



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo cartografico dello Stato (legge. 68 del 2.2.1960)

ERLÄUTERUNGEN

zur

GEOLOGISCHEN KARTE VON ITALIEN

Im Maßstab 1:50.000

Blatt 025

RABBI

Erstellt von

**S. Martin (1), L. Montesor (2), V. Mair (3), G. B. Pellegrini (4), M. Avanzini (4),
G. Fellin (5), R. Gambillara (6), S. Tumiati (7), E. Santuliana (8), B. Monopoli (9),
D. Gaspari (2), M. Sapigni (10), N. Surian (11).**

(1) Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova

(2) Freiberufler

(3) Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen

(4) Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento

(5) Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

(6) Dipartimento di Scienze Ambientali, Università dell'Insubria, Como

(7) Dipartimento di Scienze della Terra, Università Statale di Milano

(8) Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico, Trento

(9) Land Technology & Services S.r.l., Treviso

(10) ENEL, Mestre

(11) Dipartimento di Geografia, Università di Padova

Ausführende Körperschaften:



Provincia Autonoma di Trento
Servizio Geologico



Autonome Provinz Bozen
Amt für Geologie und Baustoffprüfung

**Verantwortlicher Direktor des Servizio Geologico d'Italia
(Geologischer Dienst Italien) - ISPRA:**

A. Todisco

Verantwortlicher des Projekts CARG des Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

F. Galluzzo

Verantwortlicher des Projekts CARG der Autonomen Provinz Trient:

M. Nardin (1992-1998), **S. Cocco** (ab 1998)

Verantwortlicher des Projekts CARG der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol:

L. Nössing

Wissenschaftliche Leitung:

S. Martin

FÜR SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Wissenschaftliche Revision:

D. Berti, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni

Kartographische Leitung:

D. Tacchia (Koord.), **S. Falcetti**

Überprüfung der Informatisierung der geologischen Daten:

C. Cipolloni, M.P. Congi, M. Rossi (ASC)

Leitung der Herausgabe und der Druckvorbereitung:

M.L. Vatovec (Koord.), **S. Falcetti**

FÜR DIE AUTONOME PROVINZ TRIENT - GEOLOGISCHER DIENST:

Operative Leitung: **S. Cocco**

Technische Verwaltung und Administration: **M. Balboni, F. Daminato**

Informatisierung der geologischen Daten: **C. Tomazzolli, P. Trainotti**

Für die Autonome Provinz Bozen-Südtirol - Geologischer Dienst:

Operative Leitung: **V. Mair**

Technische Verwaltung und Administration: **V. Mair**

Übersetzung aus dem Italienischen: **L. Montesor, A. Stofner & V. Mair**

Informatisierung der geologischen Daten, Datenbank, kartographische Ausarbeitung zum Druck aus der Datenbank und Koordinierung der Herausgabe:

B. Monopoli

Land Technology & Services - Padua und Treviso

Technisch-administrative Verwaltung des Projekts CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia (Geologischer Dienst Italien) - ISPRA

Dank an die Mitarbeiter der Nationalen Geologischen Komitees für ihren wissenschaftlichen Beitrag.

INHALT

I	- EINLEITUNG	Seite	7
II	- GEOGRAPHISCHER UND GEOMORPHOLOGISCHER ÜBERBLICK	»	11
III	- GEOLOGISCHER ÜBERBLICK UND FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN	»	15
1.	- OSTALPIN	»	15
1.1.	- TONALE-DECKE	»	17
1.1.1.	- <i>Ulten-Einheit</i>	»	19
1.1.2.	- <i>Tonale-Einheit</i>	»	23
1.2.	- ORTLER-CAMPO-DECKE	»	23
1.2.1.	- <i>Zebbru-Schuppenzone</i>	»	26
1.2.2.	- <i>Peio-Einheit</i>	»	26
1.2.3.	- <i>Laaser Einheit</i>	»	27
2.	- PERMISCHER MAGMATISMUS	»	28
3.	- SPÄTALPIDISCHER MAGMATISMUS	»	29
4.	- MESO-KÄNOZOISCHE SEDIMENTABFOLGE (SÜDALPEN)	»	32
5.	- ALPIDISCHE TEKTONIK	»	32
5.1.	- EOALPIDISCHE DEFORMATION	»	33
5.2.	- NEOALPIDISCHE TEKTONIK	»	34
IV	- STRATIGRAPHIE	»	37
1.	- OSTALPIN	»	37
1.1.	- TONALE-DECKE	»	37
1.1.1.	- <i>Ulten-Einheit</i>	»	37
	Granat-Kyanit führende Paragneise (TUG)	»	38
	Stromatische Migmatite (TUG_b)	»	39
	Nebulitische Migmatite (TUG_c)	»	40
	Zweiglimmer-Paragneise (TUN)	»	42
	Orthogneise (TUO)	»	43
	Amphibolite (TUA)	»	43
	Peridotite (TUD)	»	45
1.1.2.	- <i>Tonale-Einheit</i>	»	46
	Sillimanit-führende Paragneise (TTP)	»	48
	Quarzite (TTQ)	»	48
	Orthogneise (TTO)	»	49
	Amphibolite (TTA)	»	49
	Marmore (TTM)	»	50
	Aplit-Pegmatit-Gänge (ft)	»	50

1.2.	- ORTLER-CAMPO-DECKE	»	50
1.2.1.	- <i>Zebbru-Schuppenzone</i>	»	51
	Phyllite (SZF)	»	51
	Quarzite (SZQ)	»	52
	Orthogneise (SZT)	»	52
	Chloritschiefer (SZC)	»	52
	Marmore (SZM)	»	52
	Serpentinite (SZS)	»	53
1.2.2.	- <i>Peio-Einheit</i>	»	53
	Chlorit-Serizit führende Glimmerschiefer (OME)	»	54
	Kontaktmetamorph überprägte, Chlorit-Serizit-führende Glimmerschiefer (OME_a)	»	54
	Staurolith-führende Granatglimmerschiefer (OMI)	»	55
	Kontaktmetamorph überprägte, Staurolith-führende Granatglimmerschiefer (OMI_a)	»	57
	Quarzite (OQU)	»	57
	Kontaktmetamorph überprägte Quarzite (OQU_a)	»	58
	Orthogneise (OOG)	»	58
	Granodioritische Orthogneise (OOG_b)	»	59
	Amphibolite (OAF)	»	59
	Kontaktmetamorph überprägte Amphibolite (OAF_a)	»	61
	Marmore (OMA)	»	61
	Kontaktmetamorph überprägte Marmore (OMA_a)	»	62
1.2.3.	- <i>Laaser-Einheit</i>	»	63
	Gebänderte Glimmerschiefer und Paragneise (OPL)	»	63
	Quarzite (OLQ)	»	65
	Orthogneise (ONO)	»	65
	Amphibolite (OAL)	»	65
	Laaser Marmor (OML)	»	66
1.3.	- PERMISCHER MAGMATISMUS	»	67
1.3.1.	- <i>Granitische Orthogneise</i> (OGM)	»	68
1.3.2.	- <i>Metapegmatite</i> (OGM_a)	»	69
1.3.3.	- <i>Spodumen-führende Metapegmatite</i> (OGM_b)	»	70
1.3.4.	- <i>Granodioritische Orthogneise</i> (OGQ)	»	70
1.4.	- PERMO-TRIASSISCHE SCHUPPEN ENTLANG ALPIDISCHER STÖRUNGEN	»	70
1.4.1.	- <i>Gipse und Rauhdecken</i> (SZG)	»	71
1.4.2.	- <i>Mylonitische Kalke und Quarzite</i> (LTR)	»	72
2.	- MESO-KÄNOZOISCHE SEDIMENTABFOLGE (SÜDALPEN)	»	72
2.1.	- ANGOLOKALK (ANG)	»	72
2.2.	- GIOVO-FORMATION (GIV)	»	73
2.2.1.	- <i>Gampenpass-Member</i> (GIV₁)	»	73
2.2.2.	- <i>Kurtatsch-Member</i> (GIV₂)	»	74
2.2.3.	- <i>Monte Ozol-Member</i> (GIV₃)	»	74
2.3.	- CONTRIN-FORMATION (CTR)	»	75

2.4.	- SCHLERN-FORMATION (SCI)	»	75
2.5.	- HAUPTDOLOMIT (DPR)	»	76
2.6.	- ZU-KALK (ZUU)	»	77
2.6.1.	- <i>Grostè-Member</i> (ZUU₁)	»	77
2.6.2.	- <i>Tremalzo-Member</i> (ZUU₃)	»	77
2.7.	- GRAUKALK-GRUPPE (CG)	»	78
2.7.1.	- <i>Monte Zugna-Formation</i> (FMZ)	»	78
2.7.2.	- <i>Rotzo-Formation</i> (RTZ)	»	78
2.8.	- SAN VIGILIO-OOLITH (OSV)	»	79
2.9.	- VAL D'AGOLA-FORMATION (VAG)	»	79
2.9.1.	- <i>Bregna da l'Ors-Member</i> (VAG₁)	»	80
2.9.2.	- <i>Coste di Grual-Member</i> (VAG₂)	»	80
3.	- SPÄTALPIDISCHER MAGMATISMUS	»	81
3.1.	- GRANODIORITE UND QUARZDIORITE (APF)	»	81
3.1.1.	- <i>Quarzdiorite vom Grünsee</i>	»	81
3.1.2.	- <i>Leuko-Quarzdiorite der Soialm</i>	»	83
3.1.3.	- <i>Quarzdiorite von Tof di Malè</i>	»	83
3.1.4.	- <i>Granodiorite vom Pludersee</i>	»	84
3.2.	- GANGGESTEINE (fx, fy, fz)	»	84
3.2.1.	- <i>Saure Gänge (fx)</i>	»	84
3.2.2.	- <i>Intermediäre Gänge (fz)</i>	»	85
3.2.3.	- <i>Basische Gänge (fy)</i>	»	86
3.3.	- TONALITE (TLG)	»	87
4.	- QUARTÄRE ABFOLGEN	»	88
4.1.	- KONTINENTALE EINHEITEN: REGIONALER UND HISTORISCHER ÜBERBLICK	»	88
4.2.	- UNTERTEILUNG DER QUARTÄREINHEITEN NACH DEM PRINZIP DER UBSU (UNCONFORMITY-BOUNDED STRATIGRAPHIC UNITS)	»	90
4.3.	- EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES (<i>LLGM "LOCAL LAST GLACIAL MAXIMUM"</i>)	»	82
4.3.1.	- <i>Garda-Synthem</i> (SGD)	»	92
4.3.1.1.	- Talböden-Einheit (Haupttäler) (SGD₁, SGD₃ und SGD₄)	»	94
4.3.1.2.	- Hochtal-Einheit (SGD₂ und SGD₈)	»	95
4.3.2.	- <i>Alpines Postglaziales Synthem</i> (PTG)	»	103
4.3.3.	- <i>Amola-Subsynthem</i> (PTG₁)	»	108
V	- TEKTONIK UND METAMORPHOSE	»	111
1.	- PRÄALPIDISCHE ENTWICKLUNG	»	111
2.	- ALPIDISCHE ENTWICKLUNG	»	117
2.1.	- ALPIDISCHE METAMORPHOSE IN DER TONALE-DECKE	»	117
2.2.	- ALPIDISCHE METAMORPHOSE IN DER ORTLER-CAMPO-DECKE	»	117
3.	- DUKTILE DEFORMATION	»	119
3.1.	- TONALE-DECKE	»	119
3.2.	- ORTLER-CAMPO-DECKE	»	120
3.2.1.	- <i>Struktureller Bau des Laaser Marmors</i>	»	122

4.	- ALPIDISCHE STÖRUNGEN	»	123
4.1.	- PEIO-LINIE	»	124
4.2.	- PASSO PALÙ-LINIE	»	126
4.3.	- RUMO-LINIE	»	127
4.4.	- MALGA PREGHENA-LINIE	»	128
4.5.	- NÖRDLICHE JUDIKARIEN-LINIE	»	129
4.6.	- KLAPFBERG TAL-STÖRUNG	»	129
4.7.	- ÜBERBLICK DER TERTIÄREN TEKTONIK IM HANGENDEN DER NÖRDLICHEN JUDIKARIEN-LINIE	»	132
4.8.	- ZEBRU-STÖRUNGSSYSTEM	»	132
4.8.1.	- <i>Zebru-Linie</i>	»	133
4.8.2.	- <i>Madritsch-Linie</i>	»	133
4.9.	- LAASER LINIE	»	134
4.10.	- SPRÖDTEKTONIK	»	134
VI	- TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE	»	137
1.	- SEISMIZITÄT	»	137
2.	- HYDROGEOLOGIE	»	138
2.1.	- WASSERKRAFTWERKE	»	140
3.	- MUREN, MASSENBEWEGUNGEN UND TIEFGRÜNDIGE MASSENBEWEGUNGEN	»	141
3.1.	- MUREN	»	141
3.2.	- MASSENBEWEGUNGEN	»	143
3.3.	- TIEFGRÜNDIGE MASSENBEWEGUNGEN	»	146
4.	- STEINBRÜCHE UND BERGBAU	»	149
4.1.	- LAASER MARMOR: HISTORISCHER ÜBERBLICK	»	149
4.1.1.	- <i>Lage der Marmorlagerstätten</i>	»	150
4.1.2.	- <i>Marmorgewinnung</i>	»	151
4.1.3.	- <i>Gesteinseigenschaften</i>	»	152
4.2.	- GRANITGNEIS	»	153
4.3.	- LAGERSTÄTTEN FÜR KUPFER UND ANDERE METALLE	»	153
4.4.	- WEITERE ORTE VON BERGMÄNNISCHEM INTERESSE	»	154
VII	- DATENBANK	»	155
	ABSTRACT	»	157
	LEGEND OF GEOLOGICAL MAP	»	161
	LITERATURVERZEICHNIS	»	173

I - EINLEITUNG

Das Blatt 025 "Rabbi" der Geologischen Karte Italiens im Maßstab 1:50.000 umfasst ein 569 km² großes, gebirgiges Gebiet im westlichen Trentino-Südtirol. Der Name des Blattes ist vom Rabbital (*Val di Rabbi*) abgeleitet, einem der wichtigsten Täler im Bereich des Kartenblattes (Abb. 1).

Das Gebiet des geologischen Blattes liegt zu gut zwei Dritteln in der Autonomen Provinz Bozen (nördlicher Abschnitt) und zu einem Drittel in der Autonomen Provinz Trient (südlicher Abschnitt). Der Trentiner Anteil umfasst 80 km², zwischen 1600 m und 2400 m Meereshöhe, sowie 50 km² oberhalb von



Abb. 1 - Digitales Geländemodell (DTM) vom Gebiet des Kartenblattes „Rabbi“.

2400 m; der Südtiroler Teil umfasst ein Gebiet von 399 km², wovon 347 km² auf über 1600 m Meereshöhe liegen.

Das Gebiet erstreckt sich über die Gebirgsgruppe des Cevedale, mit den Gipfeln der gleichnamigen Cevedalespitze, (Cevedale, 3769 m), dem Zufrittspitz (*Gioveretto*, 3439 m), der Hinteren Eggenspitze (*C.ma Sternai*, 3443 m) und des Hasenöhrls (*Orecchia di Lepre*, 3257 m). Es wird gegliedert durch den Berg Rücken zwischen der Cevedalespitze und dem Hasenöhrl, welcher das Ultental (*Val d'Ultimo*) vom Martelltal (*Val Mariello*), sowie den Grat zwischen Schildspitze (*Punta dello Scudo*, 3461 m) und Laaserspitze (*Punta di Lasa*, 3305 m), der das Martelltal vom Laasertal (*Valle di Lasa*) trennt. Die Bergkette der *Maddalene* mit den Gipfeln Hochwart (*Vedetta Alta*, 2627 m), Stübele (2672 m) und *Cima Binasia* (2615 m) trennt das Ultental vom Val di Sole. Diese Bergkette ist sowohl wegen der dort vorkommenden seltenen Hochdruckgesteine (Granatperidotite) als auch aufgrund des Vorkommens neolithischer Siedlungsstätten bekannt geworden.

Geologisch gesehen besteht das Gebiet des Blattes "Rabbi" aus ostalpinem, kristallinem Grundgebirge. Es wird von wichtigen tektonischen Linien durchzogen, von denen einige nach wie vor seismische Aktivität aufweisen, wie z.B. die Nördliche Judikarien-Linie und die Zebra-Linie (Abb. 2).

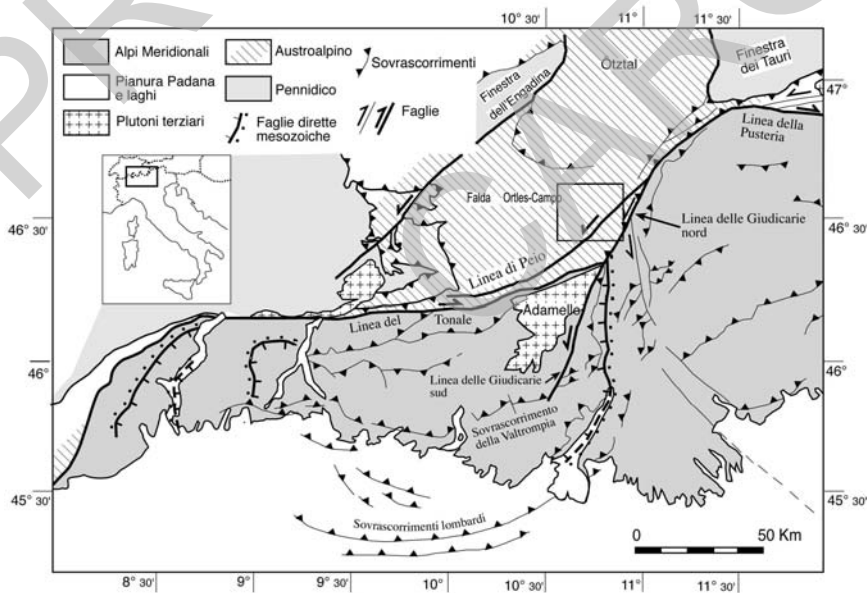


Abb. 2 - Schema der Zentral- und Ostalpen (Prosser in DAL PIAZ et alii, 2007). Der umrahmte Bereich entspricht dem Kartenblatt "Rabbi" 1:50.000.

Die geologische Struktur des Gebietes ist auf die alpidische Gebirgsbildung zurückzuführen, das heißt auf die Kollision der europäischen mit der adriatischen Platte (bzw. der Afrikanischen im weitesten Sinne, aus welcher die ostalpinen Decken hervorgingen) nach der Schließung des zwischengeschalteten Tethys-Ozeans, sowie auf die spätere tektonische Aktivität pliozänen-quartären Alters.

Die Haupttäler, wie das Ultental und das Martelltal, sind in Richtung NE-SW, entlang alter tektonischer Linien eingeschnitten; kleinere Täler wie das Rabbital, das *Bresimo*-Tal und das *Lavazzè*-Tal verlaufen in Richtung NW-SE, das Laaser-tal und das *Val de la Mare* in Richtung N-S, entlang jüngerer tektonischer Linien.

Die geologisch-tektonische Gliederung des Blattes "Rabbi" basiert auf tektono-metamorphen Kriterien, die sich am besten für eine Erkennung und Beschreibung von kristallinen Einheiten eignen. Bei der Gliederung der geologischen Einheiten wurde vor allem die alpidische Deformation und Metamorphose-Entwicklung berücksichtigt, während rein lithologische Kriterien und die präalpidische Metamorphose im Hintergrund standen. Die neuen Kartierungen erlaubten es, drei alpidische Einheiten zu unterscheiden: eine tiefere "Laaser-Einheit", eine mittlere "Peio-Einheit" und eine höhere, als "Zebbru-Schuppenzone" bezeichnete Einheit, welche aus niedriggradigen Schiefergesteinen sowie aus Sedimentgesteinen mit schwacher alpidischer Metamorphose besteht. Zudem konnte die gleichartige mittelgradige, präalpidische Metamorphose der Peio- und Laaser Einheit nachgewiesen werden (*Mesozona*, ANDREATTA, 1951a).

Im südöstlichen Abschnitt des Blattes wurde eine paläozoische, hochgradig metamorphe Einheit kartiert, welche reliktsche Mineralparagenesen enthält, die auf hohen bis sehr hohen Druck hinweisen (Eklogite und Granatperidotite; Ulten-Einheit) und keinerlei alpidische Überprägung zeigen. Auch diese Einheit wurde unter besonderer Berücksichtigung der präalpidischen Metamorphose-Entwicklung, anhand von tektono-metamorphen Kriterien beschrieben.

Das Blatt "Rabbi" wurde von 1998 bis 2002 im Rahmen des Projekts CARG-PAT '96 (Programmvereinbarung zwischen dem Präsidium des Ministerrates-Geologischer Dienst und der Autonomen Provinz Trient) unter der Leitung von L. VERONESE und S. COCCO und der wissenschaftlichen Koordination von S. MARTIN kartiert. Die geologische Kartierung erfolgte durch F. BENINCASA, M.G. FELLIN, D. GASPARI, R. LOVAT, V. MAIR, L. MONTRESOR, F. PENZO, G. PICCIN, G. PIFFER, N. SURIAN. Die Kartierungsleitung für das Quartär erfolgte durch G.B. PELLEGRINI, jene für das Grundgebirge durch V. MAIR im Südtiroler Territorium und durch S. MARTIN im Abschnitt in der Provinz Trient.

Als topographische Kartierungsgrundlage wurde für den Trentiner Abschnitt die Technische Grundkarte der Provinz Trient (*Carta Tecnica Provinciale CTP*) im Maßstab 1:10.000 verwendet, für das Südtiroler Gebiet wurde die Karte des *IGM* 1:25.000 herangezogen und auf den Maßstab 1:10.000 vergrößert. Die

Geländekarten wurden von der Autonomen Provinz Trient (*PAT*) zusammengeführt, informatisiert und auf die topographische Karte des *IGM* im Maßstab 1:25.000 übertragen.

Ein wichtiger Beitrag zur Charakterisierung der paläozoischen, hochgradig metamorphen Einheiten, der Eklogite sowie der Granatperidotite, erfolgte durch G. GODARD - Universität Paris VII, P. NIMIS - Universität Padua und S. TUMIATI - Staatliche Universität Mailand; wichtige Beiträge zu ihrer Altersbestimmung stammen von M. THÖNI - Universität Wien (Sm/Nd, Rb/Sr) sowie von A. DEL MORO und M. LAURENZI - CNR Pisa (Rb/Sr und Ar/Ar).

Die Laaser- und Peio-Einheit im nördlichen Blattabschnitt wurden petrologisch und altersmäßig (Ar/Ar und Rb/Sr) von V. MAIR und R. SCHUSTER (Universität Wien) sowie von P. TROPPEL (Universität Innsbruck) untersucht.

Die Stratigraphie der meso-känozoischen Sedimentabfolge in der südöstlichen Ecke des Kartenblattes wurde von M. AVANZINI (*Museo Tridentino di Scienze Naturali*) überprüft und mit der gleichartigen Abfolge im angrenzenden Blatt "Eppan" verglichen.

Die Erfassung neopalidischer und rezenter Störungs- bzw. Bruchsysteme durch Auswertung von Satellitenbildern erfolgte durch M. MASSIRONI und C. SQUARZONI; die Altersbestimmung der Störungen mittels Apatit-Spaltspurenanalyse erfolgte durch G. VIOLA (ETH Zürich) und G. BIGAZZI (CNR Pisa) sowie durch M. LAURENZI mittels Ar/Ar-Methode an Pseudotachyliten.

Die quartären Abfolgen wurden in Syntheme gegliedert. Dabei wurden das Alpine Postglaziale Synthem (PTG) und das Garda-Synthem unterschieden, wobei für letzteres fünf Subsyntheme in den Einzugsgebieten der Etsch und des Noce beschrieben wurden.

Die Analyse und Bewertung der regionalen Seismizität erfolgte durch das Personal des Geologischen Dienstes der Autonomen Provinz Trient (L. VERONESE). Die geochemische Charakterisierung der Mineralquellen entlang der Peio-Linie basiert auf Daten von E. SANTULIANA (Geologischer Dienst Trient), R. GAMBILLARA (Università dell'Insubria), F. QUATTROCCHI und M. CALCARA (*Istituto Nazionale di Geochimica e Vulcanologia*). Die Bewertung der Umwelteinflüsse der zahlreichen Bergwerke und Steinbrüche im Laasertal und im vorderen Martelltal sowie der vielen Stauanlagen im Gebiet erfolgte durch das Personal des Geologischen Dienstes der Autonomen Provinzen Bozen und Trient in Zusammenarbeit mit S. TUMIATI.

Die Daten zu den Wasserkraftwerken im Bereich des Kartenblattes wurden von den Kartierern in Zusammenarbeit mit dem *ENEL*-Personal (M. SAPIGNI) erarbeitet.

II - GEOGRAPHISCHER UND GEOMORPHOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das Blatt "Rabbi" wird von einem großen Bergkamm dominiert, der das Kartenblatt im mittleren Bereich in Richtung SW-NE quert und die glazial geprägten Felskämme der Veneziaspitze (*Cima Venezia*, 3386 m) im Südwesten mit den tiefer gelegenen des Muttegrubspitz (*Fossa della Mutta*, 2736 m) im Nordosten verbindet. Der Rücken verläuft über die höchste Erhebung des Blattes, die Zufrittspitze (*Gioveretto*, 3439 m), bis zum Hasenöhr (*Orecchia di Lepre*, 3257 m).

Zwei große, SW-NE verlaufende Täler, das Martelltal (*Val Martello*) im Norden sowie das Ultental (*Val d'Ultimo*) im Süden (mit seiner Fortsetzung im Kirchbergtal), flankieren den oben beschriebenen Bergkamm. Sie verlaufen subparallel zum regionalen Hauptstörungssystem, der Peio-Linie. Auch der Gebirgskamm, der das Martelltal nach Norden hin begrenzt und die Äußere Pederspitze (*Punta Peder di Fuori*, 3406 m) mit dem Morterleger (*M. Rovere*, 1686 m) verbindet, zeigt denselben Verlauf und spiegelt damit den Einfluss der tektonischen Strukturen im Verlauf der großen Täler und Bergrücken wider.

Das obere Rabbital, das Peiotal (*Val di Peio*), das *Val de la Mare* und das *Val Venezia* weisen hingegen einen Verlauf quer zur Peio-Linie auf.

Diese NW-SE orientierten Täler münden in das *Val di Sole*, das sich entlang einer weiteren regionalen Störung, der Tonale-Linie, eingeschnitten hat. Untergeordnete, NE-SW streichende Störungen bestimmen den Verlauf und die Entwicklung des Gewässernetzes im oberen *Bresimo*-Tal, in der südöstlichen Ecke des Kartenblattes (*Val Malgazza*, *Val Preghena* und *Val Borca*).

Den zentralen Punkt der wichtigsten Bergrücken bildet die pyramidenförmige Lorcherspitze (*Cima Lorchen*, 3347 m), von der die Bergkämme in Richtung Hintere Nonnenspitze (*Cima Rabbi* - NW), Zufrittspitz (*Gioveretto* - NE) sowie Hintere Eggenpitze (*Cima Sternai* - SE) abzweigen.

In diesem Bereich des Blattes finden sich auch die meisten Gletscher, die vor

allem auf den nordexponierten Flanken des Martelltals auftreten.

Die größten Gletschergebiete liegen im Bereich der Veneziaspitze, mit dem Hohenferner (*Vedretta Alta*), dem Schranferner (*Vedretta Serana*) und dem Gramsenferner (*Vedretta di Grames*) auf der Nordseite sowie der *Vedretta del Careser* auf der Südseite, im oberen Peiotal (Abb. 3a).

Sämtliche Wasserläufe dieses Bereiches gehören zum Einzugsgebiet der Etsch. Die Bäche auf Südtiroler Seite münden im Vinschgau als rechte Zuflüsse direkt in die Etsch, jene in der Provinz Trient speisen als linke Zuflüsse den Noce im Bereich des *Val di Sole* und des Nonstals (*Val di Non*), bevor dieser bei Trient selbst in die Etsch fließt.

Das Martelltal liegt im nördlichen Bereich des Kartenblattes. Der Talschluss mit dem Zufallferner (*Vedretta del Cevedale*) befindet sich auf dem Blatt "Bormio", der Taleingang unterhalb der Ruine Montani (*Castel Montani*) bereits auf Blatt "Schlanders" (*Silandro*). Durch das Tal fließt der Plimabach (*Rio Plima*), der vom Schmelzwasser des Zufallfernens gespeist wird (GIADA & ZANON, 1985, 1991). Ein mächtiger Damm staut den Zufrittsee (1850 m Mh.) im Talgrund auf einer Länge von rund zwei Kilometern. Das Martelltal stellt ein großes, glazial geprägtes Tal dar, welches parallel zur Schieferung des Felsuntergrundes verläuft (SW-NE). Dieser besteht hier hauptsächlich aus Glimmerschiefern mit Einschaltungen von granitischen Orthogneisen (SECCHIERI, 1985; SECCHIERI & VALENTINI, 1985, 1992).

Von beiden Seiten münden mehrere kleine Hängetäler ins Martelltal, die im oberen Teil durch weite Gletscherkare, im unteren durch steile Abbrüche ins Haupttal gekennzeichnet sind. Die Talsohle des Martelltals ist über große Strecken schmal, weitet sich unterhalb der Staumauer des Zufrittsees etwas, wie z.B. bei Ennewasser (*Transacqua*), um sich unterhalb von Kratzeben (*Pian dei Cardi*) erneut zu verengen. In den breiteren Abschnitten gelangen, vorwiegend aus der orographisch rechten Flanke, große Schuttmengen bis in die Talsohle und bilden steile Schwemm- und Murschutfächer aus, von denen viele aktiv sind (SECCHIERI, 1985; SEPPI *et alii*, 1999).

Nördlich des Martelltals, in der nordöstlichen Ecke des Blattes, liegt das Laasertal (*Val di Lasa*), berühmt durch seinen Marmor, welcher in zahlreichen Steinbrüchen auf der rechten Talseite abgebaut wird. Das enge Tal ist im oberen Abschnitt vergletschert (Laaser Ferner, *Vedretta di Lasa*) mit mächtigen Moränenablagerungen, die man von der aktuellen Gletscherfront bis zur Einmündung in den Vinschgau verfolgen kann, wo auf der orographisch linken Seite noch einer der markantesten stadialen Moränenwälle erhalten ist.

Südlich des Bergkammes Veneziaspitze – Muttegrubspitz (*Fossa della Mutta*), der im Wesentlichen aus Glimmerschiefern der Ortler-Campo-Decke aufgebaut wird, liegen das obere Peiotal, das obere Rabbital sowie der hintere Bereich des Ultentals, oberhalb des Zoggler Stausees (*Lago di Zoccolo*, 1142 m).

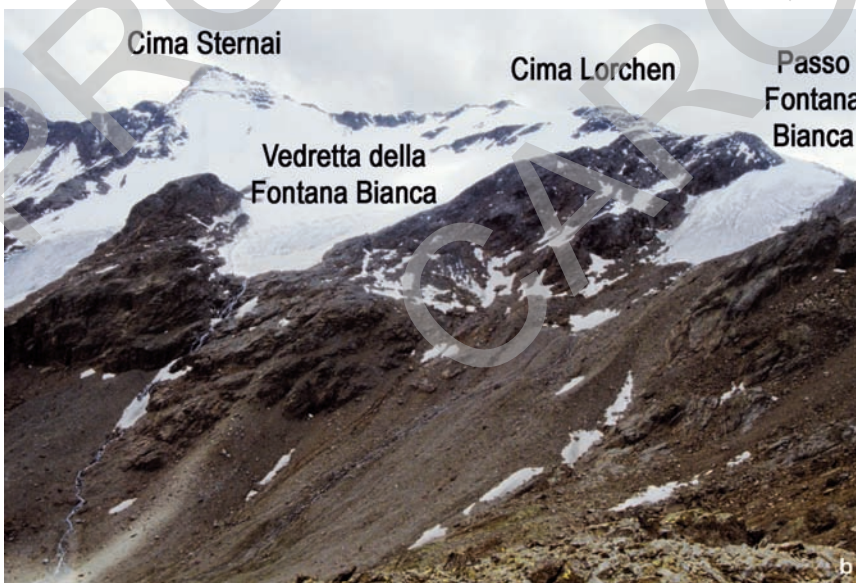


Abb. 3 - a) Die Vedretta del Careser von Süden gesehen. b) Der Weissbrunnferner an der Hinteren Eggen Spitze.

Das hintere Peiotal ist im Bereich des Blattes "Rabbi" vom Kargletscher *Vedretta del Careser* mit dem gleichnamigen Stausee geprägt. Ebenso bemerkenswert ist die mächtige Moräne der Kleinen Eiszeit westlich davon im Val Venezia, im Bereich der Gletscherfront des *Vedretta de la Mare*.

Das hintere, in die Glimmerschiefer und Paragneise der Ortler-Campo-Decke eingeschnittene Rabbital ist südexponiert, wodurch nennenswerte Eismassen fehlen. Es wird von mächtigen Hangschutt- und glazialen Ablagerungen geprägt, die auf einen großen Gletscher hindeuten, der im Spätglazial das Tal bis in das *Val di Sole* nahe Malè ausfüllte. Die ausgeprägte, wenn auch unterschiedliche kryoklastische Zerlegung der metamorphen Gesteine ist durch auffällige, periglaziale Ablagerungen dokumentiert, die bereits von ALBERTINI (1955) beschrieben wurden.

Das hintere Ultental (*Val d'Ultimo*) mit den Seitentälern Kirchbergtal (*Val Montechiesa*) und Klappfbergtal (*Val di Clapa*) bildet den zentralen Bereich des Kartenblattes. Ein kleiner Gletscher findet sich nur an der Hinteren Eggen Spitze (*Cima Sternai*). Trotzdem kann man oberhalb des Weissbrunner Stausees (*Lago di Fontana Bianca*, 1872 m) glaziale und periglaziale Formen (Abb. 3b) beobachten. Hier finden sich zudem sehr große Blockgletscher, welche für die Erforschung des *Permafrosts* in diesem Bereich der Alpen von großer Bedeutung sind.

