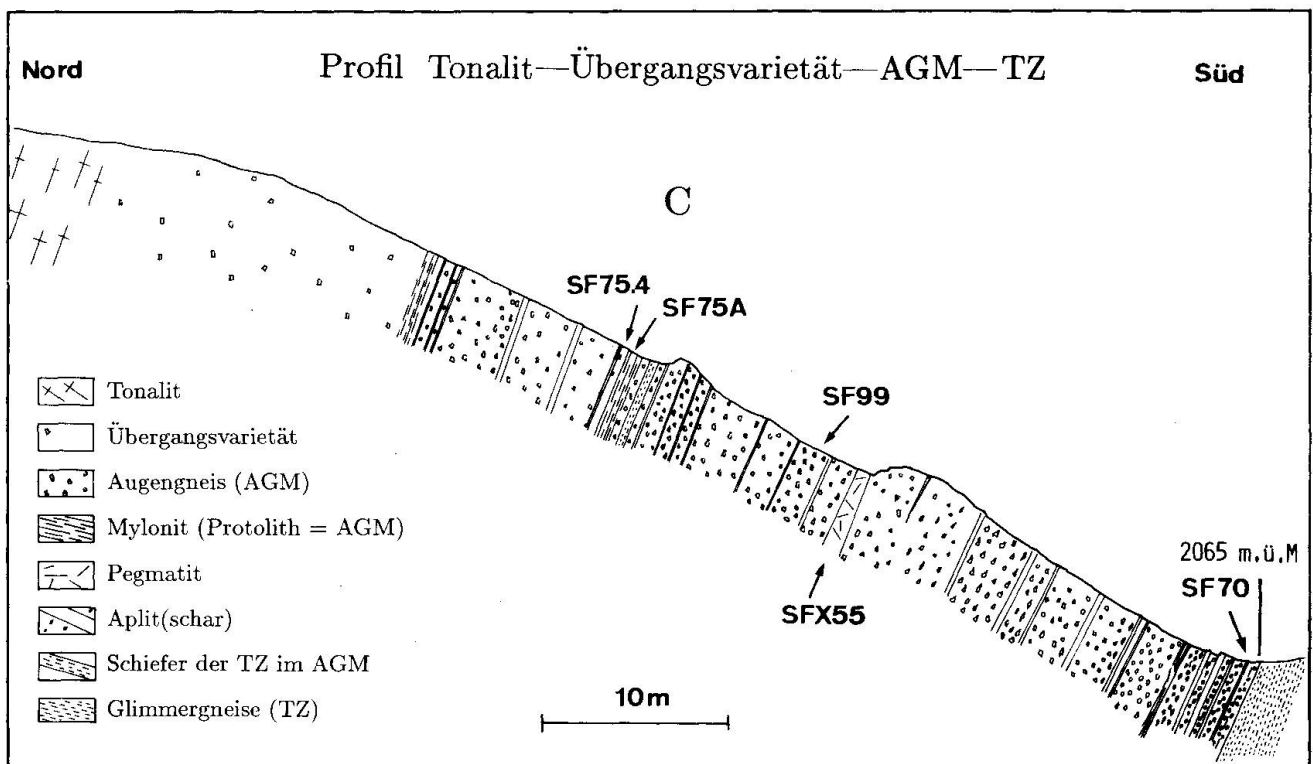


Abb. 5 Der Übergang Tonalit-Augengneis ist kontinuierlich (AGM = Augengneis von Melirola, TZ = Tonale Zone). Die gemessenen Quarz-C-Achsen-Verteilungen der eingezeichneten Proben sind in Abb. 6 dargestellt. Die Lage des Profils wird aus Abb. 2 ersichtlich.