In der südöstlichen Ecke des Kartenblattes liegt das *Bresimo*-Tal, welches im unteren Abschnitt einige Eisrandterrassen aufweist. Diese belegen ein ausgeprägtes Stadial während der Rückzugsphase des großen Gletschers, der im Spätglazial das nahe gelegene Nonstal ausfüllte.

III - GEOLOGISCHER ÜBERBLICK UND FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN

Im Bereich des Blattes "Rabbi" tritt das mittel- bis hochgradig metamorphe Grundgebirge der ostalpinen (austroalpinen) Deckensysteme auf. Am südöstlichen Blattrand, entlang der Nördlichen Judikarien-Linie, steht das ostalpine Grundgebirge im tektonischen Kontakt mit den meso-känozoischen Sedimentabfolgen des Südalpins.

Der Bereich des Kartenblattes "Rabbi" gehört in struktureller Hinsicht zu einer weit gespannten Einsenkung zwischen den markanten Aufwölbungen des Engadiner Fensters im NW und des Tauernfensters im Osten. In dieser "Mulde" sind die höchsten Decken des ostalpinen Systems aufgeschlossen: das Oberostalpin.

1. - OSTALPIN

Die zwischen dem Brennerpass und dem Engadin aufgeschlossenen ostalpinen Decken erstrecken sich über viele Kilometer und besitzen eine (heutige) Mächtigkeit im Kilometerbereich. Sie stellen das präpermische (variszische) kristalline Grundgebirge dar, das von permischen Granitoiden intrudiert wurde und Schuppen von permo-mesozoischen Sedimentabfolgen aufweist (HAMMER, 1906, 1908a, 1908b, 1912; ANDREATTA, 1952, 1954; GREGNANIN & PICCIRILLO, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981; HOINKES & THÖNI, 1993). Die ostalpinen Decken werden als nördliche Ausläufer der Afrikanischen Platte oder noch wahrscheinlicher einer Mikroplatte mit eigener Bewegung angesehen, welche als Adria (Apulia) bezeichnet wird. Diese Decken erfuhren im Zeitraum zwischen Perm und Unterjura eine Extension und Ausdünnung (FROITZHEIM & EBERLI, 1990; CONTI, 1995; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996).

Die strukturell höchsten Einheiten des alpinen Deckenstapels (Tonale-Decke) scheinen am wenigsten von den alpidischen tektono-metamorphen Prozessen

betroffen zu sein. Sie konservieren präalpidische Strukturen und Metamorphoseentwicklung (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1998a). Die tieferen Einheiten (Ortler-Campo-Decke) wurden im Zuge der alpidischen Orogenese stärker deformiert und umgeformt und weisen weniger präalpidische Relikte auf. Diese Einheiten stammen aus dem mittleren und oberen Bereich der Afrikanischen Kruste und wurden vielfach zusammen mit Resten der ursprünglichen sedimentären Bedeckung verschoben. Der allochthone Charakter der alpinen Decken wurde für die Ostalpen von TERMIER (1903, 1904, 1905), STAUB (1924, 1926) und DAL PIAZ (1934, 1936) postuliert.

Die Periadriatische (Insubrische) Linie bildet in der heutigen Gebirgskette die Grenze zwischen der afrikanischen/adriatischen Platte mit lokaler bzw. schwach ausgeprägter alpidischer Metamorphose (Südalpin) und dem metamorphen alpidischen Akkretionskeil, welcher aus den Plattenrändern von Afrika/Adria und Europa sowie aus der ozeanischen Kruste besteht (Ostalpin, Penninikum). Wichtige Segmente dieses Lineaments sind die Nördliche Judikarien-Linie, welche in der südöstlichen Ecke des Blattes "Rabbi" auftritt, und die Tonale-Linie, welche knapp außerhalb des Kartenblattes liegt.

Im Bereich des Blattes "Rabbi" sind die aus der unteren Kruste stammende Tonale-Decke sowie die aus mittleren bis oberen Krusteneinheiten bestehende unterlagernde Ortler-Campo-Decke aufgeschlossen. Diese Decken stehen in tektonischem Kontakt entlang der Peio-Linie, welche auch die basale Grenzfläche der Tonale-Decke darstellt (Abb. 2) (ANDREATTA, 1948a; MARTIN *et alii*, 1991).

Die Decken des Ostalpins wurden von STAUB (1924) im Hinblick auf ihre tektonische Stellung, in drei Stockwerke unterteilt: einem unteren (bzw. untere Grisoniden, mit den Decken Carungas, Err und Bernina), einem mittleren (bzw. obere Grisoniden, mit den Decken Campo, Umbrail, Languard-Tonale und Ortler) und einem oberen (bzw. Tiroliden, mit den Decken Ötztal und Silvretta). Diese Auffassung teilte GB. DAL PIAZ (1936) nicht, er unterschied nur zwei Deckensysteme: ein oberes (mit den Decken Ötztal, Ortler, S-charl, Umbrail, Quaternals, Languard und Tonale) und ein unteres (mit den Decken Carungas, Err und Bernina).

Die meisten schweizer und österreichischen Alpengologen hielten am Deckenbau nach STAUB (TOLLMANN, 1987) fest, die italienischen Alpengologen an jenem nach GB. DAL PIAZ (POZZI, 1965; ARGENTON *et alii*, 1980; DAL PIAZ G.V. *et alii*, 1988).

In den vorliegenden Erläuterungen wird die historische Unterteilung in Unter-, Mittel- und Oberostalpin nicht berücksichtigt, vielmehr werden der tektonische Aufbau des Deckenstapels als Folge der alpidischen Orogenese und die Lage der einzelnen Einheiten innerhalb der Decken beschrieben.

Das ostalpine Grundgebirge zwischen dem Vinschgau und dem *Val di Sole* wurde von ANDREATTA (1936, 1951a, 1951b, 1952, 1953, 1954) in drei meta-

morphe Hauptkomplexe unterteilt: (i) das epizonale Grundgebirge mit quarzreichen Phylliten, Marmoren, Chloritschiefern und Orthogneisen; (ii) das mesozonale Grundgebirge mit Granat-führenden Glimmerschiefern und Paragneisen, Quarziten, Orthogneisen und Amphiboliten; (iii) das katazonale Grundgebirge, welches auf den Abschnitt südöstlich der Peio-Linie beschränkt ist und in die "Tonale-Serie" (*Serie del Tonale*) mit hochgradigen, Sillimanit-führenden Paragneisen, Marmoren, Serpentiniten und pegmatitischen Orthogneisen, sowie in die "Ultner Serie" (*Serie di Ultimo*) mit Kyanit-Granat-führenden Paragneisen, Granulitgneisen, Kinzigiten, Migmatiten und Einschaltungen von Orthogneisen, Spinell-Granat-führenden Peridotiten und Amphiboliten. Nach Auffassung des Autors stellt das epizonale Grundgebirge bzw. der "Phyllit-Komplex" (*Complesso delle filladi*) eine ENE-WSW streichende flache Synklinale dar, die sich von Meran (*Merano*) in Richtung Südwesten bis zum Gavia Pass und Bormio öffnet. Der Kontakt zwischen diesem Komplex und dem mesozonalen Grundgebirge ist graduell und konkordant. Allerdings war die Unterscheidung dieser zwei Einheiten hinsichtlich der Metamorphose nicht eindeutig, da im Verbreitungsgebiet der Phyllite auch Einschaltungen von Staurolith-führenden Glimmerschiefern auftreten (ANDREATTA, 1951b). Nach ANDREATTA wird die Epizone von denselben Gesteinen aufgebaut wie die Mesozone, jedoch mit einer stärkeren retrograden Überprägung.

Die neuen Kartierungen bestätigen den einheitlichen Charakter der präalpidischen Metamorphose im Grundgebirge nördlich der Peio-Linie und erlauben die Unterscheidung von zwei Einheiten mit präalpidisch (variszisch) mesozonaler Metamorphose, jedoch einer unterschiedlichen alpidischen Überprägung. In der unteren Einheit (Laaser-Einheit) ist diese pervasiv, in der oberen (Peio-Einheit) schwächer ausgeprägt. Die überlagernde Zebra-Schuppenzone zeigt eine präalpidische grünschieferfazielle Metamorphose mit niedriggradiger alpidischer Überprägung.

1.1. - TONALE-DECKE

Die Tonale-Decke (*Serie del Tonale Auct.*) ist im südlichsten Bereich des Kartenblattes aufgeschlossen und wird von der Tonale-Linie im Süden (außerhalb des Blattbereiches), der Peio-Linie im Norden sowie der Nördlichen Judikarien-Linie im Osten begrenzt.

Sie wurde seit Beginn des letzten Jahrhunderts im Rahmen von italienischen und österreichischen Kartierungsprojekten untersucht und kartiert (HAMMER, 1902, 1905; HAMMER & TRENER, 1908; SCHMIDEGG, 1936; GB. DAL PIAZ, 1942; ANDREATTA, 1935, 1948a, 1948b, 1951, 1954).

HAMMER & TRENER (1908) beschrieben die Lithologien des Grundgebirges der Tonale-Decke in der geologischen Karte "Bormio und Passo Tonale" detailliert.

ANDREATTA (1951b) kartierte den im westlichen Trentino aufgeschlossenen Abschnitt der Tonale-Decke (das Gebiet des Blattes "Monte Cevedale" der *Carta Geologica delle Tre Venezie* im Maßstab 1:100.000) und beschrieb die tektonischen Strukturen und metamorphen Eigenschaften in einer Monographie (ANDREATTA, 1954). Es handelt sich um eine Grundgebirgsdecke ohne mesozoische Bedeckung.

Der tektonische Aufbau der Tonale-Decke und generell des Ostalpins zwischen dem Brennerpass und dem Engadin wurde zuerst von TERMIER (1904, 1905) beschrieben und in der Folge von STAUB in der Karte der Schweizer Alpen im Maßstab 1:250.000 (STAUB, 1921), in den geologischen Profilen im Maßstab 1:150.000 (STAUB, 1922) sowie in den Übersichtsarbeiten über die Alpen in den Jahren 1924 und 1926, und schließlich von CORNELIUS-FURLANI & CORNELIUS (1930) und GB. DAL PIAZ (1936) umrissen. In den geologischen Profilen von STAUB (1922) wird die Tonale-Decke als Wurzelzone der nordalpinen Hauptdecken Silvretta und Ötztal dargestellt (Abb. 4). Sie wurde jüngst als Fragment der

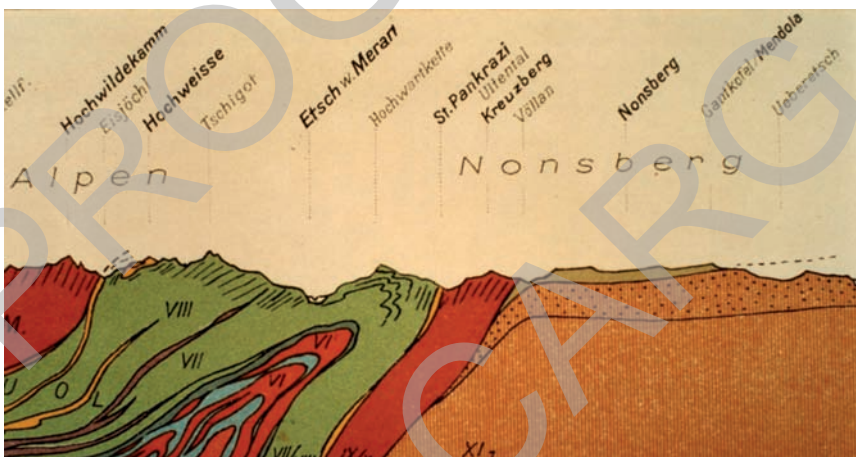


Abb. 4 - Geologisches Profil durch die Ostalpen im Bereich des Kartenblattes „Rabbi“, Maßstab 1:500.000, Tafel 1 (STAUB, 1922). Legende. XI: Obere Lombardische Einheit (Südalpin), IX/X: Ötztal- und Silvretta-Decke, VII/VIII: Err- und Bernina-Decke (VII) sowie Languard-, Campo- und Umbrail-Decke (VIII); VI: Margna-, Sella- und Platta-Decke; V: Suretta- und Tambò-Decke.

unteren Kruste der adriatischen Platte reinterpretiert, welches während einer Dehnungsphase entlang des Afrikanischen Plattenrandes exhumiert (DAL PIAZ & MARTIN, 1998) und in der Folge durch nealpidische Tektonik entlang der Nördlichen Judikarien-Linie auf die mesozoischen Abfolgen rücküberschoben wurde (SANTINI & MARTIN, 1988).

ANDREATTA (1948a) unterschied als erster innerhalb der Tonale-Decke die Einheiten "Ulden" und "Tonale s.s." aufgrund der unterschiedlichen strukturellen

Position, lithologischen Eigenschaften und metamorphen Geschichte.

Strukturell gesehen liegt die Tonale-Einheit im Liegenden der Ulten-Einheit und tritt verbreitet im angrenzenden Blatt "Ponte di Legno" auf. Die Ulten-Einheit ist großflächig im Blatt "Rabbi" aufgeschlossen, tritt aber im Blatt "Ponte di Legno" nicht zutage. Die Tonale-Einheit ist durch Relikte einer Hochtemperatur-Metamorphose gekennzeichnet, während die Ulten-Einheit präalpidische Eklogitrelikte und zahlreiche Schuppen von Mantel-Peridotiten paläozoischen Alters (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a; TUMIATI *et alii*, 2003) aufweist. Aufgrund der spätvariszischen amphibolitfaziellen Überprägung sämtlicher Gesteine der Tonale-Decke ist die Grenze zwischen den beiden Einheiten schwer festzulegen.

Der tektonische Kontakt zwischen der Tonale-Einheit und der überlagernden Ulten-Einheit liegt im Bereich des vererzten und stark verfalteten Marmorbandes, das auf der linken Seite des Pejotals, im Bereich der Überschiebung der *Cima Grande*, auftritt. Dieser präalpidische tektonische Kontakt wurde als nordvergente Überschiebungsfläche der *Cima Grande* reaktiviert, die in das Eozän datiert wurde (MÜLLER *et alii*, 1997b) (Blatt "Malè", DAL PIAZ *et alii*, 2007). Die Marmore im oberen *Bresimo*-Tal, die im Bereich der *Malga Bordolona di sopra* auftreten, könnten den ursprünglichen (präalpidischen) Kontakt zwischen der Tonale-Einheit und der Ulten-Einheit darstellen. Diese markante präalpidische tektonische Grenze, welche sich weiter ostwärts im oberen Nonstal (Blatt "Eppan") fortsetzt, könnte die Ausbildung von neogenen, transpressiven und südvergenten Überschiebungen des Nördlichen Judikarischen Systems erleichtert haben (Störungen des Klappbergjochs/*Passo di Val di Clapa*, des *Rio Malgazza*, der *Malga Preghena*; Kapitel V).

Einige jüngere Arbeiten haben signifikante lithostratigraphische und metamorphe Ähnlichkeiten zwischen dem Basement der Tonale-Decke und jenem der lombardischen Südalpen, wie die *Morbegno*-Gneise, die *Scisti dei Laghi* und die *Zona Strona-Ceneri* aufgezeigt (MARTIN *et alii*, 1998a *cum bibl.*). Die geologischen Beziehungen zwischen der Tonale-Decke und dem südalpinen Grundgebirge der "*Zona dei Laghi*" wurden von LAUBSCHER (1991) beschrieben. Er nimmt an, dass der Bereich nördlich der Tonale-Linie, ein Bruchstück der adriatischen Platte - die heutige Tonale-Decke und der darin intrudierte Bergeller Pluton - entlang der Linie um mindestens 50 Km nach Osten verschoben wurden (in Bezug auf das südalpine Basement der *Zona dei Laghi*).

1.1.1. - *Ulten-Einheit*

Die Ulten-Einheit umfasst zwei Untereinheiten, die bereits vor der spätvariszischen, amphibolitfaziellen Überprägung verschweißt waren: (i) die südwestliche Ulten-Einheit, die durch die alpidische Rumo-Linie im NW, die Tonale-Linie

im S und die nördliche Judikarien-Linie im SE begrenzt wird; (ii) die nordöstliche Ulten-Einheit, welche im Bereich zwischen der Peio-Linie im NW und der Rumo-Linie im SE auftritt (Abb. 5a).

Die südwestliche Ulten-Einheit besteht aus Disthen-Granat-Staurolith-führenden Gneisen, Zweiglimmergneisen, Quarziten, Metagabbros, seltener retrograd überprägten Eklogiten, serpentinisierten Peridotiten (an der linken Flanke des *Val di Sole*) und großen Granitoid-Körpern, die allesamt eine regionale präalpidische Schieferung (S_1) aufweisen (Abb. 5a, b). Diese Einheit ist im Bereich der Berggruppen von *Monte Pin*, *Cima Lac*, *Cima Mezzana* bis zur *Cima Grande*, entlang der linken Seite des Peiotals aufgeschlossen (ANDREATTA, 1936).

Es handelt sich um eklogitische Mineralparagenesen ($P \approx 1.3$ GPa und $T \approx 750^\circ\text{C}$; SUSINI, 1994). In diesem Bereich sind zahlreiche, mehr oder weniger serpentinisierte, ultramafische Gesteine (Dunite und Harzburgite) aufgeschlossen, welche möglicherweise Fragmente eines alten ozeanischen Mantels darstellen, die vor

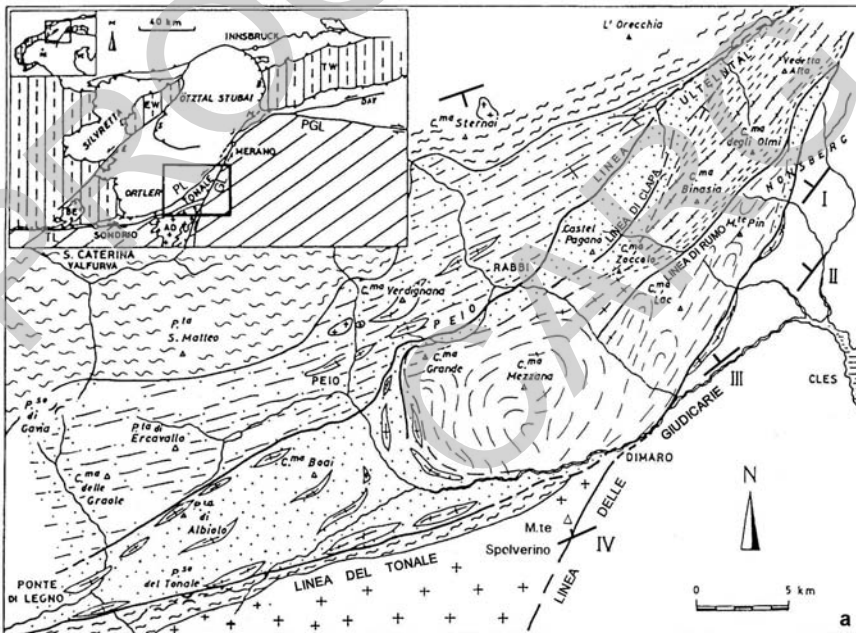


Abb. 5 - a) Geologische Karte der Tonale-Decke. Legende in Abb. 5b. Ortler-Campo-Decke (Peio-Einheit): Tertiäre Granitoide, Phyllite mit Quarzit-Bändern, Staurolith- ± Sillimanit-führende Granatglimmerschiefer und Orthogneise. Tonale-Decke: Granat-Sillimanit-führende Gneise, Kyanit-Granat-führende Gneise sowie stromatische Gneise, Migmatite mit reichlich Leukosom oder Nebulite, Granat-führende Peridotite, Amphibolite. Südalpin: Tertiäre Granitoide, Mesozoische Sedimentabfolge, Permische Sedimente, vulkanische und vulkanoklastische Gesteine permischen Alters, Präpermische Phyllite und Quarzite sowie permische Intrusionen.

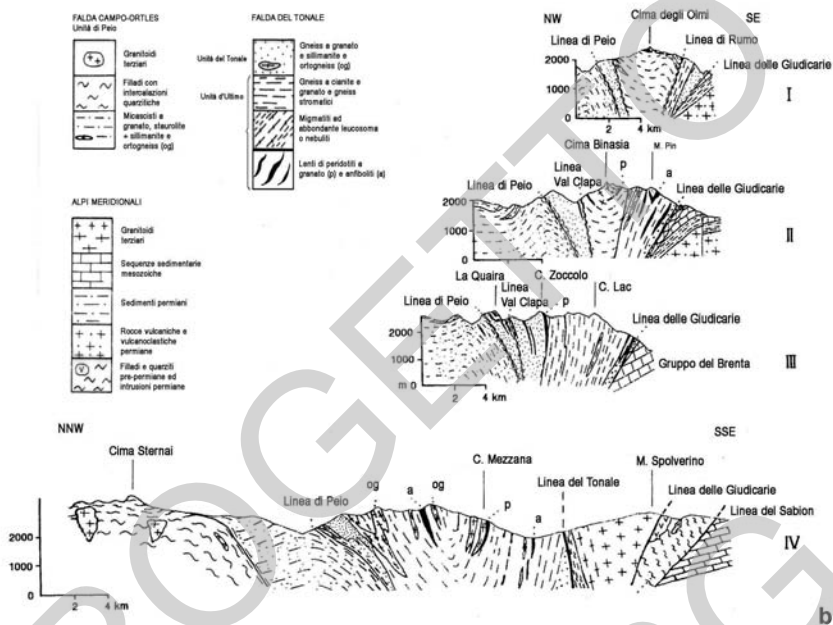


Abb. 5 - b) Geologische Profile durch die Tonalite-Decke (MARTIN *et alii*, 1998a). Siehe Abbildung 5a.

dem präalpidischen Eklogit-Ereignis in einen Akkretionskeil eingeschuppt wurden.

Die nordöstliche Ulten-Einheit tritt nördlich der Rumo-Linie, auf der linken Seite des *Bresimo*-Tals, auf der rechten Seite des Klapfbergerts/*Val di Clapa*, im oberen *Lavazzè*-Tal sowie auf der rechten Seite des Ultentals auf. Sie besteht aus Kyanit-Granat-führenden Gneisen, gebänderten Migmatiten, Leukosom-reichen Migmatiten und Restiten ("Granatgranulit" und "Granatgneiss" nach HAMMER, 1902; *gneiss kinzigitici* und *kinzigiti* nach ANDREATTA, 1932, 1935; BERGER, 1989; HAUZENBERGER *et alii*, 1993; HÖLLER, 1993; HÖLLER & HAUZENBERGER, 1992; HÖLLER & HOINKES, 1993; HOINKES & THÖNI, 1993; MARTIN *et alii*, 1994; HAUZENBERGER *et alii*, 1996), Granat-führenden Amphiboliten, Granat-Spinell-führenden Peridotiten (BRENNEIS, 1971; ROST & BRENNEIS, 1978; GEBAUER & GRUNENFERLD, 1979; MORTEN & OBATA, 1984; OBATA & MORTEN, 1987; NTAFLLOS & RICHTER, 1992; NTAFLLOS & THONI, 1994; NIMIS & MORTEN, 2000; GODARD & MARTIN, 2000; RAMPONE & MORTEN 2001; TUMIATI *et alii*, 2003;), Metagranitoiden und Disthen-führenden, thronhjemitischen Leukosomen (DEL MORO *et alii*, 1999 und GODARD *et alii*, 1996, MARTIN *et alii*, 1998a).

Eklogitische Relikte wurden von BONANI (1994), BENCIOLINI & POLI (1993), HAUZENBERGER *et alii* (1996), DEL MORO *et alii* (1999), GODARD *et alii* (1996) im Talschluss des Kirchbaches (Samerbergalm) und des Schwarzenbaches (Einertal)

beschrieben. Studien an jüngst entdeckten metasomatischen Hochdruckmineralien, wie dem La-Dissakisit (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2005), an Skapolith (LAURENZI *et alii*, 2002) sowie an andesitischen Gängen, welche die gebänderten Migmatite im Lavazzè-Tal und im Ultental durchschlagen, sind noch im Laufen. Die Peridotite treten in Zehnermeter (Seefeldalm, Auerbergtal) bis Meter großen, linsenförmigen Körpern entlang eines durchgehenden Horizontes an der Grenze zwischen den Kyanit-Granat-führenden, lokal blastomylonitischen und stromatischen Gneisen und den überlagernden, nebulitischen Migmatiten auf. Die Peridotite sind kaum bis stark deformiert (Tektonite) und serpentiniert. Die metergroßen Körper sind meist feinkörnig und bestehen vorwiegend aus Duniten und Harzburgiten. Die größten Körper weisen eine variable Zusammensetzung auf und zeigen lokale Bänder mit unterschiedlich ausgeprägtem Klinopyroxen- bzw. Granat-Gehalt, die parallel zur Foliation der Peridotite verlaufen. Es wurden auch Dezimeter mächtige Adern aus pyroxenreichen Websteriten (z.B. Seefeldalm), Granat-führende Pyroxenite (Bresimo-Tal und Klappbergtal; HERZBERG *et alii*, 1977; TUMIATI *et alii*, 2003) sowie eingeschuppte, Spinell-führende Pyroxenite (Mandelspitz/Monte Ometto; ROST & BRENNIS, 1978; MORTEN & OBATA, 1983; OBATA & MORTEN, 1987; SUSINI & MARTIN, 1996) beschrieben. Die Kontakte zwischen den Peridotiten und den Umgebungsgesteinen sind selten aufgeschlossen oder werden von Adern aus Leukosom und/oder von spröden Scherbahnen verdeckt.

Die Peridotite können auch grobkörnig ausgebildet sein, mit Zentimeter großen Granatporphyroklasten sowie Ortho- und Klinopyroxenporphyroklasten mit typischen *kink bands*, die häufig durch synkinematischen Granat hervorgehoben werden (OBATA & MORTEN, 1987). Die Orthopyroxenporphyroklasten zeigen charakteristische Entmischungslamellen von Granat und Amphibol, die parallel zur kristallographischen Ebene (100) orientiert sind. Der Klinopyroxen zeigt Entmischungen von Orthopyroxen, Amphibol, Granat und seltener Al-Spinell. Die Zusammensetzung der Pyroxene vor der Entmischung wurde mit verschiedenen Methoden ermittelt. Sie ist recht Al-reich und weist somit auf eine hohe Kristallisationstemperatur von ca. 1150-1450°C hin (AMTHAUER *et alii* 1971; MORTEN & OBATA, 1983; OBATA & MORTEN, 1987; GODARD *et alii*, 1996; NIMIS & MORTEN, 2000).

Die Peridotite zeigen unterschiedliche Elementverteilungen, variable Isotopenverhältnisse und einen unterschiedlichen Grad von metasomatischer Alteration. Darauf lassen die Anreicherung von LIL-Elementen (*large-ion lithophile elements*) und leichten seltenen Erden (LREE, *light rare-earth elements*) schließen (BONDI *et alii*, 1992; GODARD *et alii*, 1996; RAMPONE & MORTEN, 2001). Letzthin wurden in den Peridotiten am Hochwart (*Vedetta Alta*) Granatporphyroblasten mit hohen Gehalten an LREE und LILE entdeckt (TUMIATI *et alii*, 2003).

1.1.2. - Tonale-Einheit

Die Tonale-Einheit hat nur eine geringe Ausdehnung im Blatt "Rabbi". Sie ist am linken Hang des Klapfbergerts/*Val di Clapa*, dem Osthang des Rabbitals zwischen *Cima Zoccolo* und *Cima Tuatti* sowie im oberen *Bresimo*-Tal aufgeschlossen. Sie besteht aus hochgradigen Paragneisen mit Einschaltungen von Orthogneisen, Meta-Apliten und Meta-Pegmatiten, Marmoren, Kalksilikat-Felsen, Quarziten, Amphiboliten und Epidositen sowie serpentinierten Peridotiten (*Cima Zoccolo*).

Das Hauptgestein ist ein grobkörniger, hochgradiger Paragneis mit Plagioklas, Kalifeldspat, Granat und prismatischem Sillimanit (Tonaleschiefer nach SALOMON, 1901). Lokal zeigt der Gneis eine Migmatitisierung bzw. eine retrograde Umwandlung in Zweiglimmergneis mit fibrolithischem Sillimanit (MARTIN *et alii*, 1998a). Lithologisch und faziell zeigt diese Einheit eine große Ähnlichkeit mit dem Basement der *Scaglia del Passo dei Pastori*, welches aus Granat-Sillimanit-führenden Schiefen, Marmoren und Amphiboliten besteht (BONSIGNORE *et alii*, 1969).

Die Tonale-Einheit zeigt eine mehrphasige Deformationsgeschichte mit mindestens zwei präalpidischen amphibolithfaziellen Deformationsereignissen.

Der Gneiskomplex der Tonale-Einheit ist ziemlich monoton ausgebildet. Nur am Tonalepass, im westlichen Verbreitungsgebiet der Einheit, treten weite, Hundertermeter große, isoklinale Falten auf, welche die Bergrücken von *Punta Albiolo*, *Cima Redival*, *Cima Forzellina* und *Cima Boai* bilden. Darin finden sich Serpentinite mit kleinen Gängen, mafische Felse und gebänderte, unreine Marmore mit lokalen Pyrit- und Magnetitvererzungen (ANDREATTA, 1954; MENDUM, 1976; RONCHI, 1987; MARTIN *et alii*, 1991; MARTIN & PROSSER, 1993; MARCATO, 1995). Im Bereich des Blattes "Rabbi" treten diese Gesteinstypen nur am südwestlichen Hang der *Cima Zoccolo* auf, während mylonitische Marmore im oberen *Bresimo*-Tal aufgeschlossen sind. Die regionale Schieferung wird der variszischen Gebirgsbildung zugeschrieben. Dafür sprechen Rb/Sr-Abkühlalter von Hellglimmern in geschiefereten Metapegmatiten, welche in die Gneise des westlichen Sektors eingelagert sind (GRAUERT & SOPTRAJANOVA, 1972; THÖNI, 1981).

1.2. - ORTLER-CAMPO-DECKE

Die Ortler-Campo-Decke baut einen Großteil des Bergmassivs Ortler-Königspitze-M. Cevedale (Abb. 6) auf. In den vorliegenden Erläuterungen und in der Legende des Blattes "Rabbi" ist die Ortler-Campo-Decke nicht mit der "Ortler-Decke" *Auct.* zu verwechseln, welche die mesozoische Sedimentabfolge in der Ortlergruppe bezeichnet, aber den Engadiner Dolomiten angehört (KAPPELER, 1938; POZZI & GIORGELLI, 1959; POZZI, 1965; PAREA, 1960; DÖSSEGGER *et alii*, 1976, 1982; FÜRRE, 1985). Die Ortler-Decke *Auct.* besteht überwiegend aus Hauptdolomit und Karbonatabfolgen jurassisch-kretazischen Alters (KAPPELER,

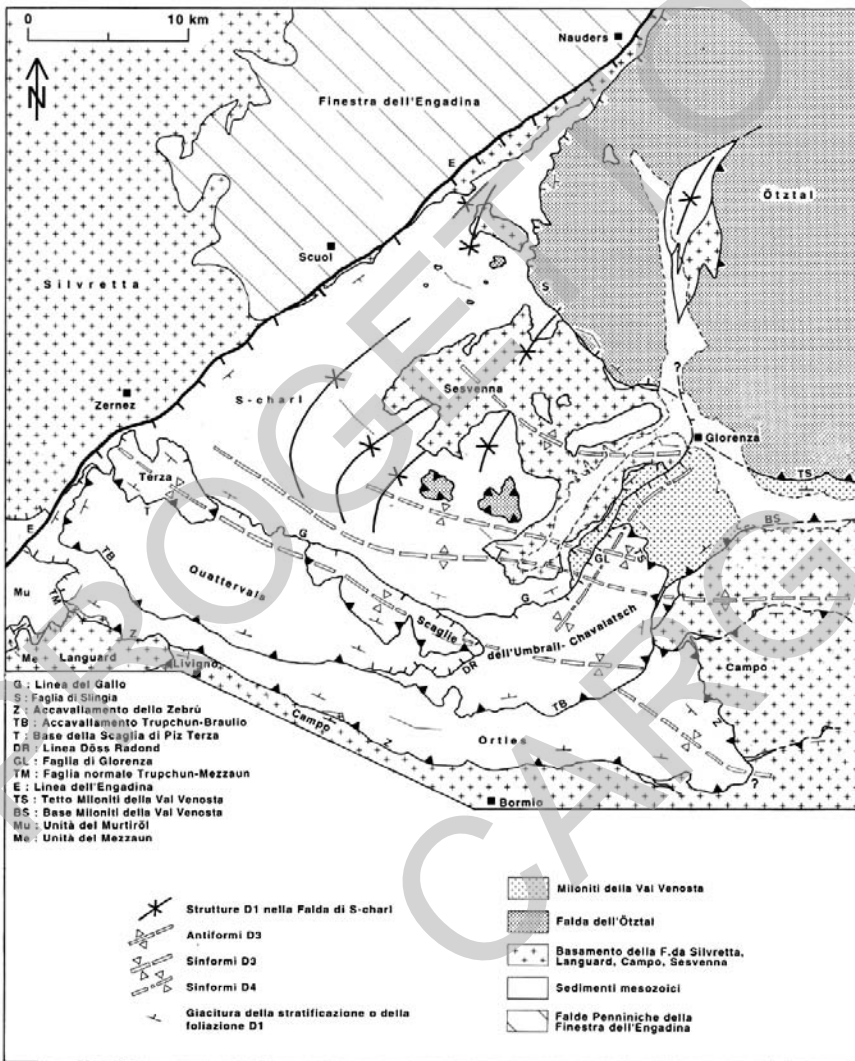


Abb. 6 - Tektonische Karte der Ortler-Campo-Decke (FROITZHEIM *et alii*, 1994).