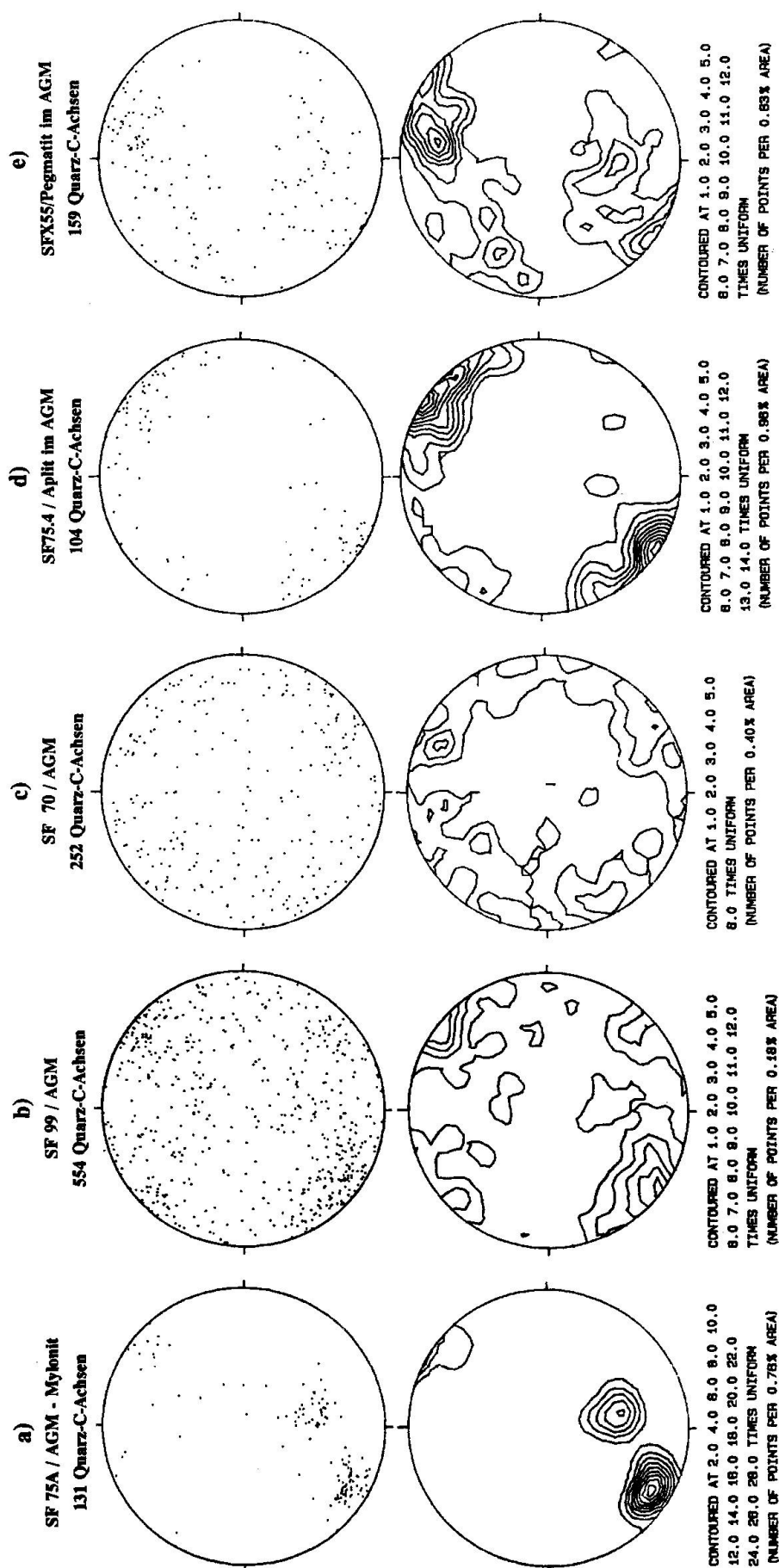


Abb. 6 Die Asymmetrie der Quarz-C-Achsen-Verteilungen belegt in den 4 stereographischen Projektionen 6a, b, d, e (untere Halbkugel, Lambert-Netz) einen dextralen Schersinn. Die Polfigur der Abb. 6c ist demgegenüber nicht interpretierbar. Schieferungspol N-S, «Lineation» E-W. Die Proben stammen aus unterschiedlichen Gesteinstypen: a) Mylonit des AGM; b) und c) gewöhnlicher Augengneis; d) cm-mächtiges, s-paralleles Apliband im AGM; e) m-mächtiger, s-paralleler Pegmatitgang im AGM. Der Schersinn entspricht in den Figuren a), b), d), e) gemäss der Feldorientierung der Proben einer steilen, südgerichteten Aufschiebung im AGM.

sonst steile Lineare überwiegen (in Abb. 3a nicht vermerkt). Es ist zu vermuten, dass diese reinen Quarzbereiche in den glimmerreichen Gesteinen selektiv auf die späte dextrale Bewegung an der Jorio-Tonale-Linie reagiert haben. Als Schersinnanzeiger eignen sich in der nördlichen Tonale Zone Glimmerfische (Abb. 10A) und Feldspat-Augen mit asymmetrischen Druckschatten. Gegen Süden können in den dicht- bis mikrokristallinen Myloniten neben den verschiedensten Porphyroklasten (Abb. 10B) vermehrt Scherbänder (Abb. 10C) und einheitliche Einregelungsgefüge in Bänderquarzen (Gipsaddition) zur Schersinnbestimmung herangezogen werden. Nahe der Jorio-Tonale-Linie verunmöglicht meist die kataklastische Überprägung der Mylonitgefüge die Ermittlung des Schersinns. Die in der Tabelle 2 dokumentierten Schersinne der Tonale Zone zeigen jeweils eine Hebung des nördlichen Blocks relativ des südlichen, eine dextrale Verschiebung an der Jorio-Tonale-Linie oder eine Kombination dieser Bewegungen an. Dabei beschränken sich die Zeugen der steilen, südvergenten Aufschiebung auf den nördlichen Abschnitt der Tonale Zone, während die flacheren Lineationen in den südlicheren Partien der tektonischen Einheit vorherrschen.

ABSCHÄTZUNG DER METAMORPHOSEBEDINGUNGEN IN DER TONALE ZONE

Der Übergang von steilen zu flachen Lineationen geht mit einer Änderung der Metamorphosebedingungen von oberer Grünschieferfazies / unterer Amphibolitfazies²⁾ bis unterer Grünschieferfazies einher. Weniger stark deformierte Gneispakete haben höhergradige Paragenesen konserviert (Im N: Biotit-Granat-Stauroolith). Die Umwandlung des Biotits in Chlorit ist in geringem Ausmass bereits in einigen Glimmergneisproben der nördlichen Tonale Zone festzustellen. Im südlichsten Abschnitt der Tonale Zone, gegen die Jorio-Tonale-Linie hin, verschwindet der Biotit, während der Hellglimmer vermehrt als Serizit vorliegt.

Quarz-C-Achsenmessungen im Augengneis von Meliolo (AGM)

Weder die holprigen Spaltflächen des Augengneises noch die Bt/(Chl)-reichen, plattigen

Oberflächen der AGM-Mylonite lassen ein Lineare erkennen. Da der Übergang Tonalit - AGM fließend ist, d.h. die beiden Magmenkörper durch eine Übergangsfazies eng miteinander verbunden sind (möglicherweise bedingt durch eine spät/postmagmatische randliche Vermischung) und somit eine tektonische Einheit darstellen, lag es auf der Hand, für den deformierten Augengneis eine Scherrichtung parallel zum Hbl-Linear des Tonalits anzunehmen. Schersinnuntersuchungen erfolgten an schieferungskonkordanten, geplätteten Gängen (Aplit und Pegmatit), an einer Mylonitlage sowie an Proben von relativ wenig deformiertem Augengneis (vgl. Abb. 5). Die durch asymmetrische Druckschatten geformten Schwänze der Feldspatporphyroklasten eigneten sich schlecht als Schersinnanzeiger. Ein Grund dafür liegt in der dichten Streuung der Porphyroklasten, welche die unbehinderte Ausrichtung der Druckschattenschwänze behinderte. Hingegen erwiesen sich in den oben genannten Gesteinstypen die kristallographischen Einregelungsgefüge der monomikten Quarzbereiche (Bänderquarz) als brauchbare Schersinnindikatoren. Die in den Abb. 6a bis 6e dargestellten asymmetrischen Quarz-C-Achsen-Verteilungen belegen mit unterschiedlicher Deutlichkeit einen dextralen Schersinn (Ausnahme: 6c), welcher in

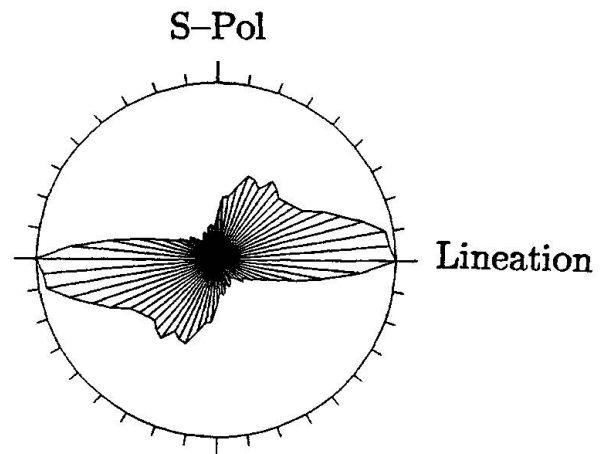


Abb. 7 Das Rosendiagramm gibt Auskunft über die Häufigkeiten von Quarzkorngranzorientierungen (Quarzader des südlichen Jorio-Tonalits, Probe SFX37, vgl. Abb. 10D). Die Bildebene entspricht einem Schnitt senkrecht zur Schieferung und parallel zum Hbl-Linear des Tonalits. Die statistisch häufigste Ausrichtung der Quarzkorngranz deckt sich mit der Schieferungsebene. Eine zweite Vorzugsrichtung bildet mit dieser einen spitzen Winkel von 60–70°. Die Anordnung der beiden Vorzugsrichtungen belegt einen dextralen Schersinn. Die Korngranz wurden mit einem Programm von R. PANOZZO (vgl. SCHMID et al. 1987b) in 0.5- bis 0.8 mm-Schritten digitalisiert, wobei Dünnschliffbilder mit 55-facher Vergrößerung als Vorlage dienten.

²⁾ HEITZMANN (1987) erwähnt synkinematische Stauroolith- und Granat-Porphyroklasten, welche im Norden der Tonale Zone die Hauptschieferung (unter Amphibolitfazies) überwachsen.

der Feldorientierung der Proben einer steilen, südgerichteten Aufschiebung parallel zum Tonalit-Hbl-Linear entspricht. Die deutlichste Einregelung von Quarz-C-Achsen zeigt die Mylonitprobe SF75A (Abb. 6a). In der Probe eines vergleichsweise schwächer deformierten Augengneises (Probe SF99) sind die Häufigkeitsmaxima weniger stark betont: Haupt- und Nebenmaxima der Polfigur in Abb. 6b können als lückenhaft besetzter, asymmetrischer Kreuzgürtel interpretiert werden, der durch einfache Scherung, möglicherweise mit einer Komponente reiner Scherung, gebildet wird (SCHMID und CASEY, 1986). Bei der Augengneisprobe SF70 (Abb. 6c) ist keine bevorzugte kristallographische Einregelung der Quarze erkennbar.

METAMORPHOSEBEDINGUNGEN DER DEFORMATION IM AGM

Plagioklas-Sammelkristallite, die in den Augengneisen als Porphyroklasten vorliegen, zeigen eine frühe, hochtemperierte, kristallplastische Verformung an. Folgende Indizien sprechen dafür, dass eine retrograde Überprägung der Gesteine postkinematisch (eventuell spät-synkinematisch) und in variablem Ausmass erfolgte:

- Biotit ist sowohl in den Augengneisen wie in den Myloniten sehr unterschiedlich (nicht bis grösstenteils) chloritisiert. In Proben mit höherem Chlorit/Biotitverhältnis fällt stets die Serizitisierung der Feldspäte auf.

- Epidot- und titanitähnliches Pigment in den Chloriten sowie die häufige mikroskopische Wechsellagerung von Biotit und Chlorit in den Glimmerplättchen weisen darauf hin, dass Chlorit nicht neu gewachsen ist.

Die Mylonitdeformation dürfte sich somit vorwiegend noch in der Amphibolitfazies abgespielt haben.

Quarzgefüge im Tonalit

Der Jorio-Tonalit ist vor allem in seinen südlicheren Abschnitten stark vergneist. VÖGLER und VOLL (1981) quantifizierten die durchschnittliche Plättung der Intrusiva auf ca. $\frac{1}{20}$ ihrer ursprünglichen Mächtigkeit. Die Vergneisung schrieben sie einer rein koaxialen Einengung zu. Bevorzugte Orientierungen von Korngrenzen in schieferungskonkordanten, fast reinen Quarz-Lagen weisen nun darauf hin, dass der Tonalit zumindest partiell auch einfache Scherung (simple shear) erfahren hat. Die in der Folge vorgestellten Proben stammen aus den südlicheren