1938; GELATI, & ALLASINAZ, 1964; GELATI, 1966; CARON *et alii*, 1982).

Die im Blatt "Rabbi" beschriebene Ortler-Campo-Decke besteht ausschließlich aus mittel- und niedriggradigen Grundgebirgseinheiten (Mesozone und Epizone nach ANDREATTA), mit zahlreichen Einschaltungen von Quarziten, Orthogneisen, Amphiboliten und Marmoren, die im Liegenden der Ortler-Decke *Auct.* im Bereich zwischen dem Vinschgau und dem *Val di Sole* aufgeschlossen sind. STAUB

(1924) stellte dieses Grundgebirge in das Mittelostalpin aufgrund geometrischer, lithologischer und metamorpher Ähnlichkeit mit dem mittel- bis niedriggradigen Grundgebirge ohne sedimentäre Bedeckung, welches im Bereich der *Cima Campo* bis zur Gallo-Linie auftritt und auch als Sesvennakristallin bekannt ist.

Diese Decke wird im angrenzenden Blatt 042 "Malè" als Ortler-Decke bezeichnet und dem Oberostalpin zugeordnet (DAL PIAZ *et alii*, 2007).

Entlang der Zebra-Linie ("Zebra Bruchlinie", HAMMER, 1908), die den Kontakt zwischen den Sedimentabfolgen des Ortlers und dem Basement bildet, treten Dolomitschuppen, Brekzien und Gipse vermutlich karnischen Alters, (Raibl, oberes Zebrautal), Sandsteine und Vulkanite wahrscheinlich permo-skythischen Alters (BERRA & JADOUL, 1999) sowie helle Gneise und Phyllite (TOLLMANN, 1987, CONTI, 1997) auf, welche von den ersten Autoren *Scaglia di base* ("Basischuppe") genannt wurden (SCHLAGINTWEIT, 1908; HAMMER, 1902, 1908a, 1908b; KAPPELER, 1938; HESS, 1953; POZZI, 1965; MARTINA, 1960).

Die sedimentäre Abfolge des Ortlers, bzw. die Ortler-Decke *Auct.* wurde im Osten von der Umbrail-Decke (Umbrail-Chavallatsch Schuppenzone, SCHMID, 1973), im Westen von der Quattervals-Decke und der Piz-Terza-Schuppe (CONTI, 1997) überschoben. Die Umbrail-Decke besteht aus Grundgebirgsschuppen, die mit norischen und karnischen Sedimenten wechseln, die Quattervals-Decke aus norischen Karbonatabfolgen (BERRA & JADOUL, 1999).

Die Ortler-Campo-Decke wird als Fragment der Adriatischen (Afrikanischen) Kruste angesehen, welches aus verschiedenen Einheiten von mittel- und niedriggradig metamorphem Basement sowie abgeschürften und übereinander gestapelten Schuppen von permo-mesozoischen Sedimenten aufgebaut wird (DAL PIAZ G.B., 1936, 1942; HAMMER, 1908b, 1938; POZZI, 1965; MARTIN, 1978; ARGENTON *et alii*, 1980).

TRÜMPY & HACCARD (1969), TRÜMPY (1980), FROITZHEIM (1988) und SCHMID & HAAS (1989) bezeichneten ganz allgemein mit "Zentralostalpin" sämtliche Grundgebirgsdecken und Sedimentdecken westlich der Hohen Tauern, einschließlich Ötztal, Campo, Languard, Tonale, Silvretta, Ortler, Quattervals, S-charl und Sesvenna.

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" werden der Ortler-Campo-Decke vom Hangenden ins Liegende folgende tektono-metamorphe Einheiten zugeordnet:

- die "Zebra-Schuppenzone";
- die Peio-Einheit, einschließlich eines mächtigen Streifens im obersten Abschnitt aus retrograden Schieferen mit deutlicher alpidischer Überprägung in Grünschieferfazies, die als "Phyllonite" bekannt sind (ANDREATTA, 1951, 1953, 1954);
- die Laaser-Einheit.

Es handelt sich um Grundgebirgseinheiten ohne mesozoische Sedimentbedeckung.

Allerdings könnten einige geringmächtige Schuppen von Quarzit- und Karbonatgesteinen, die nördlich der Kachelstubscheid (*Cima Stanga*) entlang der Peio-Linie aufgeschlossen sind (ANDREATA, 1948a), als Reste einer Sedimentbedeckung der Peio-Einheit angesehen werden. Die Rauhacken und Gipse entlang der Madritsch-Linie stammen sehr wahrscheinlich von der Basis der Sedimentabfolge der Ortler-Decke und wurden tektonisch in die Störungszone eingeschuppt.

1.2.1. - Zebra-Schuppenzone

Die "Zebra-Schuppenzone" tritt nur im nordwestlichen Bereich des Kartenblattes, im oberen Plimatal, im Madritschtal und auf der rechten Seite des Pederaltals (linke Seitentäler des Martelltals) auf. Sie ist im Hangenden der Peio-Einheit und an der Basis der Sedimentabfolge der Ortler-Decke *Auct.* - die im westlich angrenzenden Suldental verbreitet auftritt - aufgeschlossen. Die Zebra-Schuppenzone besteht im Wesentlichen aus Quarzphylliten mit Dezimeter bis Meter mächtigen Bändern von Chloritschiefern, dünnen Marmoren sowie prävariszischen Granitoiden. Die Gesteine zeigen eine variszische Grünschiefermetamorphose, welche alpidisch grünschieferfaziell überprägt wurde (ARGENTON *et alii*, 1980; MAIR & PURTSCHELLER, 1996; AA.VV., 2002). Im Gegensatz zur Peio- und Laaser-Einheit, wo diese verbreitet auftreten, fehlen hier permische Pegmatitintrusionen und -gänge (**OGM_a**, **OGM_b**).

Die Zebra-Schuppenzone wird von zwei alpidischen Überschiebungsbahnen begrenzt, die am Westufer des Zufrittsees konvergieren: an der Basis von der Madritsch-Linie und am Top von der Zebra-Linie. Die Zebra-Linie ist durch das Auftreten von Myloniten und Kataklasiten gekennzeichnet, die Madritsch-Linie hingegen durch Schuppen von Serpentiniten, Gipsen und Rauhacken (HAMMER 1908b; MARTIN & PROSSER, 1993). Die in der Störungszone auftretenden Serpentinitschuppen sind möglicherweise den ophiolitischen Einheiten des Engadin zuzuordnen, welche als Fragmente des Nordpenninischen Ozeans zu betrachten sind und von FROITHZEIM (1988) beschrieben wurden.

1.2.2. - Peio-Einheit

Die Peio-Einheit erstreckt sich von der Peio-Linie im Südosten bis zur rechten Talflanke des Vinschgaus. Sie ist im Peio- und Rabbital, im *Val de la Mare*, Val Venezia, Ulten- und Martelltal aufgeschlossen. Die nördliche Grenze wird von einer breiten mylonitischen Scherzone – der Laaser Linie zwischen dem oberen Laasertal und dem unteren Martelltal - im Bereich der Blattgrenze gebildet. Die Peio-Einheit ist im Bereich der Cevedale-Gruppe (Fürkelescharte, Köllkuppe, Veneziaspitze und Hinterer Rotspitz), entlang des Kammes Sallentspitz - Zufrittspitz - Tuferspitz, am Kamm Hasenöhrl - Hochwart (Martelltal), der linken Talseite und im Talgrund

des Ultentales, im Bereich der Hinteren Eggenspitze, entlang des Kammes Metallspitz - Gleck sowie am rechten Hang des oberen Rabbitals aufgeschlossen.

Die Peio-Einheit besteht vorwiegend aus amphibolitfaziellen Metamorphiten variszischen Alters mit einer alpidischen, grünschieferfaziellen Überprägung. Es handelt sich um einen homogenen Komplex aus quarzreichen Paragneisen und Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Amphiboliten, reichlich Orthogneisen, mehr oder weniger feldspatreichen Quarziten und seltener Marmoren (Martelltal).

Diese Einheit wurde von HAMMER (1908b) als "Peioschiefer" und von ANDREATTA (1951a) als "*basamento di mesozona*" bezeichnet.

Sie wird von prävariszischen Granitoiden, wie z.B. den granodioritischen Gneisen des Hohen Angelus und der *Cima Verdignana* (die in den angrenzenden Bereichen des Blattes "Rabbi" beschrieben sind), von spätvariszischen permischen Granitoiden, wie den Orthogneisen von Martell (**OGM**) und dem Arzkarsee (**OGQ**), sowie von tertiären Granitoiden, z.B. den Quarzdioriten bei *Tof di Malè* und im Bereich des Grünsees, als auch von zahlreichen andesitischen Gängen intrudiert.

Der oberste Teil der Peio-Einheit ist durch das verbreitete Auftreten von Gesteinen mit ausgeprägter alpidisch retrograder Metamorphose gekennzeichnet (als retrograde Glimmerschiefer OME ausgehalten). Diese Gesteine wurden von ANDREATTA als Phyllonitschiefer der Meso-Epizone beschrieben. Sie treten am Kamm zwischen dem Ulten- und dem Martelltal, sowie im Talschluss des Rabbitals, des Peio- und des Ultentales auf.

Im Pedertal (oberes Martelltal) treten Staurolith-führende Glimmerschiefer mit mächtigen Einlagerungen von Granat-führenden Amphiboliten auf (CANALE, 1987). Am orographisch rechten Hang des Martelltals wurden Kalksilikat-führende Marmore im Nahbereich der Marteller Intrusion (Flimsee) beschrieben.

1.2.3. - Laaser-Einheit

Die Laaser-Einheit tritt im nördlichen Sektor des Kartenblattes, im Laasertal und im unteren Martelltal auf. Sie bildet die tiefste Einheit der Ortler-Campo-Decke. Die Südgrenze ist durch die Laaser Linie gegeben, die Nordgrenze wird von den quartären Ablagerungen des Vinschgaus bedeckt.

Die Laaser-Einheit besteht aus Zentimeter bis Zehnermeter mächtigen Wechsellagerungen von Staurolith-führenden Gneisen bzw. Glimmerschiefern ("*micasisti di Lasa*"; SANDER & HAMMER, 1926), Granat- und/oder Plagioklas-führenden Amphiboliten und Marmoren, die schon von GREGNANIN & PICCIRILLO (1969) und von BAGGIO *et alii* (1971) in den Erläuterungen des Blattes "Meran" (*Merano*) beschrieben wurden.

Diese Einheit ist durch eine variszische amphibolitfazielle Metamorphose mit einer dominierenden grünschieferfaziellen Überprägung alpidischen Alters gekennzeichnet.

Der größte Teil der Laaser-Einheit weist eine starke Verformung mit der Bildung von ausgedehnten mylonitischen Bereichen sowie einer stark ausgeprägten alpidischen Rekristallisation auf.

2. - PERMISCHER MAGMATISMUS

Das Basement des Blattes "Rabbi" weist sowohl prävariszische als auch spätvariszische (Karbon-Perm und Trias) magmatische Phasen auf. Davon zeugen große Intrusivkörper, wie die Orthogneise der *Cima Verdignana* und des Hohen Angelus in der Ortler-Campo-Decke, der Orthogneis von *Cima Binasia* und Kirchbergtal (*Valle di Montechiesa*) in der Tonale-Decke und zahlreiche konkordant eingeschaltete Orthogneisbänder. Die präalpidische magmatische Geschichte endet in der Trias mit dem Eindringen von hydrothermalen Lösungen entlang von Störungszonen, welche lokal metasomatische Prozesse verursachten.

Einige Orthogneise wurden nicht datiert, ihr Intrusionsalter wurde durch Vergleich mit datierten ähnlichen Plutonen bestimmt.

Kleinere, prävariszische, granodioritische bis granitische Intrusiva treten im Kristallin der Tonale-Decke im Bereich *Cima Binasia* im oberen Nonstal (*Val di Non*) auf. Das Alter ihrer Platznahme wurde an Einzelzirkonen ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) ermittelt und wird mit ca. 470 Ma angegeben. Die metamorphe Überprägung ist mit 365 Ma datiert (HAUZENBERGER *et alii*, 1996).

Im Basement der Ortler-Campo-Decke stecken die granodioritischen Orthogneise des *Cima Verdignana*-Komplexes (*Val de la Mare*), die von DEL MORO (in FERRETTI-TORRICELLI, 1987) ins Ordovizium datiert wurden, sowie der quarzdioritische Orthogneis-Komplex des Hohen Angelus (zwischen dem Martell-, Laaser- und dem Suldental im Blatt "Bormio" aufgeschlossen). Wie der magmatische Komplex der *Cima Verdignana* und *Cima Vallon* wird er als prävariszisch eingestuft (OMI_g, Tafel "Peio" 1:25.000; MARTIN *et alii*, 2006). Die Datierungen der Orthogneise der *Cima Verdignana* von DEL MORO (unveröffentlichte Daten) ergaben ein Metamorphosealter von 315 ± 5 Ma (Rb/Sr Gesamtgestein und Hellglimmer). Zahlreiche granodioritische, tonalitische und granitische Gänge, die vermutlich dem *Cima Verdignana*-Pluton zuzuordnen sind, sind in das Basement der Ortler-Campo-Decke eingelagert.

Intrusionen und Gänge von trondhjemitischer und granitischer Zusammensetzung durchschlugen die variszischen Strukturen der Tonale-Decke im oberen Nonstal (Ulten-Einheit). Die Intrusionen wurden auf ca. 330 Ma datiert (Sm/Nd; DEL MORO *et alii*, 1999). Die Datierungen an Hellglimmern der Trondhjemite im Bereich des Mandlspitz (*Monte Ometto*) ergaben karbonische Abkühlalter von 302 ± 3 Ma (PENZO, 1996).

Quarzreiche granitische Orthogneise treten in der Tonale-Einheit im Kirchbergtal (*Val Montechiesa*) und in der südwestlichen Ulten-Einheit im Rabbi- und

Bresimo-Tal auf. Ihr Intrusionsalter ist nicht bekannt. Sie könnten mit den Trondhjemiten des angrenzenden Ulten-Basements oder mit den permischen Pegmatiten im Tonale-Basement (GRAUERT & SOPTRAJANOVA, 1972) in Verbindung gebracht werden.

Ein großer granitischer Orthogneiskörper von mehreren km² Ausdehnung ist im Mittelteil des Martelltals (Peio-Einheit, Ortler-Campo-Decke) aufgeschlossen. Er prägt diesen Talabschnitt mit steilen Felswänden und Gräben. Das Ganggefüge aus kleineren Intrusivkörpern, granitischen Gängen und Pegmatiten, welches in die Glimmerschiefer (Peio-Einheit) intrudierte, führte örtlich zur Ausbildung von kontaktmetamorphen Paragenesen mit Granat, Sillimanit und Cordierit. Der so genannte "Marteller Granit" wurde erstmals von HAMMER (1906) beschrieben. Datierungen ergaben Alter von 274 ± 3 Ma (Ar/Ar an Muskovit, BOCKEMÜHL, 1988) bzw. 276 ± 3 Ma (Sm/Nd an Granat, MAIR & SCHUSTER, 2003). Der im Ultental nahe dem Arzkarsee (*Lago Quaira*) aufgeschlossene mehrere Hundertmeter große Granodioritkörper wurde dem Unterperm zugeordnet (Datierung durch P. Tropper, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, im Rahmen des CARG-Projektes, Blatt „Rabbi“).

Die permischen Intrusionen können einem komplexen magmatischen Zyklus zugeordnet werden, dem auch die südalpinen Intrusionen des Ifinger (*Ivigna*), Kreuzberg (*Monte Croce*) und Brixen (*Bressanone*), die Etschtaler Vulkanit-Gruppe sowie die permo-triassische magmatische Aktivität in den Trentiner Dolomiten angehören. Einige ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Datierungen an Skapolith aus trondhjemitischen Leukosomen aus dem oberen Nonstal ergaben Alter zwischen $251,6 \pm 4,3$ und $253,1 \pm 3,3$ Ma und belegen eine triassische hydrothermale Aktivität in diesem Bereich.

3. - SPÄTALPIDISCHER MAGMATISMUS

Der alpidische Magmatismus umfasst alle Intrusionen basischer und intermediärer Zusammensetzung, welche den alpinen Deckenstapel - einschließlich der ostalpinen Decken Tonale und Ortler-Campo - als auch das Basement und die meso-känozoischen Bedeckungen des Südalpins durchschlagen. Es handelt sich um syn- bis postkollisionale Intrusionsereignisse tertiären Alters. Die Intrusionen im Bereich des ostalpinen Deckenstapels und entlang der Periadriatischen Naht sind als postkollisional einzustufen.

Die ersten Untersuchungen zum alpidischen Magmatismus sind vor rund 200 Jahren von österreichischen Kartographen durchgeführt worden.

Gegen Ende des neunzehnten Jahrhunderts beobachtete JULIUS PAYER (1872), dass die porphyrischen Gänge im oberen Suldental sämtliche geologischen Strukturen des Ortlermassivs durchschlagen und folgerte daraus, dass es sich um die jüngsten Gesteine des Gebietes handeln musste. Im Jahre 1879 unterschieden STACHE & JOHN im selben Gebiet anhand der chemischen Zusammensetzung zwei Arten von

Gängen: die "Suldenite" und die "Ortlerite" (die ersten andesitisch, die zweiten basaltisch). Zahlreiche weitere Gänge und kleine Intrusionen (Apophysen) wurden von ANDREATTA (1951) im Cevedalemassiv kartiert. Verschiedene petrographische, mineralogische und geochemische Studien wurden von HAMMER (1903, 1908), KLEBELSBERG (1935), MINGUZZI (1940), ANDREATTA (1942, 1953, 1954), TOMASI (1950), GATTO *et alii* (1976), BECCALUVA *et alii* (1979, 1983), DAL PIAZ & MARTIN (1980), VENTURELLI *et alii* (1984), DAL PIAZ *et alii* (1988), PURTSCHELLER & MOGESSIE (1988) und MAIR (1991, 1995, 1998, 2002) durchgeführt.

Anhand dieser Untersuchungen wurden die alpidischen Intrusionen dem "Periadriatischen Magmatischen System" im Sinne von SALOMON (1897) zugeordnet, welches die Bergeller Intrusion, den Adamello-Batholith sowie weitere Körper entlang der Periadriatischen Linie umfasst (EXNER, 1976; DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; LAUBSCHER, 1985; DAL PIAZ *et alii*, 1988; BIGI *et alii*, 1990; ALTHERR *et alii*, 1995). Diese Plutone zeigen ein oligozänes Alter (32-30 Ma) und kalkalkalische Affinität. Diese wird auf eine Kombination von partieller Aufschmelzung von Mantelperidotiten, die durch Fluide aus alpidischen bzw. älteren Subduktionszonen alteriert worden waren, und Kontamination durch assimilierte Kruste zurückgeführt (DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; VENTURELLI *et alii*, 1984; DAL PIAZ *et alii*, 1988; BIGI *et alii*, 1990; VON BLANCKENBURG & DAVIES, 1995).

Aufstieg und Platznahme der postkollisionalen oligozänen Schmelzen wurde durch Extensionstektonik in der Oberplatte als Folge der Ablösung der alpidischen Subduktionszunge (*slab*) und durch den Aufstieg der Asthenosphäre ermöglicht (DAL PIAZ & GOSSO, 1994; VON BLANCKENBURG & DAVIES, 1995). Die kalkalkalischen, teilweise K-reichen Schmelzen (wie z.B. die Quarzdiorite im Ultental, DAL PIAZ *et alii*, 1988) differenzierten sich in Magmenkammern in der oberen Kruste in einer Tiefe von etwa 25 Km, wo sie unterschiedlich stark ausgeprägten Prozessen von fraktionierter Kristallisation und Krustenkontamination ausgesetzt waren (ULMER *et alii*, 1985; ULMER, 1986; KAGAMI *et alii*, 1991; BLUNDY & SPARKS, 1992; MAIR 1998, 2002).

Die größten Intrusionskörper der Ortler-Campo-Decke (im Blatt "Rabbi" und im angrenzenden Blatt "Bormio") sind die Intrusion von *Tof di Malè* im *Val de la Mare*, der Grünsee-Pluton (*Lago Verde*) im Ultental, die Soyalm-Intrusion (*Alpe di Soy*) im Martelltal und der Königspitz-Pluton (*Gran Zebrù, Passo della Bottiglia*) im oberen Suldental (*Val Solda*) (Abb. 7). Die Intrusionstiefe wurde mittels thermobarometrischer Berechnungen an den Intrusivgesteinen und den kontaktmetamorphen Randgesteinen bestimmt. Für den Königspitz-Pluton wurde eine Intrusionstiefe von 6-7 Km bei einer Temperatur von ca. 760°C (MAIR 1998, 2002) ermittelt, für den Grünsee-Pluton eine Intrusionstiefe von 4,5 Km und Temperaturen von 650-700°C (SCHWIENBACHER *et alii*, 2007; SCHWIENBACHER, 2008). Aus diesen Daten lässt sich ableiten, dass etwa 4-7 Km Krustenmaterial in rund 30 Ma exhumiert und abgetragen wurde.

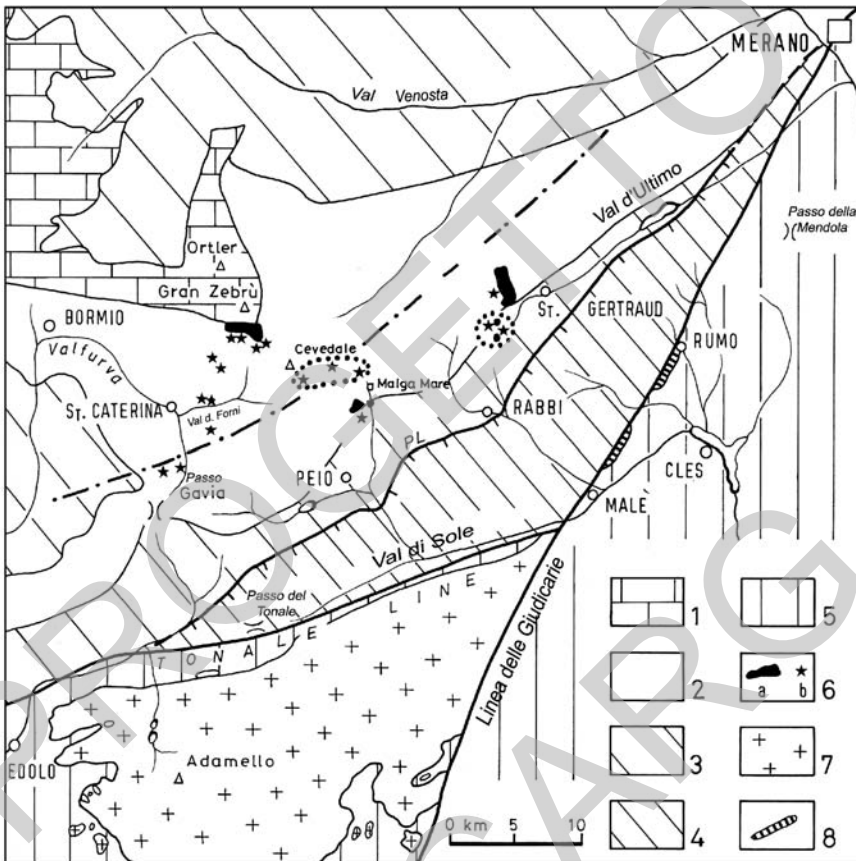


Abb. 7 - Schematische Karte des ostalpinen Grundgebirges im westlichen Trentino zwischen Edolo und Meran sowie der tertiären Magmatite (DAL PIAZ et alii, 1988). 1) Sedimentabfolgen der Ortler-Decke Auct. 2) Retrograd überprägte Phyllite und Glimmerschiefer der Meso-Epizone nach ANDRE-ATTA (1954). 3) Glimmerschiefer und Paragneise der Ortler-Campo-Decke. 4) Paragneise und andere Gesteine der Tonale-Decke. 5) Grundgebirge und Sedimentabfolgen des Südalpin. 6) Tertiäre Plutone (a) und Gänge (b). 7) Adamello-Batholith. 8) Tonalit-Schuppen von Rumo und Samoclevo entlang der Nördlichen Judikarien-Linie.

Zahlreiche porphyrische Gänge wurden im Bereich der Hinteren Eggen- spitze (*Cima Sternai*), im oberen Rabbital sowie im Gebiet Schwärzerjoch - Gleck (*Giogo Nero - Collecchio*) im hinteren Ultental beschrieben (RIELLO, 1982). Einige aplitische Gänge wurden am linken Hang des Ultentales nahe Alplaneralm (WERLING, 1992; VIOLA, 2000) und im Martelltal (PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988) kartiert. Die meisten Gänge in der Ortler-Campo-Decke streichen ENE-WSW, parallel zur regionalen Schieferung. Einige streichen NNE-SSW,

wenige NNW-SSE (Lamprophyr am Schwärzerjoch); letztere intrudierten in Klufsysteme, welche steil zu den regionalen Faltenachsen stehen.

Im Bereich der Tonale-Decke (Blatt "Rabbi") treten keine Intrusionen auf, es wurden aber einige Andesitgänge am Kamm der *Cima Binasia* im Lavazzè-Tal, am Rücken *Serra Spinal* im *Bresimo*- und im Ultental beschrieben. Diese weisen häufig Nebengesteinseinschlüsse auf: Gneise, Amphibolite, Metagabbros sowie Spinell \pm Granat-führende Peridotite (SUSINI & MARTIN, 1996). Da die Gänge nicht deformiert sind, stellen sie einen Zeitmarker ersten Ranges dar. Sie belegen, dass nach ihrer Platznahme keine duktile oder spröde Verformung im regionalen Maßstab stattgefunden hat und der strukturelle Großbau nicht verändert wurde.

4. - MESO-KÄNOZOISCHE SEDIMENTABFOLGE (SÜDALPIN)

Im südöstlichen Bereich des Blattes "Rabbi", im unteren *Bresimo*-Tal, sind südalpine Einheiten aufgeschlossen. Es handelt sich um triassische und oberkretazische bis eozäne (Val d'Agola-Formation) Sedimentabfolgen. Im *Bresimo*-Tal wurden diese Einheiten aufgrund ihrer begrenzten Verbreitung bzw. ihrer geringen Mächtigkeit nicht im Detail untersucht. Für nähere Informationen wird auf die Erläuterungen der Tafel "Fondo" im Maßstab 1:25.000 (AVANZINI *et alii*, 2002) verwiesen.

Die Mächtigkeit der mesozoischen Abfolgen im Gebiet zwischen dem Etschtal und den Judikarien ist im Allgemeinen geringer als in den Dolomiten. Die Ursache dafür liegt in der paleogeographischen Lage als Übergangszone zwischen dem lombardischen Raum und den westlichen Dolomiten (ITALIAN IGCP 20 GROUP, 1986).

Die Sedimentabfolge umfasst auch synorogene Flysch-Ablagerungen oberkretazischen bis eozänen Alters, die entlang des Paläorandes abgelagert wurden (CASTELLARIN & FERRARI, 1972; CASTELLARIN *et alii*, 1976; CASTELLARIN, 1977). Diese Sedimente treten verbreitet im Nonstal und im *Val Meledrio* auf (Blatt "Malè"; DAL PIAZ *et alii*, 2007).

Die meisten Arbeiten in diesem Bereich gibt es über die Judikarien-Linie, an welcher metamorphe ostalpine Einheiten auf die Sedimente des Südalpins aufgeschoben wurden (SANTINI & MARTIN, 1988).

5. - ALPIDISCHE TEKTONIK

Die im Bereich des Blattes "Rabbi" aufgeschlossenen ostalpinen Einheiten zeigen eine komplexe, mehrphasige Deformationsgeschichte, die ihren Anfang im Paläozoikum nahm. Der generelle Aufbau und die markantesten Deformationsstrukturen entstanden jedoch während der alpidischen Gebirgsbildung.

Daher wurde bei der Kartierung besonderes Augenmerk darauf verwandt.

Der tektonische Aufbau des Ostalpins wurde durch zwei aufeinander folgende Hauptdeformationsphasen in der Kreide (eoalpidisch) und im Tertiär (neopalpidisch) geprägt.

Der Bau des Ostalpins im Blatt "Rabbi" wird durch die Geometrie folgender Strukturen bestimmt: (i) Durch eoalpidische Überschiebungen und isoklinale Großfalten, welche die präalpidische Schieferung überprägen und verfallen. Die präalpidische Schieferung wurde im Peiotal und im *Val di Cedec* als S_2 definiert, da dort Relikte einer älteren Schieferung S_1 erhalten sind (ARGENTON *et alii*, 1980). Lokal ist eine Achsenebenen-Schieferung S_3 (= alpidische S) erkennbar, welche die präalpidische Schieferung S_2 nachzeichnet und durch die Bildung von Chloritoid, Serizit, Chorit, Albit und Granat charakterisiert ist. (ii) Durch neopalpidische, offene Falten mit NE-SW streichenden Achsen, welche die Schieferungen S_2 und S_3 verfallen. (iii) Durch den Verlauf der Nördlichen Judikarien-Linie, an welcher die ostalpine Tonale-Decke auf die südalpiner Sedimente aufgeschoben wird. (iv) Durch den Verlauf der alpidischen Störungen.

Die Hauptstörungen (Peio-, Rumo-, Schlinig-, Madritsch- und Zeburu-Linie) waren während der alpidischen Kollisionsphase als kompressive Störungen aktiv und wurden in der Folge während der Exhumation als Extensionsstörungen reaktiviert.

5.1. - EOALPIDISCHE DEFORMATION

Die eoalpidische Deformation umfasst alle Einengungs- und Dehnungsphasen, die zur Bildung des alpidischen Akkretionskeils aus den Basement- und Sedimenteinheiten des Adriatischen Plattenrandes und aus den ozeanischen Gesteinen geführt haben.

Die erste eoalpidische Phase (Oberkreide) ist durch W- bis WSW-vergente Überschiebungen im Ostalpin gekennzeichnet (SCHMID & HAAS, 1989). Dabei kam es zu einer Aufschiebung von tieferem Krustenmaterial (hochgradig metamorphes Basement der Tonale-Decke) auf mittel- bis niedriggradig metamorphe Krustenabschnitte (Mittel- bzw. Unterostalpin *Auct.*). Die Deformation verläuft progressiv von Ost nach West, mit Altern von 130-100 Ma im Ötztal Kristallin und Altern von 100-75 Ma im Bereich Graubünden (THÖNI, 1981). Ein Beleg für die westgerichtete Progression der Deformation ist die Aufschiebung des Unterostalpins (Err-Einheit) auf die Platta Decke vor etwa 100 Ma (THÖNI, 1986).

Zeitgleich wird im Vinschgau die sinistral transpressive Schlinig-Linie aktiviert (THÖNI & HOINKES, 1987). Die Sedimente der Ortler-Decke wurden im Zuge der westvergenten Überschiebungen in der Zeitspanne von 100 bis 80 Ma ("D1 Trupchun-Phase" nach FROITZHEIM *et alii* 1994) deformiert (Abb. 6).

Von Ost nach West steuerten die Überschiebungen die Ablagerung der ersten terrigenen Turbidite im ostalpinen (Gosau-Flysch) und südalpiner Raum (Val

d'Agola-Formation oder Insubrischer Flysch, Turonium-Maastrichtium; CASTELLARIN, 1976; Lombardischer Flysch, Obercenomanium-Campanium; BERNOULLI & WINKLER, 1990; Insubrischer Flysch, Oberkreide-Mitteleozän; CASTELLARIN, 1972).

Die zweite eoalpidische Phase ist durch eine Extension charakterisiert, die zur Ausbildung von E- und ESE-vergenten Abschiebungen führt, welche frühere Lineamente und Strukturen versetzen. Diese Extension wurde von FROITZHEIM *et alii* (1994) als "Ducan-Ela-Phase" bezeichnet. Die Peio-Linie (sinistral transtensive Störung) und die Rumo-Linie sind Beispiele dieser Dehnungstektonik, die von MÜLLER *et alii* (1997b) mittels Ar/Ar-Datierungen an Pseudotachyliten in die Kreide (70-80 Ma) und von MARTIN *et alii* (1991) und WERLING (1992) ins Eozän datiert wurde. Die Dehnungstektonik im Oberostalpin kann mit der Bildung des Kainacher Gosau-Flyschbeckens im Gebiet der Nördlichen Kalkalpen (Obersantonium-Maastrichtium) in Zusammenhang gebracht werden (NEUBAUER *et alii*, 1995).

Es ist bemerkenswert, dass das erste eoalpidische Deformationsereignis weit verbreitet auftrat und sowohl den Rand der adriatischen Platte, von dem die ostalpinen Decken stammen, als auch den wachsenden Akkretionskeil mit einbezog. Das zweite eoalpidische Ereignis beschränkte sich hingegen auf den Akkretionskeil, d.h. auf den Deckenstapel des wachsenden Orogens.

5.2. - NEOALPIDISCHE TEKTONIK

Die neoalpidische Tektonik führte im ostalpinen Deckenstapel zu folgenden Strukturen:

- (i) Bildung von nordvergenten Überschiebungen, wie z.B. die *Cima Grande*-Überschiebung am Nordrand der Tonale-Decke (ANDREATTA, 1948; MARTIN *et alii*, 1991; ZAMBOTTI, 1995) eozänen Alters (37 Ma; Ar/Ar-Datierung an Pseudotachyliten nahe der Überschiebungsfläche; MÜLLER *et alii*, 1997b).
- (ii) Die Bildung großer Faltenstrukturen mit etwa E-W-streichenden Achsen (Hundertermeter bis Kilometer Bereich) wie z.B. die Falten von Ortler-Königsspitze. Die Falten überprägen sowohl die kompressiven als auch die extensiven eoalpidischen Strukturen. Diese Phase wurde von FROITZHEIM *et alii* (1994) als "D3 Blaisun Phase" bezeichnet. Die Zebru- und die Laaser-Linie wurden in diesem kinematischen Rahmen aktiviert.
- (iii) Das Wiedereinsetzen von Dehnungstektonik im ostalpinen Basement mit der Intrusion von Magmenkörpern und Gängen im Unter- bzw. Mitteloligozän (MAIR, 1998).
- (iv) Zugleich kommt es zur Aktivierung von transpressiven, südvergenten Störungen oligozänen Alters im Bereich des südlichen Ostalpins. Beispiele sind die lokale Reaktivierung der Tonale-Linie (MÜLLER, 1998;

VIOLA, 2000) und der Nördlichen Judikarien-Linie (PROSSER, 1990). Diese N-S-gerichteten Verkürzungen werden in der Schweizer Literatur als "D4 Turba Phase" bezeichnet. Die Fortsetzung bzw. Reaktivierung dieser Verkürzung im Mittel- bis Obermiozän führte vor allem zu transpressiven sinistralen Bewegungen entlang der Nördlichen Judikarien-Linie (PROSSER, 1992; MARTIN *et alii*, 1993; MARTIN *et alii*, 1998b; FEL-LIN *et alii*, 2002). Auch andere Störungen im Hangenden des Judikarien-Systems wurden reaktiviert, was zur Ausbildung der südostvergente Struktur der Tonale-Decke führte.

Die eoalpidischen Faltenstrukturen und Überschiebungen, die Dehnungsstrukturen oberkretazisch-paläozänen Alters wie z.B. die Peio-Linie, der alttertiäre Faltenbau und die Zebra-Linie (MARTIN, 1978; CONTI *et alii*, 1994; MAIR, 1998) werden von oligozänen quarzdioritischen Intrusionen und Gängen mit basaltischem-andesitischem Chemismus durchschlagen (TOMASI, 1956; MINGUZZI, 1940; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992). Als Beispiele seien die Intrusionen und Gänge am Königsjoch, an der Cima Pale Rosse und an der Cima Miniera genannt (32-30 Ma; Rb/Sr-Datierungen an Biotit, DAL PIAZ *et alii*, 1988; MAIR, 1998).

Die wichtigsten tektonischen Linien präoligozänen Alters im Blattbereich sind die Peio-, die Rumo-, die Zebra-, die Madritsch- und die Laaser-Linie. Die Peio-Linie bildet den tektonischen Kontakt zwischen der Tonale- und der Ortler-Campo-Decke (THÖNI, 1981). Sie ist durch Mylonite und Pseudotachylite gekennzeichnet, welche die sinistral transtensive, duktilen und spröden Bewegungen in der Oberkreide belegen (MARTIN *et alii*, 1991; MÜLLER, 1998; VIOLA, 2000). Im Eozän wurde diese Störung als nordvergente Überschiebung reaktiviert (*Cima Grande*-Überschiebung). Die nachfolgenden Deformationsphasen zerlegten die Überschiebungsbahn in eine über 100 Meter mächtige Zone von Kataklastiten und Kakiriten (MARTIN *et alii*, 1991). Die Rumo-Linie ist eine duktile Überschiebungsbahn unterpaläozänen Alters. Die dextral transtensive Störung ist wahrscheinlich an die Bewegungen entlang der Peio-Linie gekoppelt (PROSSER, 1992; MÜLLER, 1998). Die Zebra- und die Madritsch-Linie entstanden in der Oberkreide durch duktile, transpressive Bewegungen mit WSW-gerichtetem Schub. Beide wurden im Eozän verfaltet und als nordvergente Überschiebungen reaktiviert. Auch die Laaser Linie zeigt eine kompressive, nordvergente Bewegung in der alpidischen Phase (das Alter wurde noch nicht genau bestimmt).

Die alpidische Deformation nach dem oligozänen Magmatismus ist im Süd-alpin gut dokumentiert. Es lassen sich drei Deformationsphasen unterscheiden, wobei sich die Richtung der stärksten Einengung mit der Zeit ändert und zwar von NW im Oberoligozän-Untermiozän über NNW im mittleren Miozän nach WNW im Obermiozän (CASTELLARIN *et alii*, 1992; CASTELLARIN & CANTELLI, 2000; CASTELLARIN *et alii*, 2005).

Im Gebiet des Kartenblattes "Rabbi" konnte die postoligozäne Deformation an der Nördlichen Judikarien-Linie nachgewiesen werden. An dieser Linie konzentrierte sich im Neogen die Kompression zwischen dem Süd- und dem Ostalpin (RATSCHBACHER *et alii*, 1991; CASTELLARIN *et alii*, 1992; MARTIN *et alii*, 1996; PROSSER, 1998). Die Nördliche Judikarien-Linie war vor dem Oligozän als dextrale Blattverschiebung aktiv (PROSSER, 1998, 2000), im Mittelmiozän als sinistral transpressive Störung (LAUBSCHER, 1988; PROSSER, 1990; 1998, 2000; RATSCHBACHER *et alii*, 1991) und schließlich im Obermiozän als eine ESE-vergente Überschiebung, die senkrecht zur Haupteinengungsrichtung steht (CASTELLARIN *et alii*, 1992).

IV - STRATIGRAPHIE

1. - OSTALPIN

1.1. - TONALE-DECKE

Die Tonale-Decke ("Tonale-Zone"/*Zona del Tonale Auct.*) ist im südlichsten Bereich des Kartenblattes aufgeschlossen und wird von der Tonale-Linie im Süden (außerhalb des Blattes), der Peio-Linie im Norden sowie der Nördlichen Judikarien-Linie im Osten begrenzt. Sie ist die oberste Decke im ostalpinen Deckenstapel westlich von Meran. Die Ulten-Einheit wiederum ist die strukturell höchste tektono-metamorphe Einheit der Tonale-Decke, mit einer alpidischen Überprägung, die nur entlang von Scherzonen erkennbar ist.

1.1.1. - *Ulten-Einheit*

Die Ulten-Einheit ist im *Lavazzè-Tal*, im Talschluss des *Bresimo-Tals*, am rechten Hang des Kirchbergtals (*Val Montechiesa*), im Auerbergtal (*Val Monte d'Ora*) und im Einertal (*Val Nera*) bis zum Talboden des Ultentals aufgeschlossen. Sie besteht vorwiegend aus fein- bis mittelkörnigen, lokal mylonitischen, Gneisen (TUG). Darin finden sich Einschaltungen von Amphibolitlinsen mit reliktschen Eklogiten (TUA), Orthogneisen (TUG_b) und serpentinierten Peridotiten (TUD). In einem Streifen kommen Glimmerschiefer und Zweiglimmergneise (TUN) vor, die vermutlich durch retrograde Metamorphose der hochgradigen Gneise TUG entstanden sind. Nördlich der Rumo-Linie überwiegen Migmatite bzw. stromatische Gneise (TUG_b) mit kleinen, lokalen, trondhjemitischen und tonalitischen Intrusivkörpern (pods) (TUG_c), begleitet von Granat-führenden Peridotiten (TUD undifferenziert) und Amphiboliten ohne Eklogitrelikte.

Granat-Kyanit führende Paragneise (**TUG**)

Sie sind im *Bresimo*-Tal nördlich und südlich der Rumo-Linie, in einem schmalen Bereich zwischen *Cima delle Mandrie* und *Cima Lainert*, an den Flanken des *Bresimo*-Tals bis in das *Lavazzè*-Tal aufgeschlossen.

Es handelt sich um mittel- bis hochgradig metamorphe Gneise mit wechselnder Korngröße. Makroskopisch sind Biotit, Muskovit, Granat und Kyanit erkennbar, lokal tritt fibrolithischer Sillimanit auf. Am Osthang des *Bresimo*-Tals beobachtet man: (i) grobkörnige Gneise mit Zentimeter großen Granaten und reichlich Biotit; (ii) feinkörnige Gneise mit mylonitischem Gefüge; (iii) mittelkörnige Gneise mit einem Lagenbau von Millimeter mächtigen, leuko- und melanokraten Bändern, die auf eine beginnende Migmatisierung hinweisen. In den Granat-Kyanit-führenden Gneisen finden sich lokal Einschaltungen von quarzreichen Gneisen, unreinen Quarziten und plattigen, leukokraten Gneisen (MARTIN *et alii*, 1998a).

Südlich der Rumo-Linie, im Bereich des *Monte Pin*, werden die Granat-Kyanit-führenden Paragneise lokal von Glimmerschiefern begleitet, die eine ausgeprägte, alpidisch retrograde Überprägung zeigen. Diese Chlorit- und Serizit-reichen Schiefer treten an der Nordflanke des *Bresimo*-Tals und am Südhang zwischen *Cima Mandrie* und *Cima Lainert*, zwischen *Malga Preghena* und *Cima Zoccolo* auf. Die Paragneise im Bereich zwischen *Cima Binasia* und *Passo Binasia* und zwischen dem Klapfbergjoch (*Passo di Val Clapa*) und der *Cima Binasia* zeigen einen graduellen Übergang von Granat-Kyanit-führenden zu Kyanit-Sillimanit-führenden bis hin zu Sillimanit-führenden Paragneisen.

Im *Lavazzè*-Tal, im Auerbergtal (*Val Monte d'Ora*) entlang des Weges zur Schrummalm (*Malga Siromba*) auf einer Höhe von 2010 m, im Talschluss des Einertals (*Val Nera*) bis zum Seespitz (*Cima Lavazzè*) auf einer Höhe von 2240 m sowie im Samerberg-Kar kann man einen graduellen Übergang der Granat-Kyanit-führenden Paragneise zu stromatischen Migmatiten (**TUG_b**) beobachten.

Die feinkörnigen, stark geschieferten (S₁) Gneise sind durch Quarzzeilen (*ribbons*) gekennzeichnet und entsprechen den "blastomylonitischen Gneisen" verschiedener Autoren (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a). Diese Gneise bilden ein 300-500 Meter breites Band am Kamm des Samerberges, der das obere *Lavazzè*-Tal vom Einertal (*Val Nera*) trennt und wo auch Amphibolitlinsen mit relikten Eklogiten vorkommen. Diese vermutlich paläozoische mylonitische Scherzone ist alpidisch duktil und spröd überprägt worden, als die Rumo-Linie aktiv wurde.

Die Hauptgemengteile dieser Gesteine sind: Quarz, Biotit, Plagioklas, Muskovit, Granat, Kyanit ± K-Feldspat. Als Nebengemengteile finden sich Apatit, Zirkon, Turmalin, Margarit und Rutil; als Akzessorien kommen Chlorit, Saussurit und Serizit vor.

Hellglimmer der ersten Generation (Phengit) tritt untergeordnet auf und wird

häufig durch Biotit ersetzt. Retrograd gebildete Hellglimmer (Muskovit) sind reichlich vorhanden und prägen mit dem Biotit die regionale Schieferung S_1 (GODARD *et alii*, 1996), lokal auch eine zweite Schieferung S_2 . Die Granate sind prä- bis synkinematisch zur Hauptschieferung entstanden und weisen mitunter Einschlüsse von Biotit und, selten, Hellglimmer auf.

Der Kyanit ist generell von einem Rand aus Margarit und/oder Serizit umgeben, was auf eine retrograde Reaktion unter statischen Bedingungen hinweist. Ähnliche Corona-Strukturen wurden auch in den Granat-Kyanit-führenden Gneisen im unteren Rabbital beschrieben (MARTIN & SANTINI, 1989).

Stromatische Migmatite (**TUG_b**)

Die stromatischen Migmatite weisen eine markante Bänderung im Millimeter-Bereich auf: Die hellen Lagen bestehen aus Quarz, Plagioklas und K-Feldspat (Mikroklin); die dunklen Bänder aus Granat, Kyanit, Biotit und Rutil (Abb. 8a, b). K- Feldspat und Plagioklas bilden Porphyroklasten in den leukokraten Gesteinspartien.

Diese Gesteine treten im *Lavazzè*-Tal im Bereich der *Malga Masa Murada*, am *Lago Poinella*, am Kamm des Samerberges sowie im *Cima Binasia*-Kar nördlich der Rumo-Linie auf (BONANI, 1994).

Am Kontakt zu Amphibolitlinsen und/oder retrograd überprägten Eklogiten findet sich zusätzlich Amphibol in den Bändern der Gneise. Dies gilt auch für die nebulitischen Gneise (**TUG_c**), welche im nächsten Kapitel beschrieben werden.

Im gesamten Gebiet, einschließlich der rechten Flanke des Klapfbergerts (*Val di Clapa*), sind die stromatischen Migmatite durch Einschlüsse von ultramafischen Linsen wie z.B. Granat-führende Peridotite (Abb. 9) gekennzeichnet.

Auch in den restitischen Partien der stromatischen Migmatite kommt mitunter Plagioklas vor, welcher durch Migration von trondhjemitischem Schmelzen während und nach der Migmatitisierung entstand.

Wie in den Granat-Kyanit-führenden Paragneisen (**TUG**) lassen sich auch in den stromatischen Migmatiten mitunter Spuren einer eklogitfaziellen Deformation parallel zur regionalen Schieferung erkennen. Anders als die Paragneise TUG zeigen die stromatischen Gneise jedoch eine partielle Aufschmelzung und enthalten Ca-Plagioklas der zweiten Generation, K-Feldspat, reichlich Biotit, kleine Kyanitkristalle und Granat. Die Quarzzeilen sind statisch rekristallisiert mit grobkörnigem, equigranularem Gefüge und geraden Korngrenzen, die im 120° Winkel aufeinandertreffen.

Trotz partieller Aufschmelzung können örtlich noch Kyanit der ersten Generation und mitunter Relikte von prograd gebildetem Hellglimmer beobachtet werden. Der Kyanit bildet Zentimeter große Porphyroklasten, die randlich in kleine Kyanitkristalle der zweiten Generation übergehen. Im Kern solcher Kyan-

it-, aber auch von Granat-Porphyrklasten finden sich manchmal Relikte von prograd gewachsenem Hellglimmer.

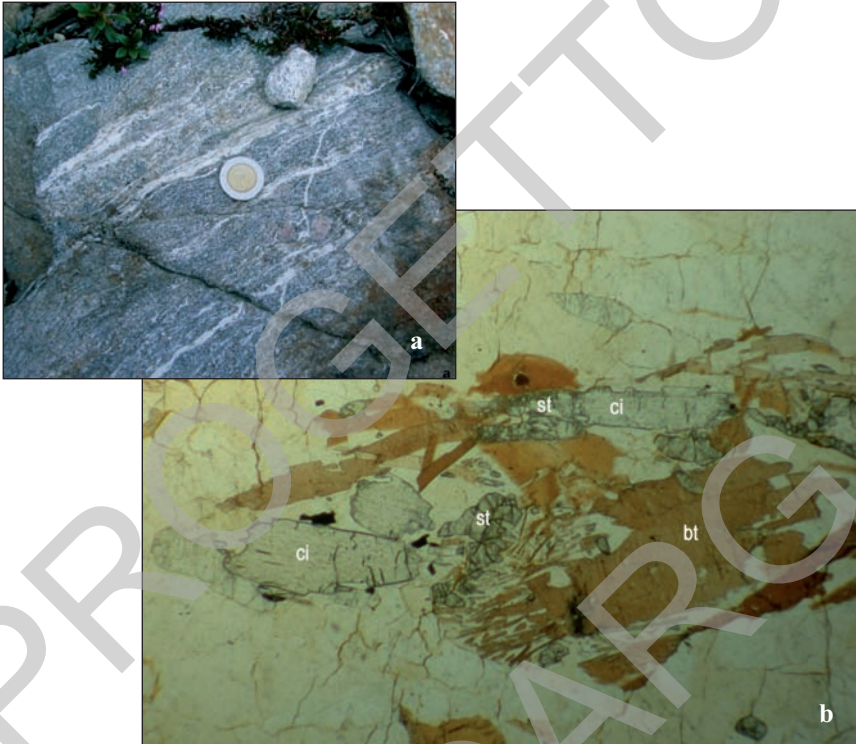


Abb. 8 - a) Stromatische Migmatite im oberen Lavazzè-Tal mit mm-dicken Wechsellagerungen von Plagioklas und Quarz reichen Lagen mit Bändern aus Biotit, Kyanit, Granat und Rutil. b) Mikrogefüge eines stromatischen Migmatits. Legende: ci: Kyanit, bt: Biotit, st: Staurolith (Bildbreite 3 mm).

Nebulitische Migmatite (TUG_c)

Es handelt sich um leukokrate, grobkörnige Gesteine mit granularem bis pegmatitischem Gefüge, die vorwiegend im Gratbereich der Bergkämme aufgeschlossen sind (Stübele, Seefeldspitz/*Cima della Siromba*, Ilmenspitz/*Cima degli Olmi*). Sie bilden Dezimeter bis Meter große, unregelmäßige oder gangförmige Körper (pods), welche die Schieferung S_1 durchschlagen. Wegen ihrer hellen Farbe sind diese Körper und Bänder leicht auszumachen.

Die Mineralparagenese besteht vorwiegend aus Na-Plagioklas in großen, idiomorphen Kristallen, weiters Granat \pm Biotit, mitunter \pm Hellglimmer \pm Kyanit. Die Zusammensetzung dieser Gesteine ist generell trondhjemitisch, kann aber lokal einen

tonalitischen Charakter annehmen, sobald die Leukosome metasomatisch mit mafischen Gesteinen wie z.B. Amphiboliten oder retrograd überprägten Eklogiten reagieren (DEL MORO *et alii*, 1999). Einige Gänge besitzen eine granitische Chemie.

Ein besonders charakteristischer Aufschluss von tonalitischen Gneisen befindet sich im Bereich der Stierbergalm (*Malga Manzara*), im Samerberg-Kar (PENZO, 1996). Weitere Aufschlüsse wurden im Bereich des *Lago Poinella* im *Lavazzè*-Tal und am *Binasia*-Kamm (*Bresimo*-Tal) kartiert. Die Amphibol-führenden Migmatite der Stierbergalm sind durch das Auftreten von Skapolith gekennzeichnet, der sekundär (in der Trias, LAURENZI *et alii*, 2002) die Plagioklas-Porphyroblasten der restitischen Bereiche ersetzt (DEL MORO *et alii*, 1999).

Die nebulitischen Migmatite treten zumeist im Gratbereich der Bergkämme auf, insbesondere im Bereich Ilmenspitz (*Cima degli Olmi*), Seespitz (*Cima Lavazzè*) und Stübele, sowie am Kamm zwischen Ilmenspitz und Hochwart (*Vedetta Alta*) (GODARD *et alii*, 1996). Lokal finden sich in diesen leukokraten Gesteinen Meter bis Zehnermeter große, Granat-Kyanit-führende Restitkörper (Samerberg-Kar, Seespitz).

Die in die stromatischen Migmatite intrudierten, trondhjemitischen Körper und Gänge wurden deformiert und geschiefert (S_2) und sind somit nur schwer zu identifizieren.



Abb. 9 - a) Stromatische Migmatite mit Linsen von Ultramafiten, die in amphibolreiche Gesteine umgewandelt wurden, am Rand einer mehrere Meter mächtigen Linse von Granat-Peridotit, im Kar SW des Schrummseees.

Zahlreiche leukokrate und pegmatitische Gänge durchschlagen die stromatischen Gneise im Mandelspitz-Kar (*Monte Ometto*), im Südostbereich des Samerbergkammes. In der Nähe der Granat-Peridotite, ca. 300 m östlich des Klappbergjochs (*Passo di Val Clapa*) im *Bresimo*-Tal, sind Meter große Linsen von leukogranitischer Zusammensetzung aufgeschlossen. Diese leukokraten Gänge und Linsen sind zwar konkordant in die umgebenden stromatischen Gneise (**TUG_b**) eingelagert, jedoch kaum geschiefert.

Einige Meter bis Zehnermeter große Restitkörper von rötlicher Farbe finden sich am Grat des Samerberg-Kars nördlich der Stierbergalm (*Malga Manzara*), an der Basis des Ilmenspitz sowie auf der rechten Seite der *Alpe di Val* auf einer Höhe von 2225 m (VIOLA, 1995; PENZO, 1996). Sie treten zusammen mit den leukokraten Gesteinen trondhjemitischer Zusammensetzung (**TUG_c**) auf.

Obwohl Trondhjemite und Restite sehr oft gemeinsam vorkommen, konnte ein genetischer Zusammenhang der beiden Gesteinstypen bisher nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden (DEL MORO *et alii*, 1999). Die Restitkörper bestehen vorwiegend aus Granat und Kyanit. Daneben finden sich Quarz, Biotit, Staurolith (auf Kosten von Kyanit gewachsen) und manchmal Epidot. Als Nebengemengteile finden sich häufig Rutil sowie Sulfide.

Manchmal kann man auch in den stromatischen Migmatiten Zentimeter bis Dezimeter große Restitlinsen mit Kyanit, Quarz, Granat, Rutil ± Biotit beobachten.

Die chemische Zusammensetzung der Restitlinsen in den stromatischen Migmatiten ist charakterisiert durch einen hohen Al-Gehalt. Dadurch unterscheiden sie sich von den Restitkörpern, die zusammen mit den Trondhjemiten auftreten und einen hohen Mg-Fe-Gehalt aufweisen (DEL MORO *et alii*, 1999).

Auch die Restite zeigen Intrusionsstrukturen von leukokraten Schmelzen trondhjemitischer Zusammensetzung. Die Restite sind auf der geologischen Karte mit einem Sternsymbol gekennzeichnet.

Zweiglimmer-Paragneise (**TUN**)

Feinkörnige, Graphit- und Turmalin-führende Paragneise und Glimmerschiefer sind im Südwesten des *Monte Pin* und auf der gegenüberliegenden Seite, im *Bresimo*-Tal zwischen *Cima Candei* und *Cima Parol*, sowie auf der Südseite des Ultentals aufgeschlossen. Sie sind von grauer oder rostbrauner Farbe und weisen eine deutliche planare Schieferung auf.

Die Mineralparagenese umfasst neben Biotit, Hellglimmer und Chlorit auch K-Feldspatrelikte, die teilweise in Albit und Mikroklin umgewandelt worden sind.

Es handelt sich um stark retrograd überprägte Gesteine, die im Unterschied zum umliegenden Gebiet (Blatt "Eppan", AVANZINI *et alii*, 2007) keine besondere Mineralparagenese enthalten. Sie gehen graduell in stromatische Migmatite über, deren retrogrades Produkt sie darstellen könnten.

Orthogneise (TUO)

Augengneise mit granitischer bis leukogranitischer Zusammensetzung bilden kleine Linsen und einen großen Körper, der sich SE der Rumo-Linie, vom *Lavazzè-Tal* im Osten über das *Bresimo-Tal* bis zum linken Hang des *Val Zambuga* im Westen erstreckt. Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige Gesteine mit reichlich Hellglimmer, die in die Granat + Kyanit ± Sillimanit führenden Paragneise (TUG) eingelagert sind (ANDREATTA, 1935). Das Intrusionsalter der Protolithen ist nicht bekannt.

Im Bereich des *Bresimo-Tals* sind die Orthogneise parallel zum Verlauf der Rumo-Linie geschiefert und zeigen ein mylonitisches Gefüge. K-Feldspatporphyroklasten, Albit und Quarzreihen wechsellagern schieferungskonkordant mit sattgrünen Chloritlagen. Zum Westrand des Körpers hin wächst die Korngröße immer mehr an, bis sie nahezu pegmatitisch erscheint.

Im Talschluss des *Lavazzè-Tals* sind einige Zehnermeter große Orthogneislinsen tonalitischer Zusammensetzung sowie Linsen von granitischen Orthogneisen, teils mit pegmatitischem Gefüge, aufgeschlossen. Die Tonalitlinsen sind voller zonierter mafischer Einschlüsse, die eine Paragenese aus mikrogranularem Korund, Epidot, Sillimanit, Staurolith und Margarit aufweisen (GODARD *et alii*, 1996). Die Datierungen der Körper von HAUZENBERG *et alii* (1993, 1996) ergaben ein prävariszisches Intrusionsalter und ein variszisches Metamorphosealter (siehe Kapitel 1.1.1).

Amphibolite (TUA)

Dezimeter bis Meter große Amphibolitlinsen treten in den stromatischen Migmatiten im Bereich des Samerjochs (Samerberg-Kar), im Walschgruben-Kar und im *Lavazzè-Tal* auf.

Die massigen Gesteine mit wechselnder Korngröße bestehen aus Amphibol, Granat, Ca-Plagioklas, Epidot ± Quarz ± Biotit ± Klinopyroxen. Nebengemengteile sind Rutil (im Kern von Ilmenit erhalten), Titanit ± Margarit ± Chlorit und Apatit. Granat bildet rosafarbene, Millimeter große Kristalle, die gleichmäßig in der Grundmasse aus dunkelgrünem Amphibol (Pargasit) und Plagioklas verteilt sind.

Einige größere Amphibolitlinsen in den stromatischen Gneisen, die in der Umgebung des Samerjochs (*Passo Samerberg*) auf 2420 m Mh. sowie im Einertal (*Valle Nera*) beprobt wurden, enthalten mattgrüne, feinkörnige, Eklogitrelikte.

Die Paragenese besteht aus Na-Pyroxen (Jadeitgehalt: 37-18%), Granat (Pyrop bis zu 38%), Quarz, Rutil, Amphibol (Pargasit) und Plagioklas (An 13%) sowie reichlich Apatit (Abb. 10). Der Na-Pyroxen wird von Symplektiten aus Amphibol, Plagioklas und/oder Diopsid ersetzt, die ihrerseits von grüner Hornblende verdrängt werden (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998a). Eine im Talschluss des Einertals gesammelte Eklogitprobe ergab ein Sm/Nd- Abkühlal-

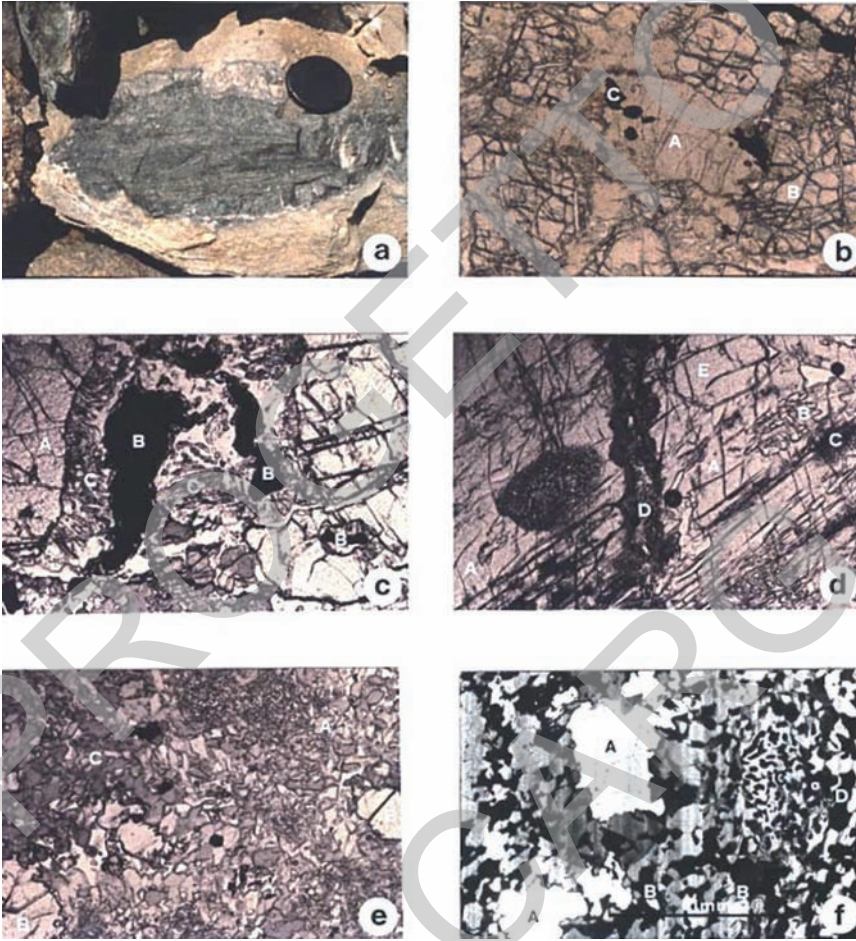


Abb. 10 - a) Eklogitlinse am Samerjoch, im oberen Nonstal. b) Mikrogefüge einer Eklogitlinse in den stromatischen Migmatiten der Stierbergalm (oberes Nonstal). c, d, e, f) Mikrogefüge eines Eklogits aus dem Auerbergal (GODARD et alii, 1996) (200 m ENE des Samerbergs). c) Retrograd überprägter Eklogit mit porphyroklatischem Granat mit interner Korona von Amphibol + Plagioklas und Ilmenit. A: Granat; B: Ilmenit; C: Amphibol-Plagioklas-Symplektite. Bildbreite: 0,5 mm. d) Retrograd überprägter Eklogit mit Omphazitrelikten (Jd37), teilweise durch Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektite ersetzt; A: Omphazit; B: grobkörnige Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektite; C: feinkörnige Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektite; D: Symplektite entlang posteklogitischer Klüfte; E: Granat. Bildbreite: 0,5 mm; e) Symplektite nach Omphazit; A: Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektite; B: Granat; C: Amphibol-Plagioklas-Symplektite; Bildbreite: 1,5 mm; f) Symplektite nach Omphazit. A) Korrodierter Granat (hellgrau); B) Rutil (weiß); C) Symplektite von Klinopyroxen (grau) + Plagioklas (dunkel); D) Symplektite von Amphibol (grau) + Plagioklas (dunkel). Bildbreite: 2 mm; BSE (back scattered electron) Bild.

ter von 340 Ma (TUMIATI *et alii*, 2003).

Die Amphibolite wurden als retrograde Produkte der eklogitischen Metabasite interpretiert. Die Rekristallisation erfolgte während der hochgradigen Metamorphose mit lokaler partieller Aufschmelzung der Paragneise TUG_b. In der Kontaktzone zwischen mafischen Linsen und leukokraten Gesteinen trondhjemitischer Zusammensetzung treten unterschiedlich mächtige (cm-dm), tonalitische Bänder auf (MARTIN *et alii*, 1998a).

Weitere Amphibolitlinsen finden sich in den Zweiglimmer-Paragneisen am Südhang des *Monte Pin*, oberhalb von *Castello d'Altavardia*.

Dabei handelt es sich um feinkörnige Amphibolite tholeitischer Zusammensetzung (BARGOSSO & MORTEN, 1979) mit einer typischen Wechsellagerung von Epidot-reichen und Amphibol-reichen Bändern. Diese Gesteine sind an den Hängen des *Monte Pin* großflächig aufgeschlossen, wo drei Typen von Amphiboliten beobachtet wurden: Amphibolgneise, Amphibolite *s.s.* und melanokrate Amphibolite. Letztere sind grobkörnig ausgebildet mit hypidiomorphen Amphibol-Porphyroblasten, die dem Gestein ein ungleichkörniges, nematoblastisches Gefüge verleihen (MORTEN *et alii*, 1976/1977).

Peridotite (TUD)

Die Peridotite treten in Form von linsenförmigen Körpern bevorzugt an der Grenze zwischen den stromatischen Migmatiten (TUG_b) und den überlagernden, nebulitischen Migmatiten (TUG_c) auf. Die Aufschlüsse liegen im Meter- bis Zehnermeterbereich. Die Foliation der Peridotite ist mehr oder weniger konkordant zur Schieferung der umgebenden Gneise. Der tektonisierte Kontakt zwischen den Peridotiten und den Migmatiten wird, sofern aufgeschlossen, durch metasomatische, Amphibol- und Phlogopit-führende Bänder markiert.

Granat-Peridotite sind einige hundert Meter östlich des Klappbergjoches (*Passo di Val Clapa*) oberhalb von *Malga Campivel di sopra* (2320 m), im oberen *Lavazzè*-Tal nahe dem Schrummsee (*Lago Binasia*), im Auerbergtal (*Val Monte d'Ora*) im Bereich der Seefeldalm (*Malga Siromba*), im *Bresimo*-Tal und im Nonstal (nahe der verfallenen Samerberghütte) aufgeschlossen.

In den Peridotiten im Auerbergtal (*Val Monte d'Ora*), im Klappbergtal (*Val di Clapa*) und am Samerberg finden sich Zentimeter bis Dezimeter mächtige, foliierte und/oder verfaltete, Granat-führende Pyroxenitgänge (Abb. 11a).

Im *Bresimo*-Tal treten an der linken Talflanke in den stromatischen Migmatiten Granat-Peridotite (TUG_b) auf, während am rechten Hang in den Sillimanit-führenden Paragneisen (*Cima Zoccolo*, bei *Malga Preghena*) serpentinierte und tektonisierte harzburgitische Spinell-Peridotite vorkommen. Letztere werden von zahlreichen Adern durchschlagen, die aus Serpentin, Anthophyllit und Talk bestehen.

Der Mineralbestand und die Korngröße der Peridotite variieren je nach Grad

der retrograden Überprägung und Intensität der Deformation nach dem Metamorphose-Höhepunkt.

Im Gelände zeigen die Peridotite duktile Deformationsstrukturen (Abb. 11b) im Dezimeter- bis Meterbereich bzw. offene und isoklinale Falten (Seefeldalm/*Malga Siromba*, Auerbergtal/*Val Monte d'Ora*).

Unter dem Mikroskop zeigen die Granat-Peridotite verschiedene Strukturen und Texturen, z.B. schieferungskonkordante Bänder mit unterschiedlichem Modalbestand an Klinopyroxen, Orthopyroxen und Granat. Des Weiteren gibt es gleichkörnige Gefüge aus Olivin mit wenigen Pyroxen- und Granat-Porphyrklasten und bis zu Zentimeter großen Granatblasten, typische *kink-band*-artige Deformationslamellen in den Klinopyroxenen mit Granat im Scharnierbereich (Lherzolithe der Seefeldalm) sowie grobkörnige, porphyroklastische Texturen (OBATA & MORTEN, 1987). Die Klinopyroxene zeigen orientierte (nach 100) Entmischungslamellen von Granat und Amphibol.