(stärker vergneisten) Partien des Tonalits (Koordinaten: SFX37: 734.405/115/155; SFX96: 734.590/115.070). Die schieferungskonkordanten, quarzischen Lagen haben einige cm Mächtigkeit und keilen in spitzem Winkel aus. Das tonalitische Nebengestein zeigt das für den stärker deformierten Tonalit typische, leicht flaserige, rekristallisierte Gefüge, in welchem Biotit und Amphibol die (häufig durch Sammelkristallisation verschweissten) Plagioklase umfliessen. Zuweilen sind vage scherbändähnliche, 30° – 40° zur Schieferung geneigte Versetzungsebenen zu erkennen, die als konjugierte, duktile Schersysteme z. T. Biotit und Amphibol verbiegen. Die fast reine Quarzader der Probe SFX37 führt wenig Biotit, gelegentlich ein grünes Amphibol und – gegen den Rand gehäuft – etwas Plagioklas. Sie kann keine späte Kluft darstellen, da sie eine hochtemperierte Verformung konserviert hat (siehe unten). Im Dünnschliff fällt das relativ grobe Korn des Quarzes und die bevorzugten Ausrichtungen dessen Begrenzungen auf. Biotit markiert gelegentlich die Korngrenzvorzugsrichtung parallel zur Scherzonenbegrenzung bzw. Schieferung des Tonalits. Eine zweite (statistische) Vorzugsrichtung der Quarzkorngrenzen bildet einen hohen Winkel zur Scherzonenbegrenzung (vgl. Abb. 7 und 10D). Im Detail sind die Begrenzungen der Quarze oft stark suturiert, wobei auch im kleinen Massstab die erwähnten Vorzugsrichtungen dominieren. Aus der Asymmetrie des Quarzgefüges lässt sich ein dextraler Schersinn ableiten (SCHMID et al. 1987b, DRURY und HUMPHREYS, 1988), welcher gemäss der Feldorientierung der Probe einer Hebung des nördlichen Tonalits über den südlichen entspricht. Die Quarz-C-Achsen-Verteilungen der quarzischen Proben sind nicht interpretierbar oder zeigen keine signifikanten Häufigkeitsmaxima. Korngrenzwandern hat als dominierender Prozess die Quarzgefüge geprägt, was relativ hohe Temperaturen der Verformung voraussetzt (vgl. URAI et al. 1986).

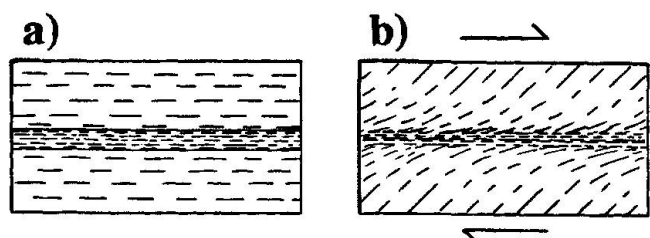


Abb. 8 (a) Im Augengneis von Melirola (AGM) verlaufen die Schieferung des Protoliths und die Scherzonenbegrenzungen parallel. (b) Typischer Verlauf von Schieferung und Scherzonenbegrenzung bei einfacher, progressiver Scherung.

Diskussion und Schlussfolgerungen

Der Übergang von vorwiegend steilen zu flachen Lineationen im N-S-Profil der Tonale Zone kann auf transpressive Bewegungen an der Insubrischen Linie zurückgeführt werden (vgl. SCHMID et al. 1987, 1989). Das steile Streckungslinear im N der tektonischen Einheit entspricht der Hebung der lepontinischen Gneisregion und der damit verbundenen Rückfaltung (Rücküberschiebung). Mit der im Verlaufe der Zeit abnehmenden kompressiven Komponente der Transpression, welche in der Publikation von SCHMID et al. (1989) als eine Folge des Umbiegens der Insubrischen Linie in E-W-Richtung am NE-Rand der Ivreazone dargestellt wird, konzentriert sich die mylonitische Durchbewegung auf diskretere Bereiche in der mittleren und südlicheren Tonale Zone, wo sie makroskopisch in Form von subhorizontalen Streckungslineationen ihre Spuren hinterlässt. Die Variation der

Streckungslineationsmessungen innerhalb relativ enger Aufschlussgrenzen ist teilweise durch späte Verstellungen im Lagenbau erklärbar (Versätze entlang der Hauptschieferung). Eine andere Erklärung liefert die Vorstellung, dass die tektonischen Bewegungen während zeitlich verschiedenen Epochen auf engem Raum wechselnde Gneishorizonte durchbewegten.

Die hochtemperierten, fast reinen Quarzgefüge in linsenförmigen Adern des südlichen Tonalits dokumentieren eine einfache Scherung parallel zum steilen Hbl-Linear des Nebengesteins. Der Bewegungssinn entspricht demjenigen der Rücküberschiebung. Dass die bevorzugte Ausrichtung der Korngrenzen im Quarz gleichzeitig mit der Einregelung der Hornblendens im Tonalit erfolgte, kann nicht bewiesen werden. Immerhin scheint eine starke deformative Überprägung der Quarzlinse nach der Vergneisung des rheologisch kompetenteren Tonalits als sehr unwahrscheinlich.

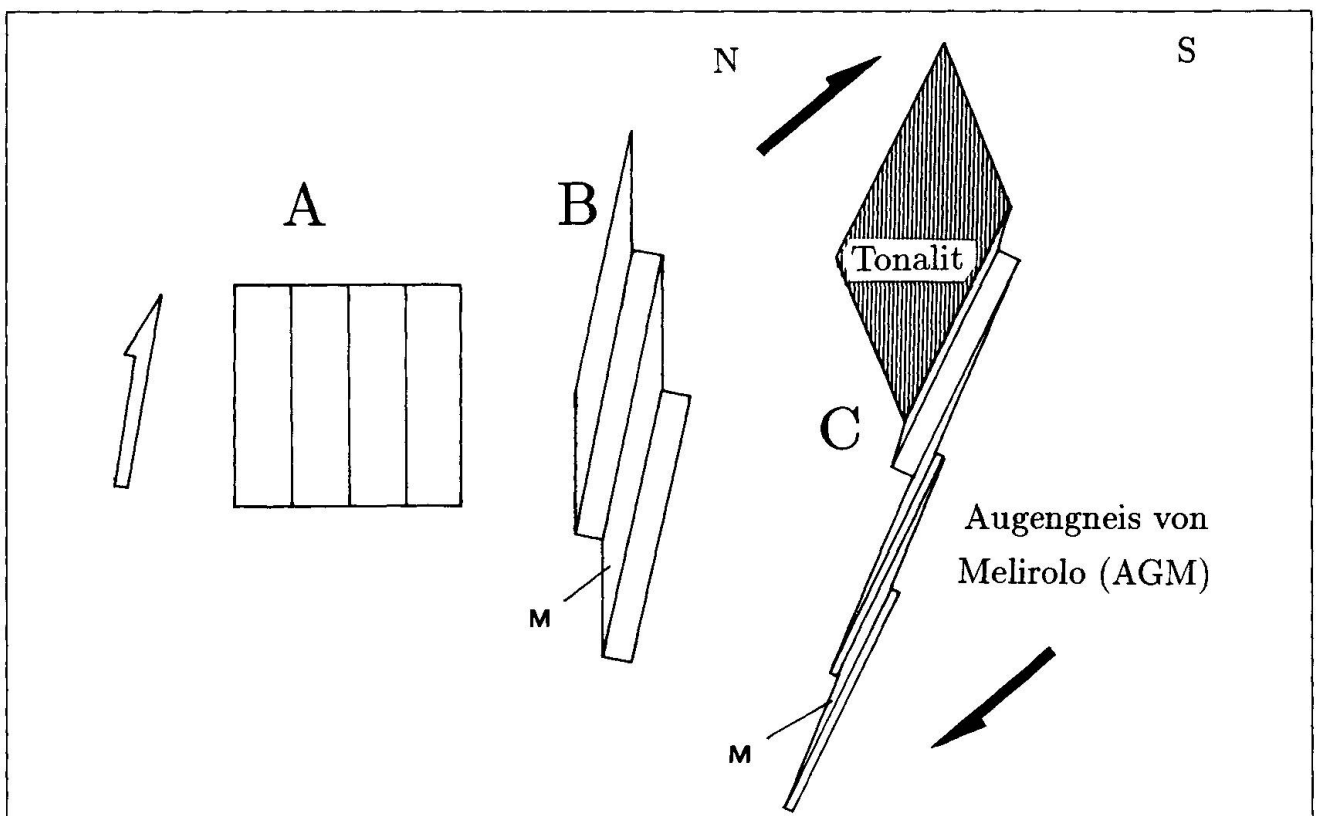


Abb. 9 Schematische Skizze des postulierten Verformungsweges der Jorio-Intrusiva. (A) und (B) zeigen die geometrischen Beziehungen bei einem durch «simple shear» verformten, anisotropen Würfel, dessen einzelne Elemente entweder durch «simple shear» (M-Lagen, Mylonite) oder durch «pure shear» deformiert werden. In (C) (nicht massstäblich) erklärt dieses Modell des «flow partitioning» (LISTER und WILLIAMS, 1983; PLATT und BEHRMANN, 1986) die Schieferungskonkordanz der Mylonite (M) im AGM. Die Tonalitdeformation ist in (C) versuchsweise als «simple shear»-Verformung dargestellt. Die unregelmäßige Verfaltung von Gängen im Jorio-Tonalit ist jedoch ein Indiz dafür, dass in dieser lithologischen Einheit die Verformung heterogen und komplizierter abgelaufen ist.