Die Peridotite zeigen einen schwankenden Mineralbestand von lherzolitisch (primitive Peridotite) bis dunitisch (Olivin betonte Restit-Peridotite) und variable Isotopensignaturen (PETRINI & MORTEN, 1993). Die unterschiedliche metasomatische Alteration wird durch eine Anreicherung an flüchtigen Elementen (LILE) und leichten Seltenerdmetallen (LREE) dokumentiert, welche in wasserhaltigen Mineralien wie Amphibol (BONDI *et alii*, 1992; GODARD *et alii*, 1996; RAMPONE & MORTEN, 2001) und La-Dissakisit konzentriert sind. Das Mineral La-Dissakisit wurde erst jüngst in den Peridotiten am Hochwart/*Vedetta Alta* (Abb. 12a, b) entdeckt (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2005).

1.1.2. - Tonale-Einheit

Die Tonale-Einheit ist im Rabbi-, Bresimo-, Klapfberg-, Lavazzè-, Kirchberg- und im unteren Ultental aufgeschlossen.

Sie besteht aus Sillimanit \pm Granat führenden Zweiglimmer-Paragneisen mit zahlreichen und mächtigen Einschaltungen von Orthogneisen, Metapegmatiten, Marmoren, Kalksilikat-Felsen, Quarziten sowie Plagioklas-führenden Amphiboliten. Die Marmorhorizonte am Top der Tonale-Einheit, welche im Klapfberg- und im Bresimotal auftreten, sind stark deformiert.

Die Tonale-Einheit dünnt nach Osten hin aus, bis sie im Ultental im Bereich des Zogger Stausees, im Hangenden der Peio-Linie, welche die Tonale-Decke *s.l.* von der unterlagernden Ortler-Campo-Decke trennt, verschwindet.



Abb. 11 - a) Granat-führender Websteritgang in den Spinell-Amphibol-führenden Peridotiten (linke Seite des Bresimo Tals) eingelagert ist. b) Grobkörnige Granatperidotite mit porphyroklastischem Gefüge, umgeben von feinkörnigen mylonitischen Peridotiten im Kar SW des Schrummsee im Klapfbergital.



Abb. 12 - a) Porphyroblastischer Granat in den Peridotiten S der Pfandlalm im Bereich des Hochwarts im Ultental (knapp E des Blattbereiches). b) La-Dissakisit [$\text{CaCeMgAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$], ein jüngst in den metasomatisierten Peridotiten am Hochwart entdecktes Mineral.

Sillimanit-führende Paragneise (TTP)

Die Sillimanit-führenden, mittel - grobkörnigen Paragneise der Tonale-Einheit bestehen aus Quarz, Feldspat, Biotit, Hellglimmer, Sillimanit \pm Granat mit typischen suturierten Korngrenzen. Es zeigt sich eine weitläufige retrograde Überprägung mit der Bildung von Chlorit und Serizit.

Im Bereich des Kartenblattes lassen sich verschiedene Paragneistypen erkennen: (i) mittel- bis grobkörnige, Biotit-führende Paragneise von *Castel Pagano*, die durch prismatischen Sillimanit sowie Granat gekennzeichnet sind. Charakteristisch ist das Auftreten von Meter bis Zehnermeter großen, Quarz-Feldspat-reichen Linsen, (ii) Paragneise des Nebelspitz (*Cima Tuatti*) – Walscher Berg (*Cima Trenta*), die im Talschluss des Kirchbergtals (*Val Montechiesa*) auftreten und durch ein feinkörniges Gefüge, dominierenden Hellglimmer sowie eine pervasive retrograde Überprägung gekennzeichnet sind. Die beiden Gesteinstypen werden von einem kleinen Tal östlich des Nebelspitz (*Cima Tuatti*) getrennt, dessen Flanken entsprechende Unterschiede in Morphologie und Struktur aufweisen. Die häufigen Scherzonen werden von Glimmerschieferbändern in den Paragneisen markiert (MAGAGNA, 1999).

Im Klapfbergtal (*Val di Clapa*) sind die Paragneise der Tonale-Einheit aufgrund der Deformation entlang der Peio-Linie stark retrograd überprägt und tektonisiert; örtlich wurden sie zu chloritreichen Phylloniten umgewandelt.

Quarzite (TTQ)

Es handelt sich um zumeist feinkörnige, massige Gesteine von grauer, manchmal hellbrauner Farbe. Einige Quarzite sind durch das Auftreten von Amphibol, Chlorit, Fe-Oxiden und Sulfiden charakterisiert. Im *Bresimo*-Tal bilden die Quarzite den südöstlichen Hang von *Castel Pagano* auf einer Höhe zwi-

schen ca. 2220 m und 2600 m.

Manchmal bilden die Quarzite Linsen oder kontinuierliche, Meter mächtige Bänder, welche in die Paragneise von Walscher Berg - Nebelspitz und von *Castel Pagano* eingeschaltet sind.

Orthogneise (TTO)

Ein 600 Meter mächtiger Orthogneis-Körper erstreckt sich über mehrere Kilometer von der Karspitz (*Cima di Quaira*) bis zur Kachelstubscheid (*Cima Stanga*) am rechten Hang des Kirchbergtals (*Val Montechiesa*). Der granitische Orthogneis steckt in den Sillimanit-führenden Paragneisen (TTP) der Tonaleinheit im Hangenden der Peio-Linie (FACCI, 2002).

Im *Bresimo*-Tal treten im Bereich Nebelspitz - Walscher Berg granitische, 1-2 Meter mächtige Orthogneislinsen auf, die morphologisch hervortreten. Am linken Hang des Klappbergtals sind quarzreiche, granitische Orthogneise abgeschlossen.

Undeformierte Gesteinspartien sind massig ausgebildet, mit einem granitischen bis pegmatoiden Gefüge. Deformierte Gesteinspartien hingegen zeigen ein typisches Augen-Gefüge mit rosaroten, cm-großen Feldspatäugen.

Im Bereich der Peio-Linie sind die Orthogneise stark deformiert. Sie zeigen ein mylonitisches Gefüge mit Feldspat-Porphyrroklasten in einer grünlichen, Chlorit-führenden Grundmasse mit dünnen Quarzbändern.

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" sind in den Sillimanit-führenden Paragneisen (TTP) zahlreiche Einschaltungen von Orthogneisen anzutreffen. Es handelt sich um: (i) feinkörnige gebänderte Orthogneise, mit Wechsellagerungen von Quarz-Feldspat- und dünnen Biotit-Muskovit-führenden Lagen; (ii) grobkörnige undeformierte Orthogneise mit pegmatitischer Zusammensetzung; (iii) Augengneise (*Malga Bordolona di sopra, Bresimo*-Tal).

Amphibolite (TTA)

Im Gelände können anhand von Korngröße und Gefüge verschiedene Amphibolittypen unterschieden werden: (i) fein- bis mittelkörnige Bänderamphibolite mit typischer Wechsellagerung von Millimeter mächtigen, Plagioklas- und Amphibol-dominierten Lagen; es handelt sich um den häufigsten Gesteinstyp mit den größten Aufschlüssen; (ii) feinkörnige Amphibolite mit kleinen Linsen aus mm-großem Plagioklas und planarer, schwach ausgeprägter Schieferung; sie bilden kleine Linsen in den Paragneisen von Nebelspitz - Walscher Berg; (iii) grobkörnige Amphibolite mit undeutlich ausgebildeter Schieferung. Im Gelände wurde nur ein Aufschluss dieses Typs östlich des Nebelspitz (*Cima Tuatti*), auf 2320 m Mh. kartiert.

Kontinuierliche und schieferungskonkordante Aufschlüsse von Amphiboliten treten am Osthang des *Castel Pagano*, knapp nördlich der *Malga Bordolona di sopra* (Bresimo-Tal) sowie am WSW-ENE verlaufenden Kamm des Nebelspitz/*Cima Tuatti* auf.

Marmore (TTM)

Die Marmore der Tonale-Einheit weisen eine typisch gebänderte Struktur mit grauen und gelblichen Bändern auf, selten sind Scharniere von isoklinalen Falten zu beobachten.

Im Bresimo- und im Rabbital (rechte Seite), bilden die Marmore milchigweiße, manchmal grau gebänderte Linsen mit einer Mächtigkeit von maximal 2-3 Metern. Die Marmore werden durch zahlreiche duktile und spröde Scherzonen deformiert, welche in Zusammenhang mit der Peio- und der Klappbergtal-Linie stehen.

Klinopyroxen-Olivin-führende Felse sowie Klinopyroxen-führende Amphibolfelse sind in kleinen Aufschlüssen an der *Cima Zoccolo* aufgeschlossen. Sie werden von Marmoren und Orthogneisen begleitet (CAMPANA, 1995).

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" fehlen in den Marmoren der Tonale-Einheit die ansonsten typischen Magnetit-Vererzungen, die z.B. bei *Celledizzo*, *Santa Lucia* und entlang des *Torrente Drignana* vorkommen (siehe angrenzendes Blatt "Malè" DAL PIAZ *et alii*, 2007).

Aplit-Pegmatit-Gänge (ft)

Es handelt sich um Meter mächtige, feldspatreiche Pegmatite und Apliten, die auf den ersten Blick wie Orthogneise aussehen. Da sie morphologisch hervortreten, sind sie leicht auszumachen. Sie durchschlagen die präalpidischen Strukturen der Tonale-Einheit. Zahlreiche Gänge wurden im *Valle del Vento* und am Nebelspitz (*Cima Tuatti*) beobachtet. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Feldspat, Muskovit, selten Biotit und Granat \pm Turmalin.

Ein interessanter Pegmatitgang mit Turmalin (Varietät Schörl), Granat, Muskovit und zahlreichen anderen Pegmatitmineralien (Beryll, Chrysoberyll, Phosphate) ist in der Umgebung der *Malga Garbella bassa* im Rabbital aufgeschlossen (AVANZINI und ZAMPEDRI, persönliche Mitteilung) (siehe Kapitel VI, Absatz 4.7 für weitere Details).

1.2. - ORTLER-CAMPO-DECKE

Aufgrund ihrer strukturellen Position innerhalb der Ortler-Campo-Decke werden vom Liegenden zum Hangenden folgende Einheiten unterschieden: (i) die Laaser-Einheit ist das unterste Segment und durch eine ausgeprägte, tektono-

metamorphe Überprägung alpidischen Alters gekennzeichnet. Sie ist vorwiegend im Laaser- und im unteren Martelltal aufgeschlossen; (ii) die Peio-Einheit ist in den Tälern Peio, *de la Mare*, Rabbi, Ulten und Martell aufgeschlossen und weist eine diskontinuierliche alpidische Überprägung auf; (iii) die Zebbru-Schuppenzone tritt nur im nordwestlichen Bereich des Blattes "Rabbi" auf.

1.2.1. - Zebbru-Schuppenzone

Sie stellt eine eigenständige Einheit dar, die lithologisch gut abgegrenzt werden kann. Strukturell gesehen, liegt sie am Top der Peio-Einheit bzw. an der Basis der triassischen Sedimentabfolge der Ortler-Decke *Auct.*, welche im oberen Suldental im angrenzenden Blatt "Bormio" vorkommt.

Phyllite (SZF)

Es handelt sich um silber- bis dunkelgraue, manchmal quarzreiche Phyllite. Sie treten im oberen Martelltal westlich des Zufrittsees (*Lago di Gioveretto*), im Bereich der Zufallhütte (*Rifugio Nino Corsi*), im Madritschtal sowie am Pederköpfl (*Dosso di Peder*) auf. Die nördliche und östliche Grenze der Zebbru-Schuppenzone wird von der Madritsch-Linie gebildet. Entlang der Störung kann man die feinkörnigen und intensiv gefalteten Phyllite sehr gut von den Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern der unterlagernden Peio-Einheit unterscheiden.

Die Südgrenze der Phyllite wird von der mylonitischen Zebbru-Linie gebildet, welche die Phyllite von den retrograd überprägten Glimmerschiefern der Peio-Einheit trennt. Da sich die retrograden Glimmerschiefer, speziell in den Scherzonen, wo die retrograde Überprägung stärker ausgeprägt ist, makroskopisch kaum von den Phylliten unterscheiden, ist eine Abgrenzung im Gelände schwierig. Als Grenze zwischen diesen Lithologien wurde ein Mylonitband definiert, welches durch das Auftreten von makroskopisch erkennbaren Biotit gekennzeichnet ist, und daher den retrograden Glimmerschiefern der Peio-Einheit zugeordnet werden kann.

Die Mineralparagenese der Phyllite und Quarzphyllite besteht aus Quarz (>55%), Hellglimmer (~25%), Chlorit (~15%) ± Albit ± Granat ± Karbonat. Quarz tritt sowohl homogen im Gestein verteilt, als auch in Linsen, Knauern und in den Faltscharnieren auf. Der Quarzgehalt variiert beträchtlich zwischen Phylliten – Quarzphylliten – Glimmerquarziten. Granat findet sich in kleinen Kristallen (max. 1 cm), meist konzentriert in Zehnermeter mächtigen Linsen und Bändern. Chlorit ist überall vorhanden, konzentriert sich jedoch besonders im Bereich von Scherzonen.

Quarzite (SZQ)

Die Quarzite sind von weißer – gelblicher oder hellgrauer Farbe. Sie weisen eine Mächtigkeit bis zu 15 Meter und ein plattiges Gefüge auf. Durch postdeformative Rekristallisationsprozesse (*annealing*) sind sie massig ausgebildet. Man beobachtet auch Übergänge zu quarzreichen Quarzphylliten. Der Mineralbestand besteht aus Quarz mit Hellglimmerlagen (Muskovit und Serizit) ± Chlorit. Die wichtigsten Aufschlüsse liegen im SE der Kalfanwand (*Cima Croda della Calva*).

Lokal zeigen die Quarzite ein reliktsches, mylonitisches Gefüge.

Orthogneise (SZT)

Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige Orthogneise aus einem prävariszischen Protolith, mit deutlich ausgebildetem Augen- bzw. Flasergefüge. Die Mineralparagenese besteht aus weißen Feldspatporphyroklasten in einer grauen Grundmasse von Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Chlorit (chloritisierter Biotit?). Sie bilden Meter bis Zehnermeter mächtige Linsen und Bänder in den Phylliten, die gehäuft am Pederköpfl (*Dosso di Peder*), auf der linken Seite des Pedertals sowie im Bereich der Zufallhütte (*Rifugio Nino Corsi*) auftreten. Die größten Aufschlüsse liegen allerdings im oberen Madritsch- und Suldental (siehe Blatt "Bormio").

Chloritschiefer (SZC)

Es handelt sich um grünliche, feinkörnige, geschieferte und fein gefältele bzw. krenulierte Gesteine. Sie bestehen aus reichlich Chlorit, Tremolit/Aktinolith, Epidot, feinkörnigem Hellglimmer, Feldspat in unterschiedlicher Menge, Karbonat ± Quarz ± Magnetit. Es fehlen Mineralrelikte einer höhergradigen Metamorphosefazies, wie z.B. Hornblende oder Plagioklas. Hierdurch unterscheiden sie sich von den Metabasiten der anderen Einheiten der Ortler-Campo-Decke. Die größten Aufschlüsse finden sich am Pederköpfl (*Dosso di Peder*) und im unteren Lyfital (*Val di Livi*), in der Nähe der Madritsch-Linie. Weitere Aufschlüsse gibt es im Butzental (*Valle del Pozzo*), am Eissee (*Lago Gelato*) und im oberen Suldental (*Val Solda*) (Blatt "Bormio").

Marmore (SZM)

In der Zebra-Schuppenzone gibt es nur wenige Bänder und Linsen von unreinen, gelblichen Marmoren. Die Zentimeter bis Meter mächtigen diskontinuierlichen Bänder treten in einem Mylonitband am Ausgang des Pedertals (am rechten Hang), am Madritschjoch und im oberen Suldental in der Nähe der Madritsch-Linie auf. Die Marmore bestehen aus Kalzit, reichlich Hellglimmer, Tremolit, Quarz ± Plagioklas ± Epidot.

Serpentinite (SZS)

Schuppen und Linsen von Serpentiniten wurden nur in den Scherzonen der Madritsch-Linie gefunden.

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" bilden sie Meter mächtige Linsen am Kamm wenig südlich der Kalfanwand (*Croda della Calva*). Der größte Aufschluss befindet sich einige hundert Meter westlich des Blattrandes "Rabbi", am Kamm zwischen Peder- und Madritschtal. Es handelt sich um feinkörnige Serpentinite ohne reliktsche Strukturen und Mineralien. Die im frischen Bruch dunkelgrünen, massigen Gesteine zeigen eine typische gelbliche oder rötliche Verwitterungsfarbe. Es handelt sich um ultramafische, sehr feinkörnige Gesteine unbestimmten Alters, die aus Antigorit \pm Chlorit \pm Magnetit bestehen.

Als sekundäre Mineralien treten Magnesit, Talk und Magnetit auf, die diffus im Gestein sowie in metasomatischen Adern vorkommen. Die Bildung dieser Mineralien erfolgte durch Zirkulation CO₂-reicher Fluide während der alpidischen Deformation. Den Kontakt zu den umgebenden Phylliten bildet ein geringmächtiges Band aus Tremolit reichen Talkschiefern und Tremolit-Felsen.

1.2.2. - Peio-Einheit

Diese Grundgebirgseinheit besteht vorwiegend aus Paragneisen und Glimmerschiefern und wird im Hangenden von der Peio-Linie begrenzt. Eine Sedimentbedeckung fehlt; die Schuppen von karbonatischen Myloniten und Quarziten entlang der Peio-Linie wurden nicht als Reste einer autochthonen sedimentären Bedeckung interpretiert.

Die nördliche Grenze der Peio-Einheit ist durch ein mächtiges Mylonitband gekennzeichnet. Die so genannte Laaser Linie zieht sich vom oberen Laasertal bis ins untere Martelltal am NE-Rand des Kartenblattes.

Die Peio-Einheit besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern mit variszischer amphibolitfazieller Metamorphose und alpidisch grünschieferfazieller Überprägung (**OMI**).

Sie umfasst auch Metagranitoide prä- und spätvariszischen (Perm) Alters mit alpidischer Überprägung (granitische Orthogneise **OGM** oder "Marteller Granit" *Auct.*). Der hangendste Bereich der Einheit besteht aus Gesteinen, die eine pervasive metamorphe Rekristallisation während der alpidischen Metamorphose erfahren haben und durch das massive Auftreten von Chlorit, Serizit und Chloritoid gekennzeichnet sind (**OME**).

Neben den Paragneisen und Glimmerschiefern sind folgende Lithologien von Bedeutung: Amphibolite (**OAF**), Metapegmatite (**OGM_a**), Orthogneise (**OOG**), Quarzite (**OQU**), Marmore und Kalksilikatmarmore (**OMA**).

Chlorit-Serizit führende Glimmerschiefer (**OME**)

Es handelt sich um feinkörnige oft gebänderte Gesteine mit phyllitischem Gefüge. Die dunklen, manchmal silbergrau glänzenden Bänder bestehen aus Serizit und Chlorit mit reichlich Graphit, die hellen aus Quarz- und Serizit reichen Lagen (*micascisti argentei* von GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972 a). Im Gelände erkennt man sie am charakteristischenn “phyllitischen” Erscheinungsbild und den typischen Quarzlinsen und -knauern.

Im geologischen Blatt “Monte Cevedale” (1:100.000) wurden die Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefer mit phyllitischem Gefüge von ANDREATTA (1951b) als “Phyllite” bezeichnet, die den Kern einer weiten Synform mit NE-SW streichender Achse am Kamm zwischen dem Ultental und dem Martelltal bilden.

Die Glimmerschiefer **OME** treten am rechten Hang des Martelltals auf, und zwar in einem Streifen, der vom hinteren Talbereich (Zufallhütte/*Rifugio Nino Corsi*) bis auf 2700 m Mh. ansteigt und die Wasserscheide zum Ultental (Altplittschneid/*Cresta Alta*, Soyspitz/*Cima di Soy*, Flimkanzel/*Pulpito di Flim*) erreicht. Am linken Hang des Ultentals treten sie im Südosten des Kammes bis auf eine Höhe von 2500 m auf. Sie kommen außerdem im Bereich der Wasserscheide zwischen Martell- und Veneziaal, im oberen Rabbi-, sowie im hinteren Ultental bis zum Talschluss vor.

Mitunter sind in die retrograden Glimmerschiefer (**OME**) Lagen von Glimmerschiefern (**OMI**) mit gut erkennbaren Lepidoblasten von Muskovit und Biotit eingelagert (z.B. im Bereich des Tuferspitz/*Cima di Tovo* in enger Wechsellagerung).

Die Mineralparagenese der phyllitischen Glimmerschiefer OME besteht im Wesentlichen aus Serizit, Chlorit \pm Chloritoid \pm Stilpnomelan, die in die alpidische Schieferung (S_3) eingeregelt sind. Relikte von chloritisiertem oder vollständig in retrograden Chlorit umgewandelten Biotit finden sich häufig. Weiters treten Plagioklas \pm Granat \pm Staurolith auf, die konkordant zur lokal noch erkennbaren, präalpidischen Schieferung (S_2) stark retrograd überprägt wurden. Als Nebengemengteile finden sich Turmalin und Sulfide.

Kontaktmetamorph überprägte, Chlorit-Serizit-führende Glimmerschiefer (**OME_a**)

Diese rostbraun angewitterten Gesteine bilden einen Streifen mit unterschiedlicher Mächtigkeit am Kontakt zu den granitischen Orthogneisen (**OGM**), den granodioritischen Orthogneisen (**OGQ**) des Arzkarsees (*Lago Quaira*) sowie im Bereich der tertiären Intrusionen (**APF**) von *Tof di Malè* im Veneziaal und vom Grünsee (*Lago Verde*) im Ultental.

Der Kontakthof um den Marteller Orthogneis (**OGM**) ist durch das Auftreten von Turmalin, oft in radialstrahligen Aggregaten, begleitet von Granat in kleinen

klaren Kristallen, Cordierit, K-Feldspat, Plagioklas, Biotit, Sillimanit, Muskovit \pm Klinozoisit \pm Titanit, gekennzeichnet.

Um die Intrusionen von *Tof di Malè* im Veneziaal und Grünsee (*Lago Verde*) im Ultental zeigen die Glimmerschiefer **OME_a** eine ausgedehnte, kontaktmetamorphe Überprägung (DAL PIAZ *et alii*, 1988). Sie verlieren das geschieferte Gefüge und bekommen infolge der statischen Rekristallisation der Kontaktminerale eine massige Textur (z.B. 200 m nordwestlich der Höchster Hütte/*Rifugio Canziani* sowie entlang des Wegs von der Höchster Hütte zum Langsee (*Lago Lungo*). Die Kontaktaureole von *Tof di Malè* ist durch Biotit, Andalusit \pm Sillimanit \pm Cordierit \pm grünen Spinell, Granat, Chlorit \pm Korund, Pyrit und Chalkopyrit gekennzeichnet (FERRETTI-TORRICELLI, 1982).

Staurolith-führende Granatglimmerschiefer (**OMI**)

Sie treten im oberen Peio- und mittleren Rabbital, im *Val de la Mare* und im Venezia-, Ulten- und Martelltal auf. Es handelt sich um mittelkörnige Gesteine von brauner bis rötlicher Farbe mit einer ausgeprägten Schieferung. Im Gelände zeigen sie eine typisch gebänderte Struktur, die durch die Wechsellagerung von Muskovit-Biotit-reichen und cm-mächtigen Quarz-Feldspat-reichen Lagen (Paragneise und Quarzite) gekennzeichnet ist (im Bereich zwischen der Mittleren und der Oberen Weissbrunnalm/*Malga Fontana Bianca di mezzo e di sopra*). Sie unterscheiden sich von den Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern (**OME**) durch die Korngröße: die Glimmer sind mit bloßem Auge erkennbar, die mm bis örtlich cm-großen Granate sind gut erhalten.

An der rechten Talflanke des Martelltals ist die Grenze zu den überlagernden, phyllitischen Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern (**OME**) graduell und unscharf ausgebildet. Die Grenze zu den anderen Gesteinstypen (z.B. Orthogneise und Quarzite) ist markant. Zwischen (**OME**) und (**OMI**) gibt es keinen scharfen lithologischen Kontakt, sondern einen graduellen Übergang von einem zum anderen Gesteinstyp. Dieser entsteht durch immer enger auftretende Wechsellagen von phyllitischen Glimmerschiefern (**OME**) und Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern (**OMI**). Da in den retrograd überprägten Bereichen häufig reliktsche Isoklinalfalten in verschiedenem Maßstab beobachtet werden (Zentimeter bis Zehnermeter) ist es naheliegend, eine enge Verbindung von Deformation und retrograder Metamorphose anzunehmen, die sich an den Schenkeln der Isoklinalfalten konzentriert.

Im Bereich der Scherzonen (z.B. der Careser-Scherzone) werden die Glimmerschiefer silbergrau glänzend mit hervorstehenden Staurolithporphyroklasten. Dies kann durch die Umwandlung von präalpidischem Hellglimmer, Biotit und Granat zu Serizit und Chlorit erklärt werden (FERRETTI-TORRICELLI, 1982; CERONI, 1982).

Die Hauptgemengteile sind Granat, Biotit, Muskovit, Staurolith, Plagioklas,

Quarz, Turmalin, Titanit, Epidot \pm fibrolithischer Sillimanit \pm Rutil (Peiotal), Apatit, Zirkon, Sulfide und Oxide. Im Dünnschliff zeigen die Glimmerschiefer ein heteroblastisches bis lepidoblastisches Gefüge. Die manchmal sehr häufig auftretenden Granate können cm-Größe erreichen (z.B. im Bereich des *Rifugio Dorigoni* im Rabital oder des *Vedretta del Careser*) (Abb. 13a). Die Granate der Glimmerschiefer, die in der Zone des *Lago del Careser* vorkommen, weisen Einschlüsse von Rutil, Quarz und Biotit auf, die eine interne Schieferung nachzeichnen.

Die detaillierte petrographische Untersuchung zeigt eine erste, präalpidische (variszische) Paragenese aus Staurolith und Granat, die sich auf der präalpidischen Schieferung S_2 entwickelt. Die zweite Paragenese ist durch die Blastese von Granat in Form von Millimeter großen, klaren Kristallen und als Anwachsraum um reliktsche Granate, durch Wachstum von Chloritoid auf Kosten von Staurolith und durch Neubildung von albitischem Plagioklas und Chlorit gekennzeichnet. Diese zweite Paragenese kann einer präalpidischen (Perm?) oder einer eoalpidischen Metamorphose zugeschrieben werden. Die Ausbildung der alpidischen Schieferung (S_3), welche die präalpidische (S_2) nachzeichnet, ist an die Blastese von Chlorit, Serizit, Albit und Quarz gekoppelt.

An der rechten Seite des Martelltals wurde Staurolith nur in wenigen Aufschlüssen oberhalb des Zufrittsees beobachtet, während er auf der linken Talseite verbreitet auftritt. Er bildet gut ausgebildete Kristalle bis zu 8 cm Größe in einem breiten Band von grauen Glimmerschiefern mit phyllitischem Gefüge, die zwischen dem oberen Schludertal (*Val Sluder*) und dem mittleren Rosim-, Lyfi und Pedertal (*Val Rosim*, *Val di Livi*, *Val Peder*) aufgeschlossen sind (Abb. 13b). Die cm-großen Kristalle sind mit Biotit und Granat vergesellschaftet, häufig verzwillingt und syn- bis postkinematisch in Bezug auf die regionale Schieferung. In den anderen Gebieten, vor allem entlang der Kämmen, zeigt der Staurolith eine deutliche retrograde Überprägung. Millimeter großer Staurolith wurde im Peiotal, entlang der Peio-Linie beobachtet, wo er in Form von spindelförmigen Relik-

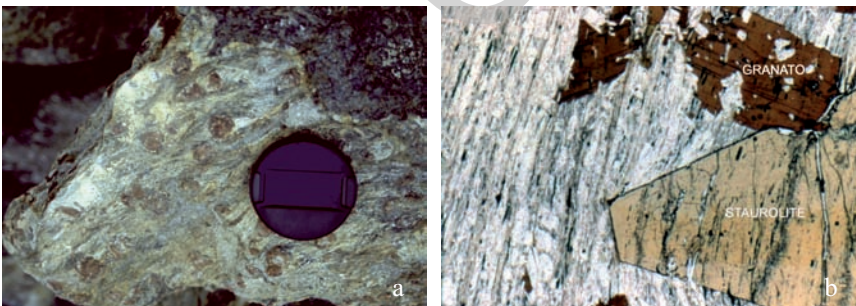


Abb. 13 - a) Glimmerschiefer mit cm-großen Granaten von der *Vedretta del Careser* (*Lago Lungo*).
b) Dünnschliffbild der Staurolith-führenden Granatglimmerschiefer im Martelltal (Bildgröße: 3mm).

ten in den stark deformierten Glimmerschiefern erhalten ist. Im Rabbital konnte er nur unter dem Mikroskop nachgewiesen werden.

In den Glimmerschiefern (**OMI**) des Martelltals konnten zwei Paragenesen deutlich unterschieden und mit Mineralanalysen (Mikrosonde) nachgewiesen werden, welche auf zwei verschiedene Metamorphoseereignisse zurückzuführen sind (CANALE, 1987): (i) eine präalpidische Paragenese (wahrscheinlich variszisch) mit Biotit, Plagioklas, und Granat typisch für die Amphibolitfazies mit Temperaturen $> 550^\circ$ und mittlerem Druck; (ii) eine alpidische Paragenese (eoalpidisch) mit Biotit, Granat, Plagioklas, Chlorit (der meistens Biotit und z.T. Granat ersetzt) sowie Chloritoid, der statisch nach Staurolith und Serizit wächst. Das alpidische Alter der zweiten Paragenese ist sowohl durch strukturelle Daten, als auch durch radiometrische Altersbestimmungen bestätigt worden (MAIR & SCHUSTER, 2003). Die jüngsten petrologischen Untersuchungen an den Gesteinen des Martelltals zeigen, dass die Bedingungen des alpidischen Metamorphosehöhepunktes von Osten (Laaserspitze ca. 530° C und ca. 0.7 - 0.9 GPa) nach Westen hin abnehmen, bis im Madritschtal eine Grünschieferfazies (ca. $380 - 430^\circ$ C und 0.4 - 0.7 GPa) erreicht wird (MAIR *et alii*, 2003).

Kontaktmetamorph überprägte, Staurolith-führende Granatglimmerschiefer (**OMI_a**)

Diese Gesteine bilden einen Streifen variabler Mächtigkeit aus Glimmerschiefern und Paragneisen am Kontakt zu den granitischen Orthogneisen (**OGM**) auf beiden Seiten des Martelltals. Es handelt sich um rötliche Gesteine, in denen überall Turmalin, oft in radialstrahligen Aggregaten, auftritt. Die kontaktmetamorphe Überprägung ist durch folgenden Mineralbestand gekennzeichnet: Granat in kleinen Kristallen, Cordierit, K-Feldspat, Plagioklas, Biotit, Sillimanit, Muskovit, Turmalin \pm Klinozoisit \pm Titanit. Sie können von den kontaktmetamorph überprägten Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern (**OME_a**) anhand der Staurolithrelikte unterschieden werden.

Quarzite (**OQU**)

Es handelt sich vorwiegend um Meter mächtige, graue Quarzite. Generell sind sie massiv mit plattigem, teilweise mylonitischem Gefüge. Übergänge zu quarzreichen Paragneisen und Glimmerschiefern bzw. zu nahezu reinen Quarziten von weißer Farbe sind zu beobachten. Im Martelltal treten graue Quarzite als Einschaltungen in den Glimmerschiefern und Paragneisen nordwestlich der Flimkanzel (*Pulpito di Flim*) und westlich der Altplittschneid (*Cresta Alta*), auf. Sie sind im Bereich *Vedretta del Careser*, westlich der Köllkuppe (*Cima Marmotta*) sowie östlich der Veneziaspitze aufgeschlossen. Die Quarzite, welche am

Sas Forà und am Haselgruber Joch (*Passo di Rabbi*) auftreten, gehören zur Deformationszone der Peio-Linie und sind durch ein mylonitisches Gefüge mit typischen Quarzzeilen gekennzeichnet. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz mit Hellglimmerlagen, Biotit \pm Chlorit \pm Granat \pm Feldspat \pm Epidot. Nordwestlich des Arzkarsees (*Lago Quaira*) im Ultental treten zahlreiche Bänder von nahezu reinen, Granat-führenden Quarziten auf.

Kontaktmetamorph überprägte Quarzite (**OQU_a**)

Es handelt sich um hellgraue bis weiße, fein- bis mittelkörnige Gesteine mit massigem Gefüge, die am Rand der granitischen Orthogneise (**OGM**) auftreten. Die wichtigsten Aufschlüsse befinden sich auf der linken Seite des Martelltals am Rücken "Ober den Lahnen" (*Sopra le Frane*), sowie auf der rechten Seite östlich der Flimalm (*Malga di Flim*) und südlich der Ofenwand (*Croda del Forno*). Das massige Gefüge entstand durch die vollständige Rekristallisation des Quarzes; typische Kontaktminerale wie Granat, Chlorit und Sulfide fehlen.