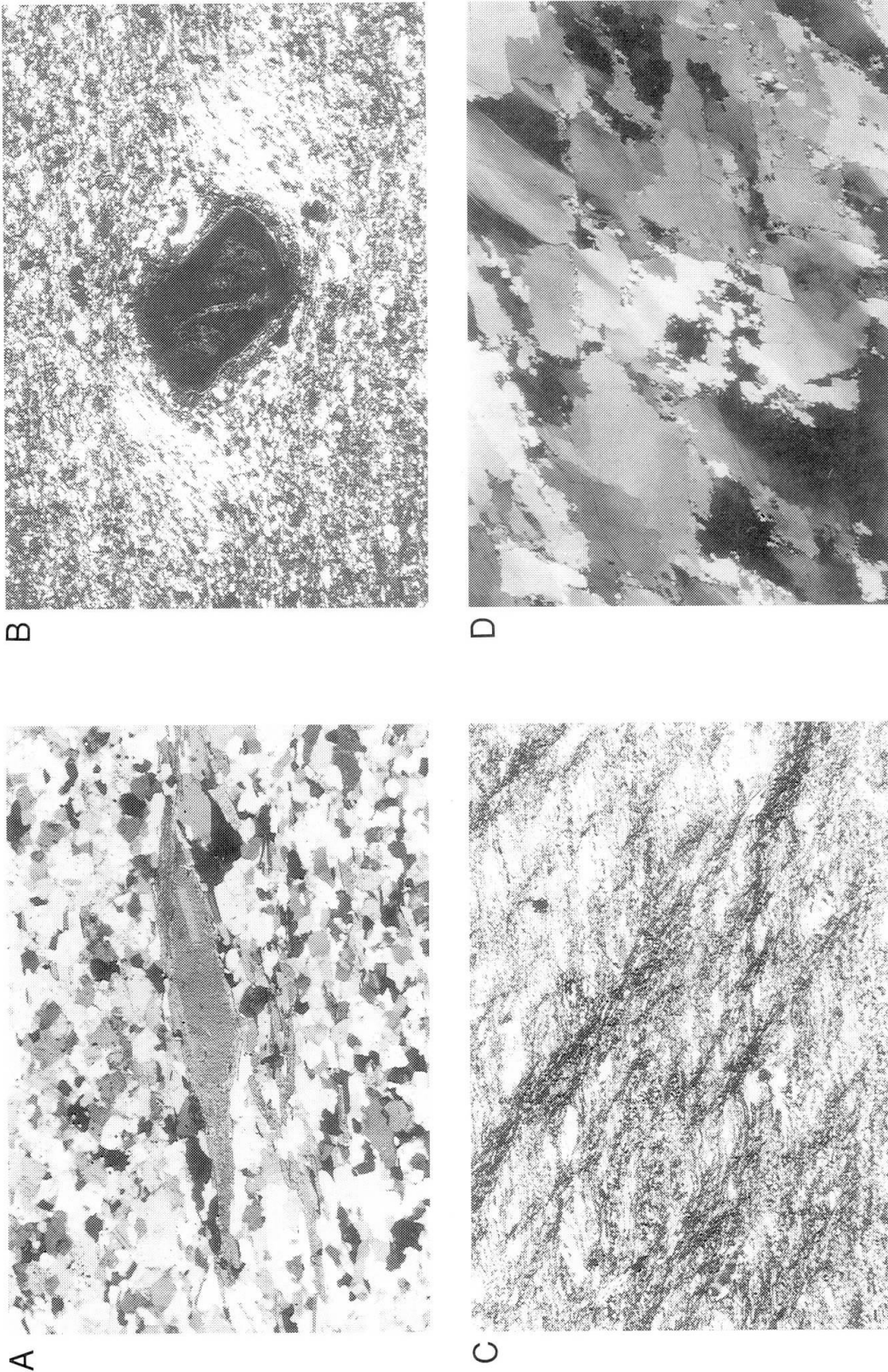


Abb. 10 (A)–(C): Mikrostrukturen in Myloniten der Tonale Zone (TZ), welche zur Schersinnbestimmung verwendet wurden. Die Lokalitäten der Proben finden sich in Tabelle 2. (A) Hellglimmer («Glimmerfisch») der nördlichen Tonale Zone mit unten links und oben rechts angelagerten feinen Glimmerplättchen (SF62). (B) Zonierter Orthit-Porphyroklast eines Ultramylonits (SFX11) der südlichen Tonalen Zone mit Druckschattenschwänzen aus fein rekristallisiertem Quarz (unten links und oben rechts). (C) Dicht- bis mikrokristalliner Scherbandmylonit (SFX12.1) der südlichen Tonalen Zone mit reliktschen Hellglimmerklasten. (D) Bevorzugte Ausrichtung der Korngrenzen in einer monomiktigen Quarzader (SFX37) des Jorio-Tonalits.

Bildlänge (A) 3.3 mm, (B) 3.3 mm, (C) 6.6 mm, (D) 6.6 mm. Lineationen in (A)–(D): E-W, Schieferungspole N-S. Der Schersinn ist in allen vier Abbildungen dextral.

Im AGM sind die scharf begrenzten, schieferungskonkordanten Mylonitzonen die deutlichsten Zeugen einer duktilen, südgerichteten Aufschubung. Die Anzeichen rotationeller Verformung sind demgegenüber im flaserigen Augengneis-Protolith gesamthaft weniger deutlich (vgl. die Proben SF70 und SF99 in Abb. 6). Die Bedeutung der nachgewiesenen simple-shear-Verformung im Protolith (Probe SF99) wird durch die Gefügemerkmale (grobes Korn, fluidale Anordnung des Bänderquarzes) sowie die relativ breit gestreuten Quarz-C-Achsenverteilungen relativiert. Vorbehalten bleibt die mögliche (heute nicht mehr direkt nachweisbare) rotationelle Komponente einer früheren, ungleich höher temperierten Verformung. Eine postmylonitische Equilibrierung («annealing») der Quarzgefüge im Protolith kann ausgeschlossen werden, da ein solches temperaturbetontes Ereignis auch die Augengneismylonite überprägt hätte.

Ein Modell, das den Deformationsstil der Rücküberschiebung beschreibt, muss die Schieferungskonkordanz der Mylonite im Augengneis erklären können (Abb. 8a). Bei der Annahme

einer einfachen, progressiven Scherung müsste die Schieferung des Protoliths schief zur Schieferung (bzw. Lage) des Mylonits verlaufen und sich dieser erst gegen die Scherzonenbegrenzung hin angleichen (Abb. 8b). Eine rein koaxiale Verformung, wie dies von VÖGLER und VOLL (1981) gefordert wurde, kann die Schieferungskonkordanz, nicht aber die scharfe Begrenzung der Mylonite und die asymmetrischen Quarz-C-Achsen-Verteilungen erklären. Die These, dass die Mylonitlagen schon vor dem Augengneis existierten und bei dessen Intrusion aufgespalten wurden, ist aufgrund der geochemischen Daten und der Feldbeobachtungen (die Mylonite sind nie zerbrochen) zu verwerfen. Realistischer ist die Annahme, dass die Verformung im Augengneis durch die Anisotropie einer präexistierender Schieferung mitgelenkt wurde, wobei sich die totale Scherverformung in «simple shear»-Zonen (Mylonite) und «pure shear»-Bereiche (Augengneis-Protolith) aufspaltete. Dieses Szenario ist nach einem Modell des «flow partitioning» (LISTER und WILLIAMS, 1983, PLATT und BEHRMANN, 1986) in Abb. 9 skizziert. Der beobach-