Orthogneise (**OOG**)

Es handelt sich um granitische-aplitische Orthogneise aus einem prävariszischen Protolith. Die Gesteine sind grobkörnig mit einem Augen-Gefüge, das durch helle Porphyroklasten von Mikroklin und Plagioklas in einer grauen Matrix charakterisiert ist (siehe **OOG_a**, Orthogneise der *Cima Verdignana* im Blatt "Malè", DAL PIAZ *et alii*, 2007). Sie bilden zahlreiche, Zehnermeter mächtige Einschaltungen in den Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern (**OMI**) und den Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern (**OME**). Sie treten im Bereich des Zufrittsees, der Altplittschneid (*Cresta Alta*), der Soyalm (*Alpe di Soy*) sowie nördlich der Flimkanzel (*Pulpito di Flim*) auf. Ausgedehnte Bänder und Linsen finden sich am Kamm, der das Martell- vom Laasertal trennt, zwischen der Äußeren Pederspitze (*Punta di Peder di Fuori*) und der Schluderspitze (*Punta di Sluder*), sowie im oberen Laasertal. Jene im Laasertal könnten in Zusammenhang mit dem Orthogneis der Hohen Angelusspitze (*Angelo Grande*) stehen (siehe Blatt "Bormio"). Unter dem Mikroskop zeigen sie manchmal eine mylonitische Textur, überwiegend jedoch ein typisches Gneisgefüge mit Porphyroklasten in einer Matrix aus Quarz, Albit, Hellglimmer, Biotit \pm Epidot \pm Orthit \pm Chlorit.

Linsen von granitischen Orthogneisen treten im Bereich des Haselgruber Sees (*Lago Corvo*) und im mittleren Rabbital (nördlich von *Pra di Saent*) auf. Sie zeigen graduelle Übergänge von mittelkörnigen Orthogneisen mit schwach ausgebildetem Augen-Gefüge zu Orthogneisen, in denen aufgrund der starken duktilen Deformation das Augen-Gefüge nicht mehr erkennbar ist (*Pra di Saent*).

Einige Hellglimmer-führende Orthogneislinsen mit pegmatitischer Struktur wurden östlich des *Lago del Careser* und nordwestlich der *Cima Pontevecchio* kartiert; eine große Linse von aplitischem Orthogneis ist im Norden des granodioritischen Orthogneises der *Cima Verdignana* aufgeschlossen.

Granodioritische Orthogneise (**OOG_b**)

Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige Gesteine von tonalitischer-granodioritischer Zusammensetzung. Sie treten in der Berggruppe um die *Cima Verdignana* am linken Ufer des *Lago del Careser* unterhalb des Grates *Le Lame*, am Kamm zwischen dem *Val de la Mare* und dem Rabbital auf. Das Gefüge der Gesteine variiert von Vorkommen zu Vorkommen.

Im Bereich der *Cima Ponte Vecchio* (südöstlich der Spitze), orographisch links des *Lago del Careser*, sind grau-grüne, Granat-führende Epidot-Amphibol-Orthogneise mit massiger Struktur aufgeschlossen. Entlang von Scherzonen sind sie mylonitisch ausgebildet.

Im *Val Maleda* zeigen diese Orthogneise entlang einer Hauptscherzone eine ausgeprägte, mylonitische Schieferung, die durch grünen Amphibol, Biotit, Granat, Epidot und Albit markiert wird. In den Glimmerschiefern südlich des *Lago del Careser* und im angrenzenden *Valle del Monte* (Blatt "Bormio") treten zahlreiche Linsen von Amphibol-Gneisen auf.

Amphibolite (**OAF**)

Sie bilden Meter bis Zehnermeter mächtige, diskontinuierliche Bänder und Linsen von dunkelgrüner Farbe, mit einer Bänderung im mm- bis cm-Bereich (leukokrate Lagen von Quarz und Feldspat). Seltener kommen plagioklasreiche Amphibolite vor, welche die ursprüngliche magmatische Struktur teilweise erhalten haben (oberes Pedertal). Die Korngröße variiert von grob (*Soyalm/Alpe di Soy*, *Lyfital/Val di Livi*) bis fein (*Flimalm/Alpe di Flim*).

Im Martelltal sind die Amphibolite an der Flim- und Soyalm, südöstlich des Zufrittsees und beim Arzkarsee (*Lago Quaira*) aufgeschlossen. Im Bereich des *Cevedale*-Massivs treten sie im Talschluss der *Vedretta de la Mare* (Veneziaspitze und Köllkuppe), im unteren *Val de la Mare*, im unteren Peio- und im mittleren Rabbital (*Fontanino*) auf (Abb. 14). Sie kommen als Einschaltungen sowohl in den Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern und Paragneisen (**OMI**), als auch in den retrograd überprägten Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern (**OME**) vor. Im Ultental sind sie vom Zufrittspitz ostwärts in die Glimmerschiefer (**OMI**) eingelagert. Sie bilden diskontinuierliche Bänder im Übergangsbereich zwischen den Glimmerschiefern (**OMI**) und den Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern (**OME**). In den Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern südlich der Flim-

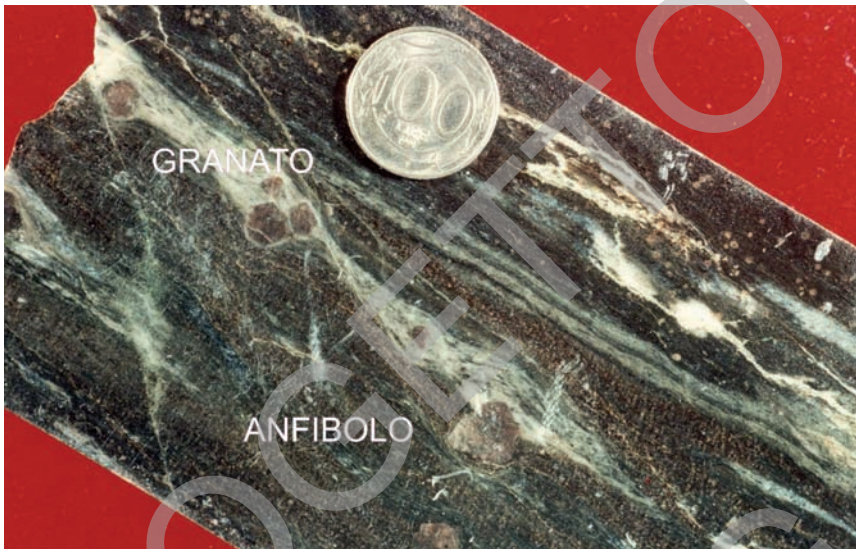


Abb. 14 - Granatamphibolite des Peiotals (Probe A3389 aus den Kernbohrungen des ENEL auf der rechten Seite des unteren Val de la Mare, S des Blattbereiches „Rabbi“). Man erkennt die intensive mylonitische Deformation des Gesteins, welche durch grünschieferfazielles Mineralwachstum begleitet wird.

kanzel (*Pulpito di Flim*) tritt ein Amphibolitband mit cm-großem Granat auf. Oberhalb des Zufritt Stausees, im Bereich der Flimalm (*Alpe di Flim*), direkt über dem Marteller Granit sind einige feinkörnige Amphibolitlinsen aufgeschlossen.

Die Mineralparagenese besteht aus Amphibol, Biotit, Plagioklas, Quarz \pm Granat \pm Epidot \pm Klinozoisit \pm Chlorit \pm Hellglimmer \pm Magnetit \pm Titanit. Unter dem Mikroskop zeigen die Amphibolite eine granoblastische bis schiefrige Textur.

Im Lyfi- und im oberen Pedertal, am Grat der Äußeren Pederspitze (*Punta Peder*) bilden sie große Körper mit grobkörniger Textur und einer Paragenese aus Amphibol, Plagioklas, Biotit \pm Granat \pm Klinopyroxen und Rutil. Der Kontakt zu den umgebenden Glimmerschiefern und Paragneisen wird häufig von einem grobkörnigen Band gebildet, das durch große Amphibol- und Biotitkristalle auffällt. Die Amphibolite des Lyfitals weisen eine basaltische Zusammensetzung mit tholeitischer Affinität auf und stammen wahrscheinlich von einem basischen, magmatischen Ereignis prävariszischen Alters (CANALE, 1987).

Die Mineralparagenese der Amphibolite im Martelltal dokumentiert eine präalpidische Metamorphose in Amphibolitfazies mit Temperaturen von 550 - 650°C wider. Außer einigen Rutileinschlüssen im Granat konnten keine mineralogisch oder strukturell auswertbaren Mineralrelikte beobachtet werden.

Kontaktmetamorph überprägte Amphibolite (**OAF_a**)

Sie treten im Martelltal in einem diskontinuierlichen Streifen am Kontakt zu den Orthogneisen (**OGM**) auf. Am Südhang des *Sasso dell'Orso* sind in den Orthogneisen (**OGM**) einige Amphibolitlinsen mit geringer kontaktmetamorpher Überprägung (Chlorit und selten Biotit) aufgeschlossen.

Kleinere Aufschlüsse kommen auch nördlich des Zufrittsees vor.

Marmore (**OMA**)

Es handelt sich um gelbliche, grau gebänderte, unreine Marmore mit Quarz, Hellglimmer, Tremolit, Klinozoisit, Graphit und selten Plagioklas. Diese Gesteine verwittern im Vergleich zu den umliegenden Gesteinen schneller und treten, sofern aufgeschlossen, im Bereich von Rinnen auf. Meist weisen sie eine starke duktile Deformation mit isoklinalen Falten im Millimeter- bis Zehnermeterbereich und mylonitische Strukturen auf.

Die Marmore prägen die Hänge des oberen Martelltals (rechte Seite). Sie bilden einen breiten Zug, der vom Zufrittspitz (*Gioveretto*) im Osten bis zum Vorderen Rotspitz (*Cima Rossa di Martello*) im Westen an Mächtigkeit gewinnt und alsdann wieder ausdünnert. Am Westrand des Kartenblattes queren die Marmore das Martelltal bis zum Mutegg (*Cima Muta*) und setzen sich im Blatt "Bormio" bis ins obere *Val Cedec* fort. Die strukturelle Analyse des breiten Marmorzugs zeigt, dass er von verschiedenen Marmorlagen aufgebaut wird, die durch isoklinale Falten deformiert sind und Mächtigkeitsunterschiede aufweisen. Diese Schwankungen wurden durch die Überlagerung von zwei Falten systemen verursacht, wie der Verlauf der Achsen von ca. N240/25 und ca. N070/40 zeigt. Da die Marmore bereits ab Temperaturen von 200°C ein duktileres Verhalten zeigen, wurde das zweite System der alpidischen Phase zugeordnet.

Zwischen Zufrittspitz und Tuferalm (*Alpe di Tovo*) treten Meter bis Zehnermeter mächtige Lagen von gelblich-weißen, manchmal zucker körnigen, Marmoren auf, die zuweilen cm-mächtige, stark verfaltete und zerklüftete, dunkle Bänder aufweisen. Unter dem Mikroskop weisen sie eine grobe Körnung und ein homöoplastisches Mikrogefüge auf.

Der Mineralbestand besteht neben Kalzit aus Quarz, Chlorit und Hellglimmer sowie untergeordnet Epidot, Zoisit, Titanit ± Stilpnomelan. Wie in den Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern (**OME**), in welche sie eingelagert sind, kann man auch in den Marmoren zwei Paragenesen ausmachen: eine präalpidische, höhergradige aus Quarz, Hellglimmer, Epidot, Zoisit, Titanit, Rutil und Zirkon und eine alpidische, welche durch eine Rekristallisation der Hauptgemengteile sowie durch die Neubildung von Chlorit und Stilpnomelan gekennzeichnet ist.

Kontaktmetamorph überprägte Marmore (OMA_a)

Es handelt sich um weiße, mittel- bis grobkörnige oder um grau-grün gebänderte manchmal auch massige graue Marmore.

Sie bilden ein verschieden mächtiges Band am Kontakt zu den granitischen Orthogneisen (OGM) und zu den Turmalin-führenden, pegmatitischen Gängen (OGM_a). Sie treten südwestlich des Oberen Flimsees (*Laghetto di Flim superiore*), am Ufer des Zufrittsees, wo sie ein dünnes Band an der Straße bilden, und vor allem in einem Zug zwischen dem oberen Schluder- und Rosimtal (*Val Sluder, Val Rosim*) auf. Die Mächtigkeit dieser Marmore reicht von wenigen Zentimetern bis maximal 8 Meter.

Die weißen Marmore und die hellen Bänder bestehen nahezu ausschließlich aus Kalzit ± Tremolit. Die grau-grünen Bänder bestehen aus Kalzit, Grossular, Vesuvian, Zoisit, Diopsid, Titanit ± Quarz ± Feldspat ± Tremolit ± Scheelit, die massigen grauen Marmore aus Biotit, Zoisit, Muskovit ± Amphibol ± Titanit und

Kontaktmetamorph überprägte Marmore (OMA_a) Steinmannasseloch (Blatt Rabbi)

Großen	%	Spur	ppm
SiO ₂	39.37	Ba	15
Al ₂ O ₃	18.90	Be	375
Fe ₂ O ₃	2.44	Co	5
MnO	0.11	Cr	28
MgO	0.67	Cu	3
CaO	32.68	Nb	31
Na ₂ O	0.00	Ni	10
K ₂ O	0.10	Sr	623
TiO ₂	0.21	V	57
P ₂ O ₅	0.46	Y	10
L.O.I.	4.81	Zn	68
		Zr	34
Summe	99.75	W	3511

Weißen Marmors (OMA) Jenem vom Eissee (Blatt Bormio)

Großen	%	Spur	ppm
SiO ₂	4.20	Ba	29
Al ₂ O ₃	0.85	Be	0
Fe ₂ O ₃	0.00	Co	6
MnO	0.03	Cr	2
MgO	0.36	Cu	10
CaO	51.71	Nb	23
Na ₂ O	0.15	Ni	4
K ₂ O	0.28	Sr	166
TiO ₂	0.04	V	6
P ₂ O ₅	0.01	Y	4
L.O.I.	42.32	Zn	6
		Zr	8
Summe	99.95	W	0

Turmalin. Diese Paragenesen werden als Ergebnis von metasomatischen Reaktionen interpretiert. In diesen Gesteinen wurden auch fluorhaltige Granate beschrieben, die auf Infiltration von magmatischen Fluiden zurückzuführen sind (MAIR, 1992, 1993 und 2002).

In den Marmoren am Ufer des Zufrittsees wurde eine Paragenese aus Biotit, Muskovit, Kalzit und Zoisit beschrieben, die aufgrund von mikrochemischen und strukturellen Daten der alpidischen Metamorphose zugeordnet worden ist (NOCKER *et alii*, 2003).

In der beigefügten Tabelle wird die chemische Zusammensetzung eines Silikat-führenden, grau-grünen Marmors vom Steinmanngasseloch (*Lago del Sas-sobuco*) im oberen Schludertal mit jener eines weißen Marmors vom Eisseepass (Blatt "Bormio") verglichen.

Der grau-grüne Marmor vom Steinmanngasseloch (**OMA_a**) zeigt eine deutlich andere chemische Zusammensetzung als die "normalen" Marmore. Der auffällig hohe Gehalt an an Beryllium, Wolfram und Strontium ist an die Infiltration von Fluiden bei der Platznahme des Marteller Granits (**OGM**) bzw. seiner Gänge gebunden. Es handelt sich um ein metasomatisches Gestein mit der Paragenese Grossular, Vesuvian, Zoisit, Klinopyroxen, Quarz, Kalzit, Titanit, ± Plagioklas ± Muskovit ± Apatit ± Fluorit ± Zirkon ± Rutil ± Kassiterit. Die metasomatische Paragenese entwickelte sich in einem Marmor, der ursprünglich ähnlich (*Lago Gelato*) war. Ihre Genese ist auf die Zirkulation von magmatischen Fluiden in den Randgesteinen der Granitintrusion (granitische Orthogneise, **OGM**) zurückzuführen.

1.2.3. - Laaser-Einheit

Sie ist im nördlichen Abschnitt des Kartenblattes aufgeschlossen und stellt die tiefste Einheit der Ortler-Campo-Decke dar. Die Südgrenze wird von der Laaser Linie gebildet.

Die Laaser-Einheit besteht aus einer Wechsellagerung im Zentimeter- bis Zehnermeterbereich von Glimmerschiefern, Paragneisen, Amphiboliten und Marmoren. Die Marmore sind aufgrund ihrer Schönheit, Reinheit und Verarbeitbarkeit seit dem Altertum bekannt.

Die Laaser-Einheit besteht aus amphibolitfaziellen Gesteinen variszischen Alters mit einer dominierenden alpidischen Überprägung in Grünschieferfazies.

Gebänderte Glimmerschiefer und Paragneise (**OPL**)

Sie treten im Laasertal und am Bergkamm, der den Vinschgau vom Martelltal trennt, von der Jennwand (*Croda di Jenne*) im Westen bis zum Marteller Sonnenberg (*Monte Sole di Martello*) im Osten auf. Die Gesteine sind durch eine charakteristische Bänderung gekennzeichnet, die durch Wechsellagerung von

Muskovit-Biotit-führenden Glimmerlagen mit cm-mächtigen Quarz-Feldspat-Lagen entsteht. Lithologien, bei welchen der Feldspatgehalt dominiert, wurden als Zweiglimmerparagneise angesprochen.

Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Feldspat, Muskovit, Biotit \pm Staurolith \pm Granat \pm Amphibol \pm Kalzit \pm Chlorit. Oft ist der mineralogische Lagerbau durch das Vorherrschen eines Minerals gekennzeichnet (Plagioklas, Hellglimmer oder Quarz, mitunter auch Amphibol oder Karbonat). Die Paragneise am Kontakt zu den Amphiboliten führen grünen Amphibol und nehmen das Erscheinungsbild von Amphibolgneisen an. In der Nähe der Marmore zeigen die Glimmerschiefer häufig eine Wechsellagerung von metapelitischen mit karbonatreichen Lagen und nehmen den Charakter von Kalkglimmerschiefern an.

Die gebänderte Textur und die Korngröße der Glimmerschiefer und Paragneise sind deutliche Hinweise auf einen statischen Rekristallisationsprozess (*annealing*) im Anschluss an eine intensive dynamische Deformation der Gesteine in der obersten Grünschieferfazies (alpidische Blastomylonite?). Während der Deformation wurde der präalpidische (porphyroklastische) Staurolith rotiert und lokal parallel zur neuen, alpidisch grünschieferfaziellen Schieferung eingeregelt.

In die Glimmerschiefer und Paragneise sind folgende Gesteinstypen eingelagert: Marmore ("Laaser Marmor"), die Zehnermeter Mächtigkeit erreichen können, Amphibolite, Quarzite und mehr oder weniger geschieferte pegmatitische Gänge. Solche Gänge sind im Bereich der Göflaner Scharte (*Forcella di Covelano*) und am Kamm östlich davon aufgeschlossen.

Basierend auf petrologischen und radiometrischen Daten, können zwei Mineralparagenesen unterschieden werden, eine präalpidische mit Granat, Biotit, Plagioklas, Muskovit, Quarz \pm Rutil \pm Zirkon sowie eine alpidische mit Granat, Plagioklas, Biotit, Chlorit, Hellglimmer (Serizit) \pm Chloritoid. Der alpidische Granat tritt in kleinen, klaren Kristallen und als Anwachssaum zweiter Generation um die präalpidischen Granate auf. Der rekristallisierte Plagioklas findet sich in kleinen, klaren Einzelkristallen und als Saum um die Plagioklase erster Generation. Chloritoid kristallisiert meist statisch nach Staurolith, Chlorit ersetzt Biotit und zuweilen Granat.

Die metamorphen Bedingungen der alpidischen Metamorphose wurden anhand der obengenannten Mineralparagenesen berechnet. Es ergeben sich Temperaturen von 490-530°C und Drücke von 0.6-0.8 GPa (MAIR *et alii*, 2003). Die präalpidischen Metamorphosebedingungen konnten nur grob abgeschätzt werden und ergeben Temperaturen über 550°C (Staurolith und Granat). Das Fehlen von Alumosilikaten und anderer, kritischer präalpidischer Mineralien erlaubte es nicht, die herrschenden Drücke zu ermitteln.

Quarzite (**OLQ**)

Nördlich der Jennwand (*Croda di Jenne*) (Kortscher Wald/*Bosco di Corzes*, Tarneller Wald/*Bosco di Tarnello*) und südlich der Weißwand (*Croda Bianca*) wurden zahlreiche, Meter mächtige Einschaltungen von Quarziten in den Glimmerschiefern und Paragneisen (**OLP**) kartiert. Sie weisen eine dunkelgraue Farbe auf, können aber je nach Gehalt an Fe-Hydroxid auch Brauntöne bzw. braune Flecken aufweisen. Es gibt graduelle Übergänge zu Quarz reichen Paragneisen.

Die Mineralparagenese besteht aus wenig Feldspat (häufig serizitisiert), Hellglimmer, Chlorit und Biotit im gleichen Verhältnis, Turmalin (mitunter zonierte), Klinoisit, Zirkon, Apatit, Graphit und Magnetit.

Die Quarzite zeigen makroskopisch ein plattiges Gefüge. Mikrostrukturelle Analyse belegen eine statische Rekristallisation (*annealing*) nach der mylonitischen Deformation.

Orthogneise (**ONO**)

Die größten und mächtigsten Orthogneislinsen treten im oberen Laasertal, nördlich der Fernerhütte (*Rifugio del Ghiacciaio*) und nördlich des Saurüssels (*Grugno di Porco*) auf; Meter bis Zehnermeter mächtige Linsen sind am rechten Hang des oberen Laasertals aufgeschlossen. Es handelt sich um grobkörnige, granitische Orthogneise aus prävariszischem Protolith mit planarem bis Augen- bzw. Flasergefüge. Sie sind gekennzeichnet durch Porphyroklasten von Mikroklin und Plagioklas in einer grauen Matrix aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Biotit. Das Gefüge und der Mineralbestand zeigen Ähnlichkeiten mit dem Orthogneis der Hohen Angelusspitze, welcher im Bereich des Blattes "Bormio" aufgeschlossen ist.

Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Biotit \pm Epidot \pm Zirkon \pm Granat \pm Chlorit.

Amphibolite (**OAL**)

Linsen und *Boudins* verschiedener Größe finden sich häufig in den Glimmerschiefern und Paragneisen im Hangenden der Laaser Marmore (**OML**). Amphibolitlinsen sind oft an Quarzite gebunden (Kortscher Wald/*Bosco di Corzes*, Innerer Saugberg/*Succhio di Dentro*) oder bilden dünne Lagen in den Marmoren wie z.B. am Göflaner See (*Lago di Covelano*).

Es handelt sich um Bänderamphibolite, die durch eine planare Schieferung mit einer mm-Wechselagerung von dunkelgrünen, amphibolreichen Lagen und hellen, leukokraten Lagen gekennzeichnet sind. Massige, grobkörnige Amphibolite mit cm-großen Amphibolkristallen und unregelmäßigem Gefüge kommen ebenfalls vor.

Die Mineralparagenese besteht zumeist aus Amphibol, Biotit, Muskovit, Plagioklas, Quarz \pm Granat \pm Epidot \pm Klinozoisit.

Die petrologischen Untersuchungen lassen zwei Mineralparagenesen unterscheiden: Die präalpidische Paragenese besteht aus Amphibol, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Quarz \pm Granat \pm Zoisit \pm Titanit \pm Kalzit; die zweite, alpidische Paragenese (eoalpidisch) aus Amphibol, Plagioklas, Biotit, Chlorit \pm Zoisit \pm Granat \pm Titanit \pm Kalzit. Wie in den Glimmerschiefern und Paragneisen wurden für die alpidische Metamorphose der Amphibolite Temperaturen von ca. 500-600°C und Drücke von 0.5-0.88 GPa ermittelt (MAIR *et alii*, 2003; NOCKER, 2007).

Laaser Marmor (OML)

Die Marmore treten verbreitet am ungefähr E-W verlaufenden Kamm auf, der den Vinschgau vom Martelltal trennt (rechte Seite des Laasertals, Jennwand/*Croda di Jenne*, Marteller Sonnenberg/*Monte Sole di Martello*). Ihre Mächtigkeit reicht von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Zehnermetern. Makroskopisch betrachtet sind die Marmore kompakte Gesteine mit einer hohen Kristallinität, einer deutlichen Schieferung und weiß-gelber bis grünbraun-grauer Farbe.

Neben den weißen, kristallinen, reinen Marmoren mit variabler Korngröße und massigem Gefüge treten auch gelbliche und graue Lithologien mit farbigen, lokal stark verfalteten Bändern auf (Abb. 15). Die gelb gefärbten Lagen sind reich an Biotit, die grün gefärbten Lagen reich an Chlorit, die rosaroten reich an Klinozoisit, während die grau-schwarzen Lagen Graphit enthalten. Der oberste



Abb. 15 - Laaser Marmor mit asymmetrischen Falten und Scherflächen.

Teil der Marmore am Nordhang der Weißwand (*Croda Bianca*) und einige Marmorbänder im Psaital sind durch eine hohe Kristallinität und eine braun-rötliche Farbe gekennzeichnet.

Der durchschnittliche Mineralbestand (in Volumprozent) besteht aus Kalzit (85-98%), Quarz (1-5%), Muskovit (0-5%), Tremolit (0-5%) und opaken Mineralien. In den mächtigeren Lagern und im Bereich der Faltenkerne können die Marmore einen Kalzitgehalt von über 95% erreichen (Göflaner Marmorbruch). Am Kontakt zwischen den Marmoren und den Glimmerschiefern (**OPL**) sind graduelle Übergänge zu Kalksilikat-reichen Kalkglimmerschiefern bzw. eine Wechsellagerung dünner Lagen (cm) von Glimmerschiefern mit unreinen Marmoren festzustellen.

Die petrographische Analyse von silikatreichen Marmoren zeigt Paragenesen aus Kalzit, Plagioklas, Muskovit, Quarz, Zoisit, Titanit, Klinopyroxen, Amphibol, Biotit, Chlorit und Tremolit, die im Zuge von zwei Metamorphoseereignissen gebildet wurden. Klinopyroxen und Amphibol gehören der präalpidischen Paragenese an und sind teilweise oder vollständig durch Amphibol der zweiten Generation ersetzt. Außerdem wurden zwei Generationen von Hellglimmer und Epidot mit sehr unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung beobachtet. Da die Mineralien Chlorit, Biotit und Tremolit postdeformativ und statisch gebildet wurden, sind sie der jüngeren (alpidischen) Paragenese zugeordnet worden.

Die komplexen reliktsichen Strukturen und die abgesicherten Falten (*rootless folds*) in den Marmoren sind eindeutige Indizien für die präalpidische Metamorphose. Zudem bestätigt der konkordante Verlauf der Marmor- und Glimmerschieferlagen im Gelände, dass alle Gesteinstypen dieselbe tektono-metamorphe Entwicklung erlebt haben.

1.3. - PERMISCHER MAGMATISMUS

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" wurden zwei magmatische Intrusivkomplexe permischen Alters im Detail kartiert. Der große granitische Intrusivkomplex im Martelltal besteht neben der Hauptintrusion aus zahlreichen aplitisch-pegmatitischen sowie Spodumen-führenden Gängen. Aufgrund der eindeutigen Geländebefunde wurde den Gängen ein permisches Alter zugeordnet. Sowohl die Randbereiche der Intrusion, als auch die Gänge wurden im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung stark deformiert und geschiefert. Aus diesem Grund ist die Bezeichnung Marteller Orthogneis der bisher üblichen (Marteller Granit auct.) vorzuziehen.

Die granodioritische Intrusion des Arzkarsees (*Lago Quaira*) besteht aus einem Hauptkörper und einem Schwarm von kleinen Gängen permischen Alters. Im Vergleich zum Marteller Orthogneis weist dieser Körper eine schwächer ausgebildete alpidische Deformation bzw. metamorphe Überprägung auf.

1.3.1. - Granitische Orthogneise (OGM)

Der Marteller Orthogneis erstreckt sich über eine Fläche von ca. 3 x 9 km im gleichnamigen Tal. Er ist im Bereich des Talbodens des unteren Martelltals bis zum Zufrittsee, in den linken Seitentälern Rosim und Schluder sowie in den kleineren, orographisch rechts gelegenen Tälern aufgeschlossen. Die Präsenz des Intrusivgesteins steuerte die morphologische Entwicklung dieses Tals und bedingte die Ausbildung von bis zu 700 m hohen, schroffen Felswänden an den Flanken des Haupttales. Am hangenden Kontakt der Orthogneise zu den leichter erodierbaren Glimmerschiefern entwickelten sich Hängetäler.

Der aplitisch-pegmatitische Orthogneis von heller Farbe hat ein granulares, mittel- bis grobkörniges, über weite Strecken pegmatoides Gefüge. In den Randbereichen und entlang der Scherzonen zeigt der Pluton ein geschiefertes Gefüge (Abb. 16) mit der Entwicklung zu einem Augengneis bzw. einem mylonitischen Flasergneis. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Feldspat, Muskovit, selten Biotit \pm Granat \pm Turmalin \pm Beryll. Der Protolith ist dadurch gekennzeichnet, dass Biotit nur marginal vorkommt.

Örtlich, insbesondere im Zentrum der Intrusion und in den hochgelegenen Aufschlüssen auf der rechten Talseite, zeigt der Orthogneis Fließgefüge mit einer Einregelung der Glimmer und vor allem von Turmalin. Es wurden auch Anzeichen für *Mingling*-Prozesse und mehrphasige Intrusion beobachtet, die durch mafische Einschlüsse (*blobs*) und Schlieren gekennzeichnet sind. In einigen Bereichen am Top des Plutons sind synintrusive Intrusionsstrukturen (*roof pendent*), sowie magmatische Intrusionsbrekzien erhalten.

Vor allem im Südosten des Plutons ist das pegmatitisch-aplitische Ganggefüge nach der Platznahme deformiert und geschiefert worden. So kam es zur Aus-



Abb. 16 - Granitischer Gang der permischen Marteller Intrusion in den Glimmerschiefern OMI im Martelltal.

bildung einer Wechsellagerung von Gneisbändern und rötlichen, kontaktmetamorph überprägten Glimmerschiefern. Diese Wechsellagerungen sind in den Bereichen Flimwald (*Bosco di Flim*) und Saltgraben (*Fosso di Salto*) zu beobachten. Die Randbereiche des Plutons im Gebiet des Grossbodenkars (*Quaira di Pian Grande*), sind isoklinal verfaltet und parallel zur regionalen, wahrscheinlich alpidischen, Schieferung deformiert. Im Dünnschliff zeigt der deformierte Granit typische Quarzbänder. In anderen Aufschlüssen ist der Granit deutlich diskordant zu den Strukturen der umgebenden Gesteine (z.B. am Nordufer des Zufrittsees). Am Nordhang des Grabensprungspitz (*Cima Fosso di Salto*) sind pegmatitische Linsen mit Dezimeter großen Muskovit- und Biotitkristallen beschrieben.

Die radiometrischen Datierungen des leicht deformierten Marteller Orthogneis ergaben Abkühlalter von $276\text{-}274 \pm 3$ Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003; Sm/Nd an Granat) bzw. 271 ± 3 Ma (BOCKEMÜHL, 1988, Rb/Sr am Gesamtgestein). Petrologische Untersuchungen an Kontaktmineralien zeigten Intrusionsbedingungen von mindestens 550°C und $0.4\text{-}0.6$ GPa (NOCKER *et alii*, 2003). Diese Daten wurden aus Einschlüssen und vom unmittelbaren Kontaktbereich des Granits gewonnen. Meist sind die kontaktmetamorphen Schiefer durch das Auftreten von radialstrahligem Turmalin gekennzeichnet (Flimalm/*Malga di Flim*).

Die Intrusion führte zu einer deutlichen kontaktmetamorphen Überprägung sowohl der Metapelite als auch der Marmore, die bereits in vorhergehenden Kapiteln beschrieben wurde.

1.3.2. - *Metapegmatite (OGM_a)*

Meter bis Zehnermeter mächtige Metapegmatitkörper bzw. pegmatitische Orthogneise, die an die Marteller Intrusion gebunden sind, treten als Zwischenlagen in den Glimmerschiefern der Peio-Einheit auf. Sie sind in einem breiten Streifen um den Hauptkörper, auf beiden Seiten des Martelltals, aufgeschlossen.

Es handelt sich um helle feldspatreiche Gänge, mit Quarz und Hellglimmer sowie mit Turmalin, Granat und selten Beryll. Sie sind undeformiert und durchschlagen diskordant sämtliche präalpidischen Strukturen. Ein Teil der Gänge ist stark deformiert (Orthogneise), mit geschiefertem Gefüge konkordant zur Schieferung der umgebenden Gesteine.

Oft zeigen die gering deformierten Gänge einen Reaktionsrand aus radialstrahligem Turmalin zu den umgebenden Gesteinen. Diese Gänge sind eindeutige Marker für die Altersbestimmung der Deformation der Peio-Einheit.

Einige aplitische-pegmatitische Gänge mit einer Mächtigkeit im Meter- bis Zehnermeterbereich treten im Bereich der Göflaner Scharte (*Forcella di Covelano*) sowie am Kamm östlich davon, am Marteller Sonnenberg (*Montesole di Martello*) sowie nördlich der Laaserspitze (*Punta di Lasa*) auf. Östlich der Göflaner Scharte ist ein Zehnermeter mächtiger Gang aufgeschlossen, der zusammen mit

den Marmoren verfault wurde, die durch den Gang kontakmetamorph überprägt worden waren. Ein weiterer, 15-20 Meter mächtiger Gang tritt im Bereich Weisskaser (*Casera Bianca*) am Kamm des Sonnenbergs auf.

Die Mineralparagenese der Gänge besteht aus Quarz, Feldspat, Muskovit, wenig Biotit \pm Granat \pm Turmalin.

1.3.3. - *Spodumen-führende Metapegmatite (OGM_b)*

Es handelt sich um Meter bis Zehnermeter mächtige Pegmatitkörper bzw. pegmatitische Orthogneise, die nur auf der linken Seite des Martelltals, zwischen der Laaserspitze (*Cima di Lasa*) und dem Lyfispitz (*Cima di Livi*) auftreten. Die hellgrauen, manchmal dunkel gefleckten, Gesteine sind durch das Auftreten von feinkörnigem Muskovit und cm-großen Spodumenkristallen sowie durch das Fehlen von Turmalin und Beryll gekennzeichnet. Sowohl undeformierte und diskordante Gänge, die sämtliche präalpidischen Strukturen durchschlagen, als auch deformierte, konkordant zur Foliation der Umgebungsgesteine geschieferte, Gänge werden beobachtet.

1.3.4. - *Granodioritische Orthogneise (OGQ)*

Ein Körper von fein- bis mittelkörnigen Granodioriten erstreckt sich vom Arzkarsee (*Lago Quaira*) über das Kuppelwiesertal (*Valle di Pracupola*) bis in den Graben des Marschnellbaches im Ultental. In den granitoiden Gesteinen ist das magmatische Gefüge noch erhalten und die umgebenden Gesteine sind kontakmetamorph überprägt (*Steinrast/Alpe del Riposo*). Am Rand ist der Granodiorit mehr oder weniger deutlich geschiefert. Zum Kern hin tritt die Foliation zurück und ein isotropes Gefüge dominiert. Die Mineralparagenese des Orthogneises besteht aus Quarz, Plagioklas, K-Feldspat, Hellglimmer, Biotit und Amphibol. Die geringe Deformation und das gut erhaltene Primärgefüge des Granitkörpers würden auf eine spätalpidische Intrusion hinweisen. Radiometrische Datierungen an Monazit ergaben jedoch Alter von 272 ± 28 Ma (Datierung durch TROPPEL, im Rahmen des CARG-Projektes, Blatt "Rabbi").

1.4. - PERMO-TRIASSISCHE SCHUPPEN ENTLANG ALPIDISCHER STÖRUNGEN

In den alpidischen Scherzonen der Zebbru- und Peio-Linie kommen Schuppen von stark tektonisierten Dolomiten, Rauhbacken und Gipsen vor, deren Alter schwer bestimmbar ist.

Die Lithologien und die Ähnlichkeit mit der Basis der Sedimentabfolge der Ortler-Decke *Auct.* lassen ein triassisches Alter der in die Zebrù-Linie eingeschuppten Sedimente vermuten. Das Vorkommen von Quarziten in Verbindung

mit Dolomiten entlang der Peio-Linie lässt eher auf ein permo-triassisches Alter dieser Gesteine schließen.

1.4.1. - Gipse und Rauhwacken (SZG)

Sie treten im Bereich der Scherzonen der Madritsch-Linie auf. Es handelt sich um Gesteine, die mit der Raibl Gruppe korreliert werden können, welche in Graubünden von FRANK (1986) und im *Valle Lunga* (Blatt "Bormio") von BON-SIGNORE *et alii* (1969) beschrieben wurden.

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" sind sie nur am Pederköpfl (*Dosso di Peder*) aufgeschlossen. Der größte Aufschluss liegt im Bereich der Sonnenwand (*Croda del Sole*) im angrenzenden Blatt "Bormio", wo sie eine Mächtigkeit von 60 m erreichen (Abb. 17). Ihre Zugehörigkeit zur Sedimentabfolge der Ortler-Decke *Auct.* ist durch verschiedene Aufschlüsse entlang der Madritsch Linie (im Madritschtal, am Madritschjoch, im Bereich der Schaubachhütte/*Rifugio Città di Milano*, an der Basis des Hauptdolomits knapp westlich der Hintergrathütte/*Rifugio Alto del Coston* bis zum Zumpanell im Suldental und im Trafoital, Blatt "Bormio") sowie durch Schwefel-Isotopen-Analysen gesichert (USTASZEWSKI, 1999, 2000). Die Gipse sind von weißer-hellgrauer Farbe und enthalten Anhydritkerne. Es ist nicht geklärt, ob die Anhydritkerne der alpidischen Metamorphose zuzuordnen oder sedimentären Ursprungs sind. Das Auf-



Abb. 17 - Anhydrite und Gipse auf der rechten Seite des oberen Pedertals.

treten von gediegenem Schwefel ist auf die Zersetzung der Gesteine durch Regenwasser zurückzuführen. Die Rauhacken besitzen eine gelbliche-hellbraune Farbe und weisen eine Zellenstruktur auf. Sie enthalten verschieden große Fragmente der umgebenden Phyllite, Dolomite, Gipse und manchmal Serpentine. Vielfach sind sie stark verwittert und bilden grau-braune Sande.

1.4.2. - Mylonitische Kalke und Quarzite (LTR)

Schuppen von grünen Quarziten mit Feldspat-Porphyroklasten und von metamorphen Kalken, die als permo-triassische Sedimente interpretiert wurden, treten entlang der Peio-Linie auf. Sie sind auf der rechten Seite des Ultentals an den Hängen der Kachelstubscheid (*Monte Stanga*), auf einer Höhe von 2400 m bzw. von 2380 m aufgeschlossen (ANDREATA, 1948a). Man kann beide Aufschlüsse vom Haselgruber Joch (*Passo di Rabbi*) aus erkennen, wenn man nach Osten blickt. Auf dem Blatt "Cevedale" im Maßstab 1:100.000 (ANDREATA, 1951b) sind die mylonitischen Kalke entlang der Peio-Linie als Marmore ausgehalten und mit dem Buchstaben (K) gekennzeichnet.

Die starke mylonitische Deformation an der Peio-Linie macht es unmöglich, den Protolith dieser Gesteine zu definieren. ANDREATA (1948) stellte trotzdem einige Ähnlichkeiten dieser Schuppen mit der triassischen Abfolge der "Maulser Synklinale" fest.

2. - MESO-KÄNOZOISCHE SEDIMENTABFOLGE (SÜDALPIN)

Die meso-känozoische Sedimentabfolge tritt am Eingang des *Bresimo*-Tals in einem kleinen, stark deformierten Bereich auf. Aufgrund der starken Deformation und der tektonischen Ausdünnung verschiedener Einheiten ist die Sedimentabfolge sehr lückenhaft erhalten.

2.1. - ANGOLOKALK (ANG)

Es handelt sich um dunkle bis schwarze, plattige dünnbankige Dolomite und Kalke mit ebenen bis welligen Schichtflächen sowie um dunkelgrau-schwarze, Glimmer-führende, feinlamierte Tonsteine in cm-mächtigen Lagen. Die häufigsten Sedimentstrukturen sind Lamination sowie *Rippel*- und *Hummocky*-Schrägschichtung.

Als Fossilreste findet man Brachiopoden (*Tetractinella trigonella*), Muscheln, Gastropoden, Ostrakoden, Crinoidenreste (*Dadocrinus gracilis* und *Encrinus liliiformis*), Algen (*Dasycladaceae*) und Foraminiferen der Gattung *Glomospirella*.

Der Angolokalk tritt in einem einzelnen Aufschluss am Blattrand im östlichen Sektor des *Bresimo*-Tals auf. Der Aufschluss befindet sich an der linken Seite des

Torrente Barnes am Hang des *Pramustèl*, wenig oberhalb der Ortschaft *Molino*.

Der Angolokalk entsteht in einem Ablagerungsmilieu mit gemischter Sedimentation, bei welchem die Karbonatbildung im subtidalen Raum überwiegt.

Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen und wird von den Alluvionen des *Torrente Barnes* verdeckt.

Im *Bresimo*-Tal zeigt der Angolokalk einen scharfen und parakongordanten Kontakt zur überlagernden Giovo-Formation (**GIV**), genauer gesagt zum Gampenpass-Member (**GIV₁**). Die Mächtigkeit dieser Formation beläuft sich auf mindestens 40 m.

Alter: Bithynium - Unteres Pelsonium (?)

2.2. - GIOVO-FORMATION (**GIV**)

Es handelt sich um eine heterogene Schichtabfolge aus gemischt karbonatisch-klastischen Sedimenten mit variabler Korngröße, die in einem randmarinen Milieu abgelagert wurde. Im angrenzenden Blatt "Eppan" wurden drei Member unterschieden, die sich überlagern und manchmal verzahnen. Die Giovo-Formation ist weiträumig aufgeschlossen am Eingang zu einer engen Bacheinschnitt in der Nähe der Ortschaft *Molino*.

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" ist die Mächtigkeit dieser Formation sehr gering. Trotzdem treten alle drei Member der Formation gut erkennbar auf: Gampenpass-Member (**GIV₁**), Kurtatsch-Member (**GIV₂**) und Monte Ozol-Member (**GIV₃**).

2.2.1 - Gampenpass-Member (**GIV₁**)

Es handelt sich um gelb-graue Litharenite mit Karbonatzement sowie kreuzgeschichtete, gradierte Konglomerate, die lokal reichlich Pflanzenreste und Crinoiden (*Encrinus liliiformis*, *Dadocrinus gracilis*) enthalten. Die Litoklasten stammen vor allem aus den karbonatischen (evaporitische Dolomite) und klastischen Einheiten vom Top des Voltago-Konglomerates, welches in dieser Zone nahezu vollständig erodiert wurde. Den Lithareniten sind bioturbate, graue Pelite zwischengeschaltet, die sehr reich an Pflanzenresten sind. Häufig findet man Kreuzlaminationen sowie Rutschstrukturen (*slumpings*) im kleinen, wie im großen Maßstab.

Dieses Member tritt in einem Bacheinschnitt in der Nähe der Ortschaft *Molino* auf.

Die Untergrenze entspricht den Lithareniten und grau-gelblichen Konglomeraten, welche mit einem erosiven Kontakt auf roten, wenige Dezimeter mächtigen Siltsteinen liegen. Diese Siltsteine gehören zum Voltago-Konglomerat, das aufgrund der geringen Mächtigkeit nicht ausgehalten wurde.

Die Mächtigkeit des Gampenpass-Members beträgt 15 m.

Als Ablagerungsraum kommt ein randmariner Bereich (*foreshore*) mit starkem klastischen Eintrag von subaerisch exponierten Gebieten in Betracht.

Alter: Pelsonium.

2.2.2. - Kurtatsch-Member (**GIV₂**)

Es handelt sich um dunkelgraue Siltsteine und Mergel mit vielen Pflanzenhäckseln, die nach oben hin in eine Wechsellagerung von peritidalen Kalken und grau-gelblichen, siltigen Sandsteinen übergehen. Die Bänke sind zwischen 5 und 20 cm mächtig und häufig von starker Bioturbation geprägt, was zu einem knolligen Aussehen des Gesteins führt. Nach oben nehmen die subtidalen Kalke aus bioturbaten, knolligen Kalkareniten mit Ostrakoden, Crinoiden und Brachiopoden zu. Es kommen Adern mit Baryt-Vererzungen vor.

Auch das Kurtatsch-Member ist im Bacheinschnitt in der Nähe der Ortschaft *Molino* gut aufgeschlossen.

Die Untergrenze mit **GIV₁** ist scharf, die Obergrenze zum Monte Ozol-Member (**GIV₃**) ist graduell.

In den basalen Niveaus findet man reichlich inkohlte Pflanzenhäcksel, Pflanzenreste und Abdrücke von Invertebraten (*Rizocorallium*). Man findet auch Algen (*Diplopora* sp.) und Foraminiferen (*Glomospira* sp.), neben Ostrakoden, Brachiopoden (*Tetractinella trigonella*, *Rhynchonella decurtata*, *Coenothyris vulgaris*) und Crinoiden (*Encrinus liliiformis*, *Dadocrinus gracilis*).

Die Mächtigkeit des Kurtatsch-Members erreicht 20-25 m.

Als Ablagerungsraum kommen flache Lagunen und Meeresarme (mit zeitweise subaerischer Exposition) bis hin zu offenmarinen Bedingungen mit der Bildung subtidaler Karbonatplattformen in Frage.

Alter: Pelsonium.

2.2.3. - Monte Ozol-Member (**GIV₃**)

Es handelt sich um dünn geschichtete, graue, dm-gebankte Dolomite. An der Basis treten grau-schwarze Dolomite und Knollenkalke in dünnen, leicht bioturbaten Bänken mit reichlich Crinoidenschutt auf. Als Bioklasten kommen fast ausschließlich Crinoidenreste vor, die mitunter so häufig sind, dass sie echte Encrinit-Sande (*lags*) bilden, in denen man häufig große Fragmente von *Columnalia* findet.

Das Monte Ozol-Member ist ebenfalls im Bacheinschnitt in der Nähe der Ortschaft *Molino* aufgeschlossen, wo es im Gegensatz zu den vorherigen stärker hervortritt.

Die Untergrenze mit **GIV₂** ist graduell, die Obergrenze mit der Contrin-Formation wird von einigen cm-dicken Lagen vulkanischer Asche markiert. Mächtigkeit: 20-25 m.

Der Ablagerungsraum erstreckt sich von einer Lagune mit eingeschränkter Zirkulation bis hin zur Karbonatbildung in Gezeitebenen.

Alter: Pelsonium *p.p.*

2.3. - CONTRIN-FORMATION (CTR)

Diese Einheit besteht aus hellgrauen subtidalen Dolomiten die bis zu mächtige, planparallele Bänke aufbauen und zahlreiche Reste von Kalkalgen enthalten. Das Gestein zeigt planparallele Schichtflächen und am Top intertidale Lagen aus grau-grünen Doloareniten.

Diese Einheit ist entlang der Landesstraße Bresimo in der Lokalität *Pramustèl* aufgeschlossen.

Im oberen Abschnitt nimmt die Mächtigkeit der einzelnen Bänke ab und es treten häufig dm-dicke Lagen von roten und grünlichen Tonsteinen (alterierte Vulkanoklastika) und rot-gelblichen, siltigen Dolomiten auf.

Die Untergrenze mit **GIV₃** ist parakonkordant und graduell ausgebildet und wird von einigen cm-dicken Lagen vulkanischer Asche markiert. Die Mächtigkeit der Formation erreicht 100-200 m. Der Ablagerungsraum ist eine typische subtidale Karbonatplattform mit unterschiedlicher Subsidenz.

Alter: Illyrium *p.p.*

2.4. - SCHLERN-FORMATION (SCI)

Diese Formation besteht aus einer monotonen Abfolge von weiß-rosafarbenen Dolomiten in 30-100 cm mächtigen Bänken mit zahlreichen Dasycladaceen (*Diplopora* sp.). Darüber folgen stromatolithische Dolomite in dm-m mächtigen Bänken. Am Top der peritidalen Zyklen treten Lagen von roten Peliten auf, während an der Basis Einschaltungen von vulkanischen Aschen vorkommen. Der Fossilgehalt ist auf kleine Bivalven, Gastropoden und Dasycladaceen beschränkt.

Diese Einheit tritt am Südhang des *Avert* und an der Basis des *Monte Cort* am Eingang des *Bresimo*-Tals auf.

Die Untergrenze zur der Contrin-Formation (CTR) zeigt einen schnellen, graduellen und konkordanten Übergang und ist von einem Fazieswechsel gekennzeichnet. Dieser ist erkennbar durch das Auftreten von Dolomiten und/oder mergeligen, dolomitisierten Kalken rötlicher Farbe, von Paläokarststrukturen sowie von regional ausgebildeten vulkanoklastischen Lagen. Der Übergang ist an der Landesstraße Bresimo in der Lokalität *Pramustèl* aufgeschlossen.

Die Mächtigkeit der Schlern-Formation schwankt zwischen 200 und 350 m.

Die Formation entstand durch Ablagerungen einer aggradierenden Karbonatplattform, die periodisch und auch für längere Zeit bzw. über weite Bereiche subaerisch exponiert wurde. Im Südosten wird die Plattform von schmalen, subsi-

denten Becken begrenzt.

Alter: Illyrium *p.p.* - Fassanium.

2.5. - HAUPTDOLOMIT (DPR)

Der Hauptdolomit ist auf beiden Seiten des *Bresimo*-Tals südlich der Nördlichen Judikarien-Linie großflächig aufgeschlossen. Die rechte Talseite ist durch eine komplexe Tektonik mit steilen Störungen und bedeutendem Versatz gekennzeichnet.

Auf der linken Seite des *Bresimo*-Tals zeigt der Hauptdolomit einen tektonischen Kontakt mit der Val d'Agola-Formation. Der Dolomit ist lokal rekristallisiert und stark kataklastisch überprägt. Trotz der intensiven Deformation ist der strukturelle Bau erkennbar und durch eine konstant nach WNW fallende Schichtung mit einem Einfallwinkel zwischen 60° und 15° gekennzeichnet. Der Hauptdolomit besteht aus einer monotonen Abfolge m-dicker, peritidaler Zyklen von massigen, mikrokristallinen stromatolitischen Dolomiten und löchrigen Dolomiten grauer Farbe, welche bis zu 2 m dicke Bänke bilden und große Lösungshohlräume (Paläokarst) aufweisen. Die Schichten sind durch Laminite mit Algenmatten sowie Intraklasten charakterisiert, die durch Austrocknungsprozesse entstehen. Dabei werden die unterlagernden Sedimente soweit zerlegt, bis sich Brekzienlagen bilden. Örtlich ist das Top der Formation durch schwarze bis dunkelgraue Kalkdolomite mit zahlreichen Sulfid-Vererzungen gekennzeichnet.

Die Grenze zur unterliegenden Schlern-Formation ist parakonkordant, graduell und durch einen leichten Fazieswechsel gekennzeichnet. Dieser macht sich durch das Auftreten von Dolomiten und/oder dolomitisierten Kalken von dunkelgrauer, teils violetter Farbe und von millimetrischen-submillimetrischen Klasten vulkanischen Ursprungs bemerkbar. Diese basale Fazies, die stratigraphisch gesehen Einheiten wie dem Val Sabbia-Sandstein und der Travenanzes-Formation (Raibl-Gruppe *Auct.*) entspricht, tritt diskontinuierlich und in nicht kartierbarer Mächtigkeit auf.

An der Straße von *Fontana Nuova* nach *Maso dei Plagi* kann man mit rötlichen Siltsteinen verfüllte Lösungshohlräume sowie mit Kalzit verfüllte Klüfte beobachten. In diesem Abschnitt besteht der Hauptdolomit aus dunkelgrauen Kalken und ist kaum dolomitisiert.

Bereits von der Untergrenze an enthält der Hauptdolomit *Megalodon gümbeli* und *Worthenia escherii*. Auch Dasycladaceen sind häufig (*Gryphoporella* sp., *Giroporella* sp.), weiters kleine Bivalven (*Isognomon* sp. und *Costatoria* sp.) und Algen (*Thaumatoporella parvovesiculifera*).

Die Obergrenze ist nicht aufgeschlossen oder wurde entlang der Nördlichen Judikarien-Linie, am Kontakt zum Grundgebirge der Tonale-Decke, abgesichert. Die Untergrenze zur Schlern-Formation (SCI) ist parakonkordant und an der Straße von *Baselga di Bresimo* talauswärts gut aufgeschlossen.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits schwankt zwischen 230 und 250 m.

Als Ablagerungsraum kann man sich eine weite, stark gegliederte und frühzeitig dolomitisierte Karbonatplattform vorstellen. Die Dolomite bildeten sich hauptsächlich in Lagunen und Gezeitenebenen.

Alter: Norium-Rhaetium?

2.6. - ZU-KALK (ZUU)

Der Zu-Kalk wird im nördlichen Sektor der Brenta-Gruppe (Blatt „Malè“) in zwei Member unterteilt: ein unteres, welches einer subtidalen Karbonatrampe entspricht (Grostè-Member, **ZUU₁**) und ein oberes, welches einem peritidalen Ablagerungsraum zugeordnet werden kann (Tremalzo-Member, **ZUU₃**).

Das untere Member (**ZUU₁**) liegt transgressiv auf dem Hauptdolomit (in der Lokalität *Monticello* aufgeschlossen).

Einige kleine Aufschlüsse aus dick gebankten hellgrauen dolomitischen Kalken wurden hingegen dem Tremalzo-Member (**ZUU₃**) zugeordnet. Die Obergrenze mit der Monte Zugna-Formation ist graduell und erfolgt in wenigen Metern. Die Einheit enthält Megalodonten und Foraminiferen (*Triasina hantkeni*), die generell dem Rhaetium zugeordnet werden.

Alter: Rhaetium.

2.6.1. - *Grostè-Member* (ZUU₁)

Hierbei handelt es sich um dunkle, mikritische Kalke, schwarze Mergel und Tonsteine, fein- bis mittel geschichtete, gradierte Biokalkarenite mit Mollusken und Brachiopoden. Örtlich sind nach oben hin Korallen vorhanden. Die Untergrenze ist transgressiv zum Hauptdolomit (**DPR**). Mächtigkeit: 40 m.

Das Grostè-Member wurde in der Lokalität *Monticello* kartiert, wo es eine Mächtigkeit von 20-30 m erreicht.

Alter: ? Norium-Rhaetium.

2.6.2. - *Tremalzo-Member* (ZUU₃)

Diese Einheit besteht aus gut gebankten Kalken und dolomitischen Kalken mit einigen Einschaltungen von Tonsteinen, die nach oben hin seltener werden.

Das Tremalzo-Member tritt in der Nähe von *Masi dei Plagi* im mittleren und oberen Teil des Taleinschnittes am Nordhang des *Monticello* auf. Die stratigraphische Abfolge ist homogen ausgebildet, mit geringen lateralen Faziesvariationen. Sie kann in Meter-mächtige (1-3 m) Zyklen des Typs *shallowing-upward* gegliedert werden. Innerhalb der Zyklen gehen die bioturbaten subtidalen Mikritkalke im unteren Teil nach oben in intra- und supratidale Ablagerungen

über, die durch Fenstergefüge (*birds eyes*), Tepee-Strukturen und stromatolithische Lamination gekennzeichnet sind.

Als Ablagerungsraum dieser Einheit kann man sich eine Karbonatplattform vorstellen.

Die Bänke zeigen eine mittlere Mächtigkeit. Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen. Die Obergrenze ist durch eine Störung des Nördlichen Judikariensystems tektonisch abgesichert, wodurch dieses Member in direktem Kontakt zur Val d'Agola-Formation steht.

Die Mächtigkeit beträgt mindestens 120 m.

Alter: Rhaetium.

2.7. - GRAUKALK-GRUPPE (CG)

Die Graukalk-Gruppe ist im Blatt "Rabbi" kaum aufgeschlossen. Sie tritt außerhalb des Kartenblattes in den anliegenden Tälern *Val di Sole* und *Val dei Rivi* auf. Kleine Aufschlüsse, die sich nur schwer einordnen lassen, wurden in der Ortschaft *Masi dei Plagi* kartiert.

Die Graukalk-Gruppe besteht aus Sedimenten einer karbonatischen Gezeitenenebene. Im Blattbereich treten die Rotzo-Formation (RTZ) und die Monte Zugna-Formation (FMZ) auf.

2.7.1. - Monte Zugna-Formation (FMZ)

Es handelt sich hierbei um graue mikritische Kalke mit Intraklasten, Onkoiden und mitunter Ooiden, Foraminiferen und Mollusken, zuweilen mit grünlichen, mergeligen Zwischenlagen.

Diese Formation tritt in einer tektonischen Schuppe am Osthang des *Monticello* auf.

Sie unterscheidet sich von den übrigen Einheiten der Gruppe aufgrund des mikritischen Gefüges bzw. örtlich aufgrund des Auftretens von dunklen Mikritkalken, die mit dünnen Tonsteinlagen wechseln.

Die Grenzen sind nicht aufgeschlossen, die Mächtigkeit beträgt mindestens 40 m.

Alter: (?)Rhaetium – Sinemurium.

2.7.2. - Rotzo-Formation (RTZ)

Es handelt sich um bioklastische Kalke in peritidalen Zyklen und oolitische Kalke in massigen dicken Bänken.

Die Rotzo-Formation tritt in tektonischen Schuppen entlang der Nördlichen Judikarien-Linie auf. Der wichtigste Aufschluss im Blattbereich kommt im *Val*

della Calcara vor, wo dick gebankte, graue, mikritische Kalke mit zahlreichen Hohlräumen und roter Siltverfüllung sowie mit kalzitverfüllten Klüften zu beobachten sind.

Die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 50 m.

Alter: Sinemurium – Pliensbachium.

2.8. - SAN VIGILIO-OOLITH (**OSV**)

Es handelt sich um Kalkarenite und rötliche Encrinite, die nur in kleinen, schlecht aufgeschlossenen Schollen entlang der Nördlichen Judikarien-Linie und im *Val dei Rivi* vorkommen.

Die Untergrenze mit der Rotzo-Formation (**RTZ**) ist scharf und konkordant. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 50 m.

Alter: Toarcium - Unteraalenium

2.9. - VAL D'AGOLA-FORMATION (**VAG**)

Die Val d'Agola-Formation gilt als nordöstliches Äquivalent zum Lombardischen Flysch. Im *Bresimo*-Tal ist sie durch karbonatische und klastische Lithologien gekennzeichnet, wobei die Abfolge durch kompressive bzw. sinistral transpressive Störungen zerlegt ist.

Die Val d'Agola-Formation ist auf der linken Seite talabwärts von *Castello d'Altavardia* sowie entlang der Forststraße von *Fontana* nach *Masi dei Plagi* aufgeschlossen. Es handelt sich hauptsächlich um klastische bzw. gemischt karbonatisch-terrigen Sedimente, die aus dem Norden stammen, wo in der Oberkreide ein Abschnitt der Alpenkette aus dem Meer ragte.

Die Val d'Agola-Formation wurde in drei Einheiten unterteilt, von denen nur zwei im Bereich des Kartenblattes auftreten: das basale Bregna l'Ors-Member (**VAG₁**) und das mittlere Coste di Grual-Member (**VAG₂**).

Die Beziehungen zwischen den beiden Members sind entlang der Forststraße von *Fontana* nach *Masi dei Plagi* erkennbar. Die Mächtigkeit der Einheiten ist schwer abzuschätzen, da Top und Basis durch Störungen tektonisch reduziert wurden. Die Mächtigkeit der anstehenden Einheiten nimmt von Süden nach Norden ab. Die maximale Mächtigkeit beträgt ca. 500 m.

2.9.1. - Bregna da l'Ors-Member (VAG₁)

Das Bregna da l'Ors-Member (VAG₁) besteht aus Mergeln sowie aus tonigen und siltigen Mergeln. Die feinschichtigen Gesteine von schwarzer, grünlich-grauer oder dunkelgrauer Farbe, weisen Turbiditeinschaltungen von hybriden Sandsteinen in Abständen von wenigen Dezimetern bis mehreren Metern auf. Die Abfolge enthält linsenförmige, Meter bis Zehnermeter mächtige Konglomerate mit zumeist gerundeten, mehrere Zentimeter großen Geröllen aus roten Hornsteinen, mesozoischen Karbonaten, Quarz, Metamorphiten, Magmatiten und Vulkaniten in einer sandigen Matrix (CASTELLARIN *et alii* 1976).

Diese klastische Einheit ist im Bereich des *Castello di Altavardia* abgeschlossen. Die Untergrenze ist aufgrund tektonischer Ausdünnung nicht vorhanden. Die Mächtigkeit beträgt durchwegs über 200 m.

Alter: Turonium - Santonium.



Abb. 18 - Lamination in den mergeligen Kalken des Bregna da L'Ors-Members.

2.9.2. - Coste di Grual-Member (VAG₂)

Das Coste di Grual-Member besteht aus mergeligen und sandigen, rötlichen bis grauen Kalken und karbonatischen Turbiditen mit Geröllen von VAG₁ und Metamorphiten. Der Feinanteil besteht aus Quarz, Biotit und Fragmenten von Rotalgen, Foraminiferen sowie von seltenen und kleinen Discocyclinen. Das Coste di Grual-Member ist im Bereich von *Castello d'Altavardia* und bei

Acqua dei Cosi entlang der Straße von *Segheria Veneziana* bei *Fontana* nach *Monticello* aufgeschlossen. Am Top der Einheit findet man graue, mikritische Kalke, die am *Passo Gioèl* auftreten sowie graue Sandsteine bei der Lokalität *Acqua dei Cosi*.

Dieses Member unterscheidet sich vom Bregna l'Ors-Member durch das Vorkommen von rosa- bis rotfarbenen Mergeln im unteren Teil der Abfolge (Abb. 18), die mit grauen, kalkigen Mergeln, Kalkareniten sowie dünnen pelitischen Einschaltungen wechseln.

Die Untergrenze mit **VAG₁** ist stratigraphischer Natur. Im Blattbereich "Rabbi" schwankt die Mächtigkeit zwischen 5 und 50 m.

Alter: Campanium - Maastrichtium

3. - SPÄTALPIDISCHER MAGMATISMUS

Der spätalpidische Magmatismus umfasst die tertiären Intrusionen von *Tof di Malè* und von *Prabon* im unteren *Val de la Mare*, jene vom Pluderssee (*Lago di Collecchio*) und vom Grünsee (*Lago Verde*) im Ultental (**APF**) sowie zahlreiche saure (**fx**), intermediäre (**fz**) und basische (**fy**) Gänge sowie seltene Lamprophyre, die ins ostalpine Grundgebirge eingedrungen sind. Die Gänge treten gehäuft in der Ortler-Campo-Decke, der strukturell tiefsten Einheit des alpidischen Deckenstapels, seltener im Basement der Tonale-Decke auf.

3.1. - GRANODIORITE UND QUARZDIORITE (**APF**)

Die Intrusionen im Blattbereich weisen eine granodioritische bis tonalitische Zusammensetzung auf. Die zumeist grauen, fein bis mittelkörnigen Gesteine zeigen holokristalline, granulare, manchmal porphyrische Gefüge mit Phänokristallen von Feldspat, Hornblende und Biotit. Die größten Körper treten im Bereich *Tof di Malè* und am Grünsee (*Lago Verde*) auf und durchschlagen sämtliche alpidischen Strukturen des ostalpinen Grundgebirges.

3.1.1. - Quarzdiorite vom Grünsee

Die Intrusionen sind am Nordufer des Grünsees (*Lago Verde*), an den Felswänden direkt westlich des Sees, an der Höchsterhütte (*Rifugio Canziani*), unterhalb des Staudammes, im Gletscherkar südwestlich der Vorderen Eggen Spitze (*Cima Sternai Meridionale*), im Gletscherkar des Weißenbaches (*Rio Bianco*) sowie südöstlich des Schwarzsees (*Lago Nero*) aufgeschlossen.

Die Grenzen der Quarzdiorite zu den umgebenden Gesteinen sind scharf und generell gut erkennbar. Teilweise treten Intrusionsbrekzien auf, die aus den umgebenden Glimmerschiefern stammen (Grünsee). Die Brekzien weisen ein



Abb. 19 - a) *Basische Einschlüsse sowie Nebengesteinseinschlüsse (Glimmerschiefer) in den Quarzdiorit-Intrusionen vom Grünsee.* b) *Basische, komagmatische Einschlüsse und späte, leukokrate Gänge.*

fleckiges Erscheinungsbild auf, das durch dunkle Nebengesteinsfragmente in einer hellen magmatischen Grundmasse zustande kommt. Der Anteil an Kristallinfragmenten ist dabei sehr variabel (Abb. 19a, b). Da diese Intrusionsbreccien sehr begrenzt auftreten, wurden sie kartographisch nicht ausgehalten.

Die Quarzdiorite, Syenogranite und Tonalite des Grünsees bestehen aus Quarz, reichlich und häufig zonierte Plagioklas, wenig K-Feldspat, Biotit und seltener Hornblende. Als Nebengemengteile treten Apatit, Zirkon, Sulfide (Pyrit) und Oxide auf. Zu den Sekundärmineralien zählen Epidot, Kalzit, Tremolit, Chlorit und Titanit. Es wurden zwei Generationen von Amphibol beobachtet: die erste weist große Kristalle mit olivgrün-gelbem Pleochroismus auf, die zweite bildet kleine Kristalle mit sattgrünem Pleochroismus.

Geochemisch zeigen die Quarzdiorite des Grünsees eine K-betonte kalkalkalische Affinität und unterscheiden sich dadurch von den Quarzdioriten des Königsjoches/*Passo della Bottiglia* (DAL PIAZ *et alii*, 1988).

Die Quarzdiorite sind reich an komagmatischen mafischen Einschlüssen, welche durch Differentiation in der Magmakammer gebildet wurden, sowie an Nebengesteinseinschlüssen mit typischen dunklen Reaktionsrändern. Die komagmatischen Einschlüsse besitzen meist eine runde Form, die vom Transport im sauren, zähflüssigen Magma herrührt. Sie bestehen hauptsächlich aus Hornblende. Die kontaktmetamorphen Nebengesteinseinschlüsse bestehen hingegen aus Cordierit, Andalusit, Ilmenit, Chlorit und Biotit und weisen Relikte von Mikrostrukturen auf. Manchmal sind relikte metamorphe Quarzkristalle und Quarzaggregate als Einschlüsse in der magmatischen Grundmasse zu beobachten, die nicht komplett aufgeschmolzen wurden.

Intermediäre und zahlreiche cm- bis m-mächtige leukokrate Gänge (Bereich nordwestlich des Grünsees) durchschlagen mancherorts die Quarzdiorite und Tonalite. Die Meter mächtigen, leukokraten Gänge am Grünsee können gut kristallisierte Hohlräume mit cm-großen Quarzkristallen aufweisen.

Die Intrusionen zeigen keine Schieferung. Einige Aufschlüsse zeigen jedoch

eine magmatische Foliation. Der Kontakthof ist durch Andalusit, Cordierit und Biotit charakterisiert.

Die petrologische Analyse dieser Gesteine ergab eine Intrusionstemperatur von etwa 650°-700°C und einen maximalen Druck von 0.15 GPa, was einer Tiefe von rund 4,5 Km entspricht. Dies wird auch durch die Stabilität von Andalusit in den kontaktmetamorph überprägten Gesteinen am Grünsee bestätigt (SCHWIENBACHER *et alii*, 2007; SCHWIENBACHER, 2008).

Die radiometrischen Rb/Sr-Datierungen am Gesamtgestein und an Biotit ergaben ein Alter zwischen 32 und 30 Ma (DAL PIAZ *et alii*, 1988).

3.1.2. - *Leuko-Quarzdiorite der Soyalm*

Ein kleiner Leuko-Quarzdioritkörper tritt im Bereich der Soyalm auf. Die Intrusion zeigt eine diskordante Grenze zum umgebenden Basement. Das Gestein ist fein- bis mittelkörnig und weist ein holokristallines granulares Gefüge mit Quarz, Feldspat und Biotit auf. Häufig lassen sich unterschiedlich große Einschlüsse (bis Meterbereich) von kontaktmetamorph überprägtem Nebengestein beobachten. Die Hauptgemengteile der Einschlüsse sind Quarz, K-Feldspat, Biotit und Plagioklas.

3.1.3. - *Quarzdiorite von Tof di Malè*

Die Hauptintrusion ist zwischen den Felsrücken des *Tof di Malè* und den Felswänden der *Pala della Donzella*, zwischen 2500 und 2600 m Seehöhe aufgeschlossen. Der längliche Intrusionskörper von ungefähr 0,6 km² besteht aus Quarzdioriten, manchmal mit porphyrischem Gefüge, seltener mit leukokrater Ausbildung. Die dunkelgrau-grünliche Intrusion ist mittel- bis grobkörnig ausgebildet. Der Mineralbestand besteht aus Plagioklas, Biotit, Amphibol, Quarz ± K-Feldspat. Einige Amphibole enthalten reliktschen Klinopyroxen (FERRETTI-TORRICELLI, 1982). Das umgebende Gestein besteht aus Glimmerschiefern der Peio-Einheit, ist stark verwittert und zerlegt und weist einen rötlichen Verwitterungsbelag auf.

Die radiometrischen Altersbestimmungen an Gesamtgestein und Biotit der Intrusion ergaben ein Alter von 30 Ma (DAL PIAZ *et alii*, 1988).

Der Kontakt zu den umgebenden Gesteinen ist unregelmäßig und durch ein engständiges Netz von aplitischen und pegmatitischen Gängen mit Plagioklas, Quarz, K-Feldspat und Biotit charakterisiert.

Zwei weitere kleine Intrusionen sind in der Nähe des Hauptkörpers in der Lokalität *Pozzuol* aufgeschlossen.

3.1.4. - *Granodiorite vom Pludersee*

Es handelt sich um einen kleinen Granodioritkörper mit porphyrischem Gefüge im Talschluss des Ultentals. Er weist eine kleine kontaktmetamorphe Aureole auf, die aus Korund-Andalusit-führendem Hornfels besteht und von Aplitgängen durchschlagen wird. Das Gestein ist hellgrau mit gut erkennbaren Kristallen von Amphibol, Biotit und Plagioklas.

3.2. - GANGGESTEINE (**fx**, **fy**, **fz**)

Alle Gänge, die in das Basement der Ortler-Campo- und der Tonale-Decke intrudierten, weisen ähnliche Eigenschaften auf. Allerdings sind sie in der Ortler-Campo-Decke deutlich zahlreicher vorhanden. Es handelt sich um Gänge mit saurer (**fx**) intermediärer (**fz**) oder basischer (**fy**) Zusammensetzung. Die sauren Gänge weisen eine helle Farbe auf, die anderen eine grau-grüne bis dunkelgrüne. Meist sind sie porphyrisch ausgebildet mit Phänokristallen von Hornblende und Plagioklas. Im Blattbereich wurde nur ein einziger Gang mit aphyrischer Struktur kartiert (Soyscharte/*Passo di Soy*).

Die Intrusion der Gänge erfolgte entlang zweier Hauptkluftrichtungen: die erste streicht NNW-SSE (im Bereich des Grünsees gut ersichtlich) bis NW-SE (*Sas Forà*), die zweite ist NE-SW bzw. parallel zum Verlauf der regionalen Schieferung orientiert. Die NE-SW-Richtung ist typisch für die Gänge im Bereich der Soyscharte (*Passo di Soy*), an den Kämmen des Tuferspitz (*Cima di Tovo*), des Hasenöhrls (*L'Orecchia di Lepre*) und im Gebiet nordöstlich des Tarscher Jochs (*Passo di Tarres*) im Bereich der Kofelrastseen (*Laghi del Covolo*). Die Gänge durchschlagen die regionale Schieferung in beliebigen Winkeln zwischen subvertikal und subhorizontal (Gang am Marchegg/*Monte Confinale*).

Im Gebiet des Grünsees wurden ausschließlich andesitische Gänge angetroffen, während im Bereich der Soyscharte (*Passo di Soy*) und am Pilsberg (*Monte Pils*) auch einige basische Gänge kartiert wurden.

Im Klassifikationsdiagramm von LE MAITRE (1989) liegen die Gänge des Grünsees, des Metallspitz (*Monte dei Metalli*) und der Soyscharte im Feld der Andesite und der K-betonten Trachandesite (Bocini, 2001).

3.2.1. - *Saure Gänge (fx)*

Im Kirchbergtal (*Valle di Montechiesa*) durchschlagen einige Aplitgänge sowohl die Gneise der Tonale-Decke als auch die Mylonitzone der Peio-Linie diskordant. Ein leukokrater Gang intrudiert die Mylonite oberhalb der Inneren Alplaneralm (*Malga Alplaner di dentro*) auf 2265 m im Bereich Jochberg (*Costa di Giovo*). Die U/Pb-Datierung an Zirkon ergab ein Alter von 31,8 Ma (MÜLLER

in VIOLA, 2000). Ein Aplitgang ungefähr 400 m nördlich des Nebelspitz (*Cima Tuatti*), durchschlägt den geschieferten Orthogneis der Tonale-Decke. Ein weiterer, Zehnermeter mächtiger Gang tritt am Hang der 2643 m hohen Spitze südlich der Bärhappalm (*Malga dell'Orso*) auf 2530 m S.H. auf.

Am Kamm zwischen dem Ultental und dem Vinschgau (Peio-Einheit) treten einige saure Gänge auf, die einen Mineralbestand aus vorwiegend Plagioklas, K-Feldspat, Quarz und Hellglimmer aufweisen. Örtlich können sie eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen (z.B. am Kamm einen Kilometer östlich des Marcheggs/*Monte Confinale*).

Kleinere saure Gänge bestehend aus Quarz und Plagioklas mit Oxid-Vererzungen (u.a. auch Hämatit) und Pyrit sind im Bereich Kofelrastalm (*Alpe del Covolo*) aufgeschlossen.

3.2.2. - Intermediäre Gänge (fz)

Am häufigsten treten im Bereich des Kartenblattes Gänge mit basaltisch-andesitischer und andesitischer Zusammensetzung, schwarzer, graugrüner oder dunkelgrüner Farbe und zumeist porphyrischem Gefüge auf. Sie erreichen Mächtigkeiten, die im Bereich von Dezimetern bis zu Metern liegen. Diese intermediären Gänge sind meist durch eine weißliche Verwitterungskruste gekennzeichnet. Sie sind vielfach parallel zur regionalen NE-SW-gerichteten Schieferung intrudiert und weisen im Aufschluss keine Foliation auf. Sie kommen im Ultental im Abschnitt zwischen Zufrittspitz (*Gioveretto*) und Pilslacke (*La Pozza*), im Bereich Soyscharte (*Passo di Soy*) und unterhalb des Tuferspitz (*Cima di Tovo*) vor. Im Martelltal tritt bei der Soyalm (*Alpe di Soy*) ein einzelner intermediärer Gang auf.

Im Gebiet des Rabbital konzentrieren sich die Gänge auf den Bereich des Metallspitz (*Monte dei Metalli*). Im Gebiet des Grünsees sind in der Nähe der quarzdioritischen Intrusionen zahlreiche Gänge in den Bereichen Pilsberg (*Monte Pils*), Weissbrunn Alm (*Malga Fontana Bianca*), Pils (*Piles*), Soyscharte (*Passo di Soy*), Tuferkamm (*Cresta di Tovo*) sowie Soyalm (*Alpe di Soy*) vorhanden.

Im Klappfbergtal (*Val di Clapa*), in der Ulten-Einheit, wurden keine aufgeschlossenen Gänge beobachtet, ihr Vorkommen wird aber durch andesitische Gerölle in den glazialen Bildungen nordwestlich von *Malga Binasia* belegt. Im *Bresimo*-Tal treten zwei 1-2 Meter mächtige Gänge am Kamm von *Serra Spinal* (Ulten-Einheit) auf.

Unter dem Mikroskop weisen diese Gesteine ein porphyrisches, teilweise glomerophyrisches, seltener granulares Gefüge auf. Die mikrokristalline Grundmasse besteht aus Glas mit Quarz, Feldspat und Biotit, die oft in Chlorit und Serizit umgewandelt sind. Als Phänokristalle wurden Hornblende (zwei Generationen), zonierter Plagioklas, Biotit und Feldspat beobachtet. Als Nebengemengteile finden sich Apatit und Pyrit, als Sekundärminerale treten Chlorit, Serizit,

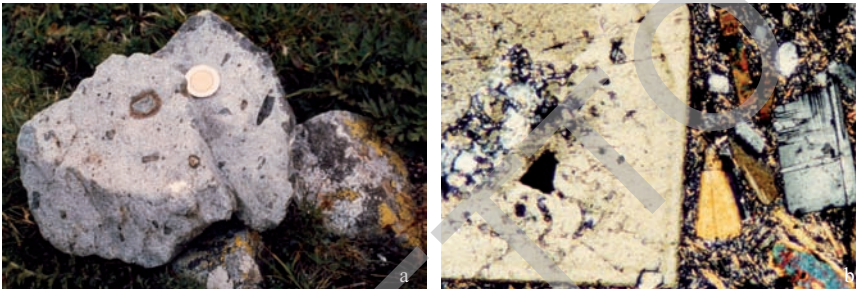


Abb. 20 - a) Intermediärer Gang mit Einschlüssen von Nebengestein, Gabbros und Peridotiten aus dem Bereich Malga Masa Murada im oberen Lavazzè-Tal. b) Dünnschliffbild eines Ganges bei Malga Masa Murada, mit einem Plagioklas-Phänokristall und einem Einschluss in einer mikrokristallinen Grundmasse (Größe: 5 mm).

Kalzit, Titanit, Oxide, Epidot und Ilmenit auf.

Die Gänge des Grünsees haben Phänokristalle aus zonierter Hornblende und Plagioklas, Biotit und seltener K-Feldspat. Die Phänokristalle von Hornblende und Plagioklas zeichnen die Fließstruktur nach (BOCINI, 2001). Zumeist ist die Grundmasse mikrokristallin, selten glasig, und wird von Plagioklas, Quarz, Feldspat und Biotit gebildet. Die Gänge des Grünsees zeigen häufig Nebengesteinseinschlüsse mit der Mineralparagenese Korund, Magnetit, Apatit, Epidot sowie gerundete (korrodierte) Quarzkristalle mit Reaktionsrändern von Biotit.

Manchmal zeigen die Gänge eine deutliche, hydrothermale Alteration durch zirkulierende Lösungen. Dadurch entstanden Vererzungen mit gut ausgebildeten Kristallen von Quarz, Pyrit und Oxiden, wie z.B. die Vererzungen im großen Gang südlich der Vorderen Eggenspitze (*Cima Sternai Meridionale*) und in den Gängen am Metallspitz (*Monte dei Metall*). Die alterierten Gänge zeigen die Umwandlung des Feldspates in Aggregate von Serizit, Kalzit und Tonmineralien bzw. Kaolin, sowie die Umwandlung der basischen Minerale in Chlorit, Epidot, Kalzit und die Bildung anderer Sekundärminerale.

Weitere Andesitgänge mit Phänokristallen von Amphibol und Plagioklas durchschlagen die stromatischen Gneise im oberen Lavazzè-Tal im Bereich von *Malga Masa Murada* (2010 m) und südlich von *Lago Poinella* (Abb. 20a, b). Diese Gänge weisen neben Einschlüssen von Granatamphiboliten auch noch Einschlüsse von Granat-Spinell-führenden Peridotiten der Ulten-Einheit auf.

3.2.3. - Basische Gänge (fy)

Seltene Lamprophyr-Gänge (Minette) wurden im Bereich des Metallspitz beobachtet. Ungefähr 400 m NNE des Schwärzerjochs tritt ein lamprophyrischer Gang (syenitischer Lamprophyr, MINGUZZI, 1940) auf, der mehrere Meter mäch-

tig ist und aus Amphibol, Plagioklas, Biotit und Klinopyroxen besteht.

Das Alter der basischen Gänge wurde als oligozän angenommen, da alle ähnlichen, datierten Intrusionen in diesem Bereich ein solches Alter aufweisen. Die Gänge könnten allerdings auch ein anderes Alter aufweisen.

3.3. - TONALITE (TLG)

Kleine Linsen tonalitischer, quarzdioritischer und selten aplitischer Intrusionen, die in der Literatur als "Periadriatische Lamellen" (EXNER, 1976) bekannt sind, treten im *Val dei Rivi* und an drei Stellen des *Bresimo*-Tals, in der Nähe von *Castello di Altavardia*, bei *Malga Montanzana* und entlang des *Val Verniani* auf. Diese Gesteine bilden tektonische Linsen im Meter-Zehnermeter-Bereich und befinden sich in der Störungszone der Nördlichen Judikarien-Linie am Kontakt zwischen den Gneisen (TUG) und Amphiboliten (TUA) der Ulten-Einheit im Hangenden und der Val d'Agola-Formation (VAG) im Liegenden. Die hellen Linsen haben ein granulares, manchmal stark geschiefertes Gefüge. Letzteres wird durch gelängte, feinkörnig rekristallisierte Quarzaggregate, Epidot und Amphibol (Abb. 21a) nachgezeichnet. Die Gesteine können magmatische Einschlüsse von quarz-gabbroider Zusammensetzung (Abb. 21b) aufweisen. Der Kontakthof wurde wahrscheinlich von der Nördlichen Judikarien-Linie abgeschert.

Die Lamellen sind stark tektonisiert und durch eine ausgeprägte duktile Deformation obereozänen Alters (28 ± 1 Ma, MARTIN *et alii*, 1993) sowie durch eine spröde Deformation charakterisiert.

Im Gelände sind sie meist schwer auszumachen, da sie morphologisch nicht hervortreten. Allerdings können sie aufgrund der ausgeprägten kantigen Schuttbildung identifiziert werden.

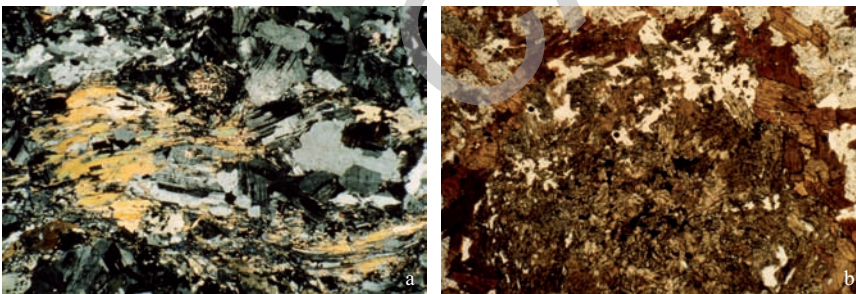


Abb. 21 - Dünnschliffbilder eines geschieferten Tonalits von Rumo: a) geschiefertes Tonalit mit Amphibol und Quarz, rekristallisiert und zeitig eingeregelt (Bildbreite: 3 mm). b) Cumingtonit-führender mafischer Einschluss im Tonalit (Bildbreite: 5 mm).

4. - QUARTÄRE ABFOLGEN

4.1. - KONTINENTALE EINHEITEN: REGIONALER UND HISTORISCHER ÜBERBLICK

Ausgedehnte pleistozäne Gletscher prägten maßgeblich die Mächtigkeit, die Ausdehnung und die Eigenschaften der quartären Ablagerungen im Bereich des Kartenblattes „Rabbi“. Ausdruck dieser Periode sind die mächtigen glazialen Bildungen an den Hängen und in der Talsohle.

Glaziale und proglaziale Ablagerungen des Spätglazials und des Holozäns kommen hingegen nur im Talschluss der Täler bzw. im Nahbereich der heutigen Gletscherfronten vor. Als glaziale Bildungen treten hierbei Seiten- und Stirmmoränen auf (Abb. 22a), während sich proglaziale Formen in kleinen Flussebenen bzw. kleinen fluvioglazialen Fächern äußern.

Der untere Teil der Hänge ist mit ausgedehnten Hangschutthalden und Schuttkegeln bedeckt, die auf die Flussebenen auslaufen. Die Ebenen sind durch Flachbereiche, und häufiger durch ausgedehnte Schwemmkegel gekennzeichnet, die oftmals den ganzen Talboden ausfüllen. Wo die Kegel den regulären Wasserabfluss behinderten, bildeten sich kleine, lakustrine Becken (Abb. 22b, c), die schnell mit alluvialen Sedimenten verfüllt und schließlich wiederum von den Wasserläufen eingeschnitten wurden. Die meisten Schwemmfächer entwickelten sich in Folge von Murereignissen in den steilen Wildbächen, die in tiefen Rinnen vom oberen Hangbereich in den Talboden abfließen.

Die Schwemmwirkung des Wassers führte mit der Zeit zur Bildung von verbreiteten kolluvialen Sedimenten (nicht immer kartierbar), sowohl an den flachen Hängen, als auch im Talboden. Dort bilden sie ein Übergangselement zwischen den glazial geprägten Hängen, den Schwemmfächern und den Flussebenen.

Kryoklastische Ablagerungen bilden eine nahezu lückenlose Bedeckung am Fuß der Felswände oberhalb der Waldgrenze. Sie treten vermehrt im Bereich der zahlreich vorhandenen, kataklastischen Scherzonen auf. Auch Blockgletscher sind verbreitete Formen. Sie treten vielfach in den nordexponierten Gletscherkarren des Martelltals, des Ultentals und der Nebentäler auf (Abb. 22d).

Bergsturzphänomene sind relativ selten, während tiefgründige Massenbewegungen verbreitet auftreten und weite Hangbereiche des Vinschgaus, des Ultentals und des Rabbitals charakterisieren. Kleinere, flache Rutschungen in den Schutthalden und in den glazialen Ablagerungen kommen zuhauf vor. Außerdem finden, vor allem im Rabital, Erosions- und Ablagerungsprozesse durch Lawinenabgänge statt.

Die glazialen Formen und die quartären Ablagerungen sind grundsätzlich ins Oberpleistozän und ins Holozän zu stellen. Es konnten keine Ablagerungen kartiert werden, die vor dem letzten glazialen Hochstand entstanden sind.

Das Martell-, Ulten-, Rabbi- und das obere Peiotal wurden bereits von zahl-

reichen Autoren geologisch, quartärgeologisch und glaziologisch untersucht. In diesem Rahmen sollen insbesondere die jüngsten geomorphologischen und glaziologischen Untersuchungen berücksichtigt werden, die vom GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA C.N.R. (1986) im oberen Peitoral durchgeführt wurden und eine Zuordnung der quartären Ablagerungen zu verschiedenen Phasen des Spätglazials und des Holozäns ermöglichten.

Ein wichtiger Beitrag zum Verständnis der quartären Ablagerungen stammt von RACZKOWSKI (1997), der die Blockgletscher des Martelltals in vier Klassen unterteilte: 1) relikte Blockgletscher, 2) inaktive Blockgletscher, 3) aktive Blockgletscher und 4) Formen im Initialstadium. Die Untersuchungen von ALBERTINI



Abb. 22 - a) Moränenwälle im oberen Martelltal. b) Lakustrine Ablagerungen (Warven) in der Nähe des Careser-Gletschers. c) Sanderfläche im oberen Martelltal. d) Blockgletscher im Val de la Mare.

(1955) stellen einen bedeutenden Beitrag zum Verständnis der periglazialen Phänomene in der Ortler-Cevedale-Gruppe dar.

HAMMER (1908), PENCK (1909), HÖLLERMANN (1964) und G.B.CASTIGLIONI (1985) lieferten Beiträge zur Kenntnis der stadialen Ablagerungen des Martelltals und der angrenzenden Täler. Außerdem sollen noch PENCK & BRÜKNER (1909), SCHWINNER (1912) und VON KLEBELSBERG (1935) genannt werden, die mit ihren regionalen, paläogeographischen und methodologischen Untersuchungen wichtige Grundlagen erstellten. ANDREATTA (1951) hat mit seiner Aufnahme und Darstellung der Schuttbedeckung und der glazialen Ablagerungen auf dem Blatt "Monte Cevedale" im Maßstab 1:100.000 eine ebenso wichtige Basis geliefert. In jüngster Zeit wurde im Rahmen einer Diplomarbeit eine interessante geomorphologische Untersuchung durchgeführt und eine geomorphologische und quartärgeologische Karte im Maßstab 1:10.000 des oberen Val di Bresimo erstellt (FELLIN, 1999).

Hinsichtlich Verteilung und Zustand der Gletscher in diesem Alpensektor gibt es eine umfassende Literatur, zumeist mit geographischem Schwerpunkt, wobei die glazialen Ablagerungen nicht berücksichtigt werden (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO-CNR, 1962). Ein interessantes Beispiel einer geographischen Studie ist die Arbeit von DESIO (1967) über die Gletscher der Ortler-Cevedale-Gruppe, wo eine Karte beigelegt ist, in der "Die Lage der Gletscherfronten von 1865 bis 1961 und die Verteilung der Moränenwälle" dargestellt sind. Diese Arbeit erwies sich als sehr wertvoll, um die Verbreitung der Kleinen Eiszeit im Blatt "Rabbi" festzulegen.

4.2. - UNTERTEILUNG DER QUARTÄREINHEITEN NACH DEM PRINZIP DER UBSU (UNCONFORMITY-BOUNDED STRATIGRAPHIC UNITS)

Die kontinentalen Ablagerungen wurden nach dem Prinzip der *UBSU* (*Unconformity-bounded stratigraphic units*) kartiert. Um die verschiedenen Ablagerungen zu korrelieren und ihre Zugehörigkeit zu den verschiedenen Einheiten festzulegen, wurden für die Geländeaufnahme die selben Kriterien verwendet, die vom Nationalen Geologischen Dienst und vom CARG-Projekt Südtirol im angrenzenden Blatt "Eppan" festgelegt worden waren. Es wurden nur kleine Anpassungen in der Definition der *UBSU* vorgenommen, um ihre Verwendung auch in diesem Gebiet zu erlauben. Die im Blattbereich "Rabbi" kartierten, allostratigraphischen Einheiten werden im folgenden Schema der kontinentalen quartären Ablagerungen (Tafel 1) zusammengefasst. Hier werden sowohl das Alter der einzelnen Einheiten, als auch die wichtigsten Eigenschaften der Ablagerungen, aus denen sie zusammengesetzt sind, sowie die von früheren Autoren verwendete Bezeichnung angeführt.

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" wurden zwei Syntheme identifiziert, das Alpine Postglaziale Synthem und das Garda-Synthem.

Das Garda-Synthem (**SGD**) umfasst die glazialen und fluvioglazialen Ablage-

Tafel 1 - Schema der kontinentalen quartären Einheiten im Kartenblatt „Rabbi“.

Alter	Klimatische Einheit	Bezeichnung der Formation	Bezeichnung der Formation	Generelle Definition	Vorherige Autoren
Heute - Holozän	Kleine Eiszeit - heute	<i>Amola-Subsynthem</i> (PTG ₁)		Ablagerungen der Kleinen Eiszeit und solche die damit zusammenhängen	Holozän - Oberpleistozän
Holozän - Oberpleistozän	Post-Spätglazial	Alpines Postglaziales Synthem (PTG)		Glaziale und alluviale Ablagerungen sowie Hangschutt s.l.	Holozäne Ablagerungen
		ETSCH - EINZUGSGEBIET	NOCE - EINZUGSGEBIET		
Oberpleistozän	Oberes Spätglazial	Einheiten der Hochtäler <i>Weissbrunn Alm-Subsynthem</i> (<i>Ultental</i>) (SGD ₈)	Talböden-Einheit (Haupttäler) <i>Bondo-Subsynthem</i> (<i>Petotal</i>) (SGD ₂)	Glaziale und damit verbundene Ablagerungen	Stadiale Phasen des Spätglazials (Egesen, Daun, Gschnitz)
Oberpleistozän	Unteres Spätglazial	Hochtal-Einheit <i>St. Pankraz-Subsynthem</i> (<i>Ultental</i>) (SGD ₄)	Einheiten der Haupttäler (Talböden) <i>Cloz-Subsynthem</i> (<i>Bressimo-Tal</i>) (SGD ₃) <i>Malè-Subsynthem</i> (<i>Val di Sole</i>) (SGD ₁)	Synglaziale Talablagerungen und lakustrine Sedimente	Letzte Phasen des L.G.M. (Bühl, Stenmach)
Oberpleistozän	Spätglazial-Hochglazial	Garda-Synthem (SGD)		Glaziale und damit verbundene Ablagerungen	Würm III

rungen des Letzten Glazialen Hochstandes (*Last Glacial Maximum*, kurz LGM). In diesem Synthem kann man alle Ablagerungen des LLGM (*Local Last Glacial Maximum*) der Einzugsgebiete Etsch und Noce zusammenfassen. Im geologischen Blatt Nr. 9 "Monte Cevedale" der *Carta Geologica delle Tre Venezie* wurden diese Ablagerungen den Moränenablagerungen des Würm zugeordnet.

Innerhalb des Garda-Synthems wurden zwei Einheiten unterschieden, welche die spätglazialen Phasen am Ende des Letzten Glazialen Hochstandes genauer als früher definieren. Es handelt sich um die Talböden-Einheit (Haupttäler) (*Unità di Fondovalle*) und um die Hochtal-Einheit (*Unità delle Alte Valli*). Die Einführung der Talböden-Einheit erfolgte - genauso wie im angrenzenden Blatt "Malè" und in anderen Gebieten des Trentino-Südtirol - um die glazialen, fluvioglazialen und lakustrinen Ablagerungen sowie die Massenbewegungen im Talbodenbereich zusammenzufassen, die nicht mit dem Höhepunkt der letzten Vergletscherung zusammenhängen. Außerdem sollten diese Ablagerungen von jenen der Hochtal-Einheit unterschieden werden, welche in den Hauptgebirgsgruppen der Alpen durch einen deutlichen Gletschervorstoß im Spätglazial gekennzeichnet sind. Diese Einheiten werden auch in den angrenzenden Blättern "Malè", "Tione di Trento" und "Eppan"/*Appiano* unterschieden (im Blatt "Eppan" wurden die Hochtal- und Talböden-Einheiten zwar nicht definiert, doch

ihre jeweiligen Subsynthemen beschrieben). Die Einteilung erfolgt in acht Subsynthemen, welche den zwei hydrographischen Einzugsgebieten angehören: vier Subsynthemen für das Etsch- und vier für das Noce-Einzugsgebiet. Die Subsynthemen Weissbrunn Alm (**SGD₈**) und Bondo (**SGD₂**) repräsentieren die Hochtal-Einheit im Blattbereich "Rabbi", während die Subsynthemen Malè (**SGD₁**), Cloz (**SGD₃**) und St. Pankraz (**SGD₄**) die Talböden-Einheit darstellen.

Wie im angrenzenden Blatt "Malè", wird auch hier für das Alpine Postglaziale Synthem das Kürzel **PTG** verwendet. Es umfasst alle Ablagerungen, die ab dem Ende des Letzten Glazialen Hochstandes (Oberpleistozän) bis heute sedimentiert wurden. Die Untergrenze des Alpiner Postglazialen Synthems hat ein variables Alter.

Dieses Synthem kann dem Postglazialen Synthem des angrenzenden Blattes "Eppan" gleichgestellt und mit den holozänen Ablagerungen der *Carta Geologica delle Tre Venezie*: Blatt n. 9 "Monte Cevedale" verglichen werden.

Auch im Blatt "Rabbi" war es möglich, eine Untereinheit zu definieren, die als Amola-Subsynthem (**PTG₁**) bezeichnet wird und alle rezenten Ablagerungen des Gebietes einschließlich der Kleinen Eiszeit (1500-1895 n.C.) umfasst.

Es konnten keine quartären Ablagerungen aus der Zeit vor dem Letzten Glazialen Hochstand nachgewiesen werden.

4.3. - EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES (*LLGM "LOCAL LAST GLACIAL MAXIMUM"*)

4.3.1. - *Garda-Synthem (SGD)*

Dem Garda-Synthem werden alle Ablagerungen zugeordnet, die mit dem Letzten Glazialen Hochstand (LGM mit seinem Höhepunkt um 18.000 Jahren B.P.) zusammenhängen. Diese Sedimente kommen verbreitet im nördlichen Blattbereich und insbesondere am Südhang des Vinschgaus und im Ultental, untergeordnet im Rabbital und im *Bresimo*-Tal vor. Die höchstgelegenen Spuren von pleistozänen Gletscherablagerungen die dem LGM zugeordnet werden, sind am Südhang des Vinschgaus auf einer Höhe von 2150 m oberhalb der Göflaner Alm (*Malga di Covelano*), auf einer Höhe von 2250 m im Bereich der Pederalm (*Malga Peder*) im Martelltal, auf einer Höhe von 2150 m am Arzkarsee (*Lago Quaira*) im Ultental, auf einer Höhe von 2050 m bei *Malga Paludè alta* auf der rechten Seite des Rabbitals und auf einer Höhe von 2150 m im Bereich *Malga Binasia di sopra* auf der linken Seite des *Bresimo*-Tals zu finden.

Die glazialen Ablagerungen unterhalb dieser Grenze werden als Ausschmelzmoräne und/oder Grundmoräne des Letzten Glazialen Hochstandes oder einer der letzten Phasen des LGM bzw. des Spätglazials interpretiert. Die Untergrenze dieser Ablagerungen (ca. 1000 m Seehöhe) liegt im Eingangsbereich der Haupttäler

des Untersuchungsgebietes. Andererseits sind die glazialen Ablagerungen des LGM an den Hängen des Martell-, Ulten-, des oberen Rabbi- und *Bresimo*-Tals, sowie des Vinschgauer Südhanges, bis in die Talböden hinunter zu finden.

Die erkennbare Mächtigkeit der Ablagerungen dieses Synthems schwankt von einigen Metern bis zu rund hundert Meter.

Da keine älteren Ablagerungen als jene des LGM vorkommen, wird deren Untergrenze zum Felsuntergrund als erosiv angenommen. Die Obergrenze zum Alpenen Postglazialen Synthem ist diskordant. Wo diese Grenze mit der heutigen topographischen Oberfläche übereinstimmt, ist sie durch das Vorkommen eines geringmächtigen (0.5-1 m), holozänen Bodenhorizontes gekennzeichnet. Das Garda-Synthem umfasst alle sedimentären Körper, die im Laufe des LGM-Ereignisses abgelagert wurden. Es umfasst nicht nur den glazialen Hochstand, sondern auch die Vorstoß- und Rückzugsphasen (Spätglazial *Auct.*) der Gletscher in den Einzugsgebieten Etsch und Noce. Während des glazialen Hochstandes reichte der Hauptgletscher des Vinschgaus über die Göflaner Scharte (*Forcella di Covelano*) bis ins Martelltal. Zahlreiche erratische Blöcke (Äußere Saugbergalm *Alpe del Succhio di Fuori*) belegen dies.

Das Garda-Synthem besteht überwiegend aus glazialen Ablagerungen (*till*), schließt aber auch Eisrandsedimente mit ein, die man z.B. am Südhang des Vinschgaus bei der Jägerhütte (*Capanna dei Cacciatori*, 1787 m) und in der Inneren Schwemmalm (*Capanna del M.te del Sasso*, 2103 m) im Ultental beobachten kann. Da eindeutige Aufschlüsse fehlen, wurden diese sedimentären Körper in beiden Fällen einzig aufgrund der Hang-Morphologie als Eisrandsedimente interpretiert.

Der repräsentativste Aufschluss glazialer Ablagerungen im Bereich des Blattes befindet sich bei einem Aushub für einen Hausbau in der Lokalität Tal (*La Valle*) im Martelltal. Es handelt es sich um eine Grundmoräne aus massigem Diamikt mit Klasten unterschiedlicher Größe und Ausbildung, dessen Komponenten von Kies bis zu Blockwerk reichen. Die kantengerundeten Komponenten spiegeln die Gesteinstypen der Ortler-Campo-Decke wider, mit überwiegend Staurolithführenden Granatglimmerschiefern und Paragneisen sowie granitischen Orthogneisen. Die überkonsolidierte Matrix ist schluffig-tonig, lokal sandig.

Die Untergrenze der glazialen Ablagerungen zum Felsuntergrund ist erosiv. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet und zeigt einen gering entwickelten, 40 cm mächtigen Bodenhorizont.

Grundmoräne

Die wichtigsten Aufschlüsse liegen im Ultental, auf der rechten Seite in der Ortschaft Oberjaisten (*Iesido*) bzw. auf der linken Seite in der Lokalität Moos. Es handelt sich um einen massigen, matrixgestützten Diamikt (Dmm) mit cm-bis dm-großen, eckigen bis kantengerundeten, teilweise geschliffenen bzw. gekritzten Klasten.

Die reichlich vorhandene Matrix ist schluffig-tonig, teilweise feinsandig, von braun-rötlicher bis manchmal ockergelber Farbe. Die gemessene maximale Mächtigkeit beträgt 3-4 Meter, aber diese Ablagerungen könnten auch weit mächtiger sein, besonders im Bereich von flachen Hangbereichen. In einigen Fällen liegen die Ablagerungen direkt auf dem Felsuntergrund. Die Obergrenze dieser Ablagerungen wird generell von der topographischen Oberfläche gebildet. Manchmal ist der oberste Abschnitt rötlich verfärbt (pedogene Verwitterung) oder von einem Bodenhorizont bedeckt, während in anderen Fällen jegliche Bodenbildung fehlt. Im Laasertal, im Saltgraben (*Fosso di Salto*) im Martelltal, bei den Alten Kaserquellen (*Sorgente di Casera Vecchia*) im Ultental, im Bereich der *Malga Samocleva* (Rabbital) und der *Malga Bordolona* (Bresimo-Tal) ist die Obergrenze diskordant zu den glazialen Ablagerungen der Hochtal-Einheit.

Ausschmelzmoräne

Im Ultental kommt nördlich