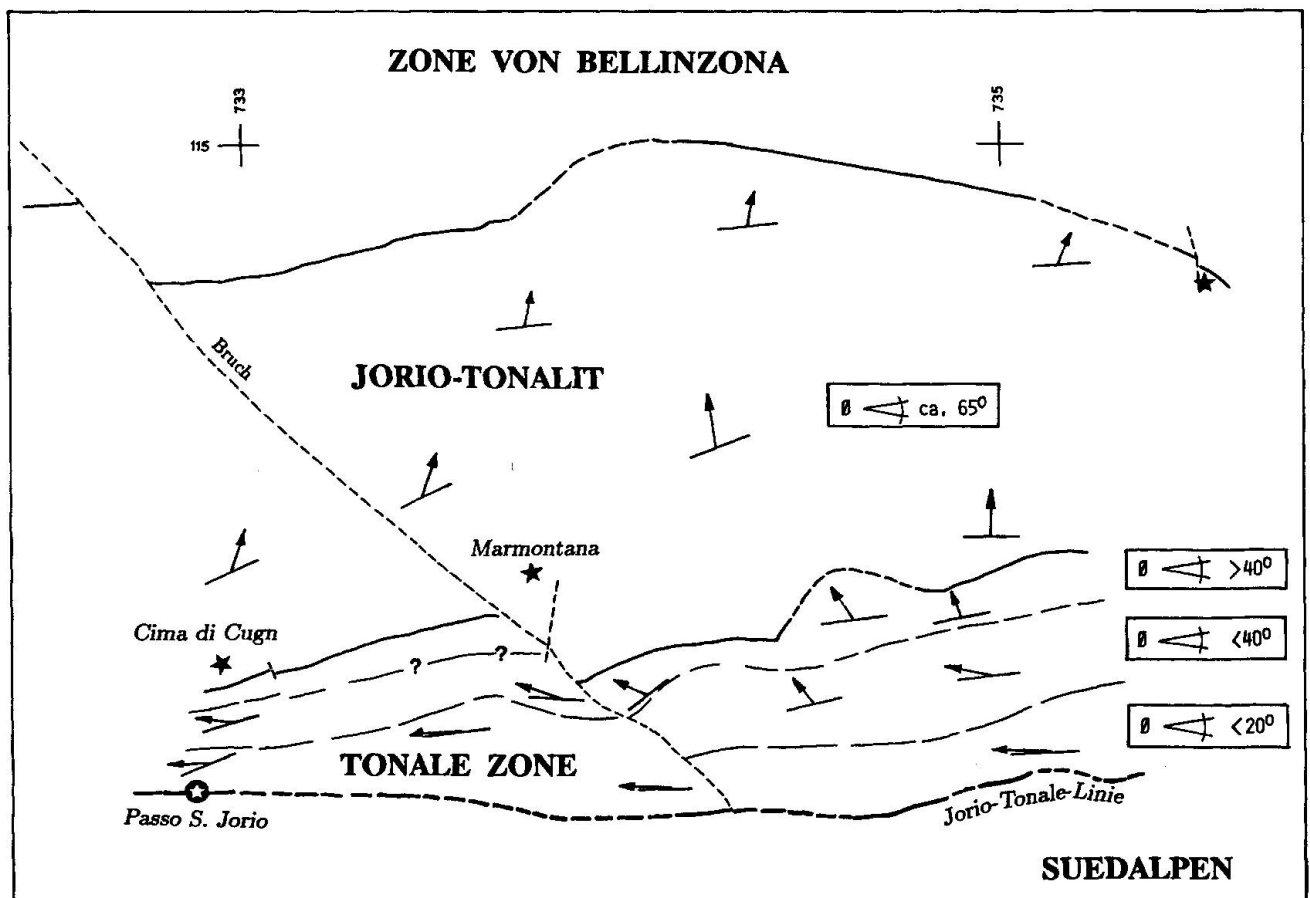


Abb. 11 Schematisierte Strukturkarte des Untersuchungsgebietes. In den Kästchen ist der durchschnittliche Fallwinkel der Streckungslineationen der jeweiligen Einheit bzw. Zone angegeben. Eine detaillierte Strukturkarte kann beim Verfasser bezogen werden.

tete scharfe Korngrößenwechsel zwischen Mylonit und Protolith kann auf einen «work softening»-Prozess zurückgeführt werden. Ein Indiz für eine prämylonitische Schieferung im AGM stellen die fächerartig intrudierten Aplitgänge dar, da sie – zumindest teilweise – noch Scherung erfahren haben.

Verdankungen

Der vorliegende Artikel fasst einzelne Teile einer Diplomarbeit zusammen, die am Institut für Mineralogie und Petrographie (IMP) in Zürich durchgeführt wurde. St. Schmid und V. Trommsdorff sei an dieser Stelle herzlich für ihre Unterstützung gedankt. R. Panozzo führte mich in die Welt der «grain shapes» ein. F. v. Blanckenburg, H. Stünitz und St. Schmid besorgten die kritische Durchsicht des Manuskripts. Herzlichen Dank!

Literaturverzeichnis

- BOUILLIER, A.-M. and BOUCHEZ, J.-L. (1978): Quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, Série 20, 253-262.
- BÜHL, H. (1980): Petrographie, Metamorphose und Strukturen in der Zone von Bellinzona im Gebiet des Corno di Gesero (GR/TI). Diplomarbeit Nr. 264. ETH Zürich.
- CORNELIUS, H.P. (1915): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno-Gletschers (Engadin). *Zbl. Mineral. Geol. Paleont.*, 246-252.
- CORNELIUS, H.P. and CORNELIUS-FURLANI, M. (1930): Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. *Denkschr. Ak. Wiss. Math. Natw. Kl.* 102, 208-301.
- DRURY, M.R. and HUMPHREYS (1988): Microstructural shear criteria with grain-boundary sliding during ductile deformation. *Journ. Struct. Geol.* 10/1, 83-89.
- FISCH, H. (1988): Petrographie und Strukturen der Tonale Zone und der Jorio-Intrusiva nördlich des Passo San Jorio. Unpubl. Diplomarbeit Nr. 339, Geol. Inst. ETH Zürich.
- FUMASOLI, M.W. (1974): Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Iorio-Tonale Linie im Westen von Gravedona (Como, Italien); Diss. Nr. 194 (Neue Folge), Univ. Zürich.
- FREY, M., JÄGER, E. und NIGGLI, E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel-Chiasso. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 649-659.
- GRÜNENFELDER, M. und STERN, T.W. (1960): Das Zirkon-Alter des Bergeller-Massivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 40, 253-259.
- GANSSER, A. (1968): The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48, 123-143.
- GULSON, B.L. and KROGH, T.E. (1973): Old Lead Components in the Young Bergell Massiv, South-East Swiss Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 239-252.
- HEITZMANN, P. (1975): Zur Metamorphose und Tektonik im südöstlichen Teil der lepontinischen Alpen (Prov. Como, Italia). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 55, 467-522.
- HEITZMANN, P. (1986): Retrograde Metamorphose und Verformung in der «Wurzelzone» zwischen Ticino und Mera (Lepontinische Alpen). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66, Heft 1/2, 111-114.
- HEITZMANN, P. (1987): Evidence of late oligocene/early miocene backthrusting in the central alpine «root zone». *Geodinamica Acta* 1, 183-192.
- HURFORD, A.J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps and an age of movement on the Insubric Fault Line, South Central Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 413-429.
- ISLER, A. und BECKMANN, J.P. (1979): Triadische Kalkalgen in Karbonaten des San-Jorio-Passes. *Eclogae Geol. Helv.* 72/1, 111-118.
- KNOBLAUCH, P. und REINHARD, M. (1939): Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt 516, Iorio; Kommissions-Verlag A. Francke A.G., Bern.
- KNOBLAUCH, P., REINHARD, M. und KÜNDIG, E. (1939): Blatt 516, Iorio; Geol. Atlas der Schweiz.
- LARDELLI, T. (1981): Die Tonalelinie im unteren Veltlin. Diss. Nr. 280, ETH Zürich.
- LISTER, G.S. and WILLIAMS, P.F. (1983): The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics* 92, 1-33.
- LISTER, G.S. and SNOKE, A.W. (1984): C-S-Mylonites. *J. struct. Geol.* 6, No. 6, 617-638.
- LONGO, V. (1968): Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese. Diss. Univ. Zürich, 181 p.
- MCDOWELL, F.W. (1970): Potassium-Argon Ages from the Ceneri Zone, Southern Swiss Alps. *Contrib. Mineral. Petr.* 28, 165-182.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.* 47, 16-26.
- PASSCHIER, C.W. and SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. struct. Geol.* 8, No. 8, 831-843.
- PFISTER, M. (1921) Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen und mit spez. Berücksichtigung der miocänen Nagelfluh. Diss. Univ. Zürich.
- PLATT J.P. and BEHRMANN (1986): Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journ. Struct. Geol.* 8/1, 15-33.
- REUSSER, C.E. (1987): Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion (GR/Schweiz; Provinz Sondrio/Italien). Diss. Nr. 8329, ETH Zürich.
- SCHMID, S.M. and CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. Reprinted from *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies – The Paterson Volume*, Geophysical Monograph 36, Copyright 1986 by the American Geophysical Union. 263-286.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. and HANDY, M. (1987): The Kinematics of Movements along the Insubric Line and the Emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* 135, 47-66.
- SCHMID, S.M., PANOZZO, R. and BAUER, S. (1987): Special Research Paper: Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *J. struct. Geol.* 9, No. 5/6, 747-778.
- SCHMID, S.M., AEBLI, H.R., HELLER, F. and ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. and PARK, R.G. (eds.), 1989, *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 153-171.
- SCHMIDT, M.W. (1988): Petrographie der Ganna Rossa und Strukturen in der Zone von Bellinzona. Un-

- publ. Diplomarbeit Nr. 329, Geol. Inst. ETH Zürich.
- SCHMIDT, M.W. (1989): Petrography and Structural Evolution of Ophiolitic Remnants in the Bellinzona Zone, Southern Steep Belt, Central Alps (CH/I). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69 (this volume).
- SIMPSON, C. and SCHMID, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 94, 1281-1288.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz*, N.F. 52, 272 p.
- THEOBALD, G. (1866): Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin. *Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz*, 3, 359 p.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 46, 431-460.
- TROMMSDORFF, V. and NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell) Jorio Intrusive and its field relations. *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 55-68.
- TRÜMPY, R., HÄNNY, R., KLEMENZ, W., NEHER, J. et STREIFF, V. (1969): Aperçu Général sur la Géologie des Grisons. *C.R.S. Soc. Géol. France* 9, 330-364.
- TRÜMPY, R. (1973): The timing of orogenic events in the Central Alps. In *Gravity and Tectonics*. John Wiley & Sons, New York.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J. M. and GRIGGS, D.T. (1973): Microstructures and Preferred Orientations of Experimentally Deformed Quartzites. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 84, 297-314.
- URAI, J.L., MEANS, W.D. and LISTER, G.S. (1986): Dynamic Recrystallisation of Minerals. Reprinted from *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies - The Paterson Volume*. Geophysical Monograph 36. Copyright 1986 by the American Geophysical Union. 161-199.
- VOGLER, W.S. (1980): Art und Ausmass der Deformation in Tonalit, Augengneis von Melirola und Tonale Serie am Alpen-S-Rand östlich Bellinzona. Diss., Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn.
- VOGLER, W.S. and VOLL, G. (1976): Fabrics and Metamorphism from Tonalite, Granitic Augengneis and Tonale Series at the S-Margin of the Swiss Alps, E of Bellinzona. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 635-640.
- VOGLER, W.S. and VOLL, G. (1981): Deformation and Metamorphism at the South-Margin of the Alps, East of Bellinzona, Switzerland. *Geol. Rdsch.* 70, 1232-1262.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirola-Sorico zwischen Tessin und Comersee. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 37, 267-397.
- WELKER, M.C. (1985): Structure and deformation mechanics along the Insubric Line, N. Italy. Thesis submitted to the Graduate College of Texas A & M University.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 35, 311-319.
- WENK, E. und KELLER, F. (1969): Isograden in Amphibolitserien der Zentralalpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 49, 157-198.
- WENK, E. (1970): Zur Regionalmetam. und Ultrametam. im Lepontin. *Fortschr. Min.* 47, 34-51.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, C., SHAW, N.D. and HUMPHREYS, F.J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. *Journ. Struct. Geol.*, Vol. 2, No. 1/2, 175-187.
- WIEDENBECK, M. (1986): Structural and isotopic age profile across the Insubric Line, Mello, Valtellina, N. Italy. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66, 211-227.
- WIEDENBECK, M. and BAUR, H. (1986): K/Ar-hornblende age distribution within the Tertiary Bergell Tonalite, N. Italy / S. Switzerland. *Terra cognita*, 6/2, p. 160.

Manuskript eingegangen 20. September 1989; bereinigtes Manuskript angenommen 15. Oktober 1989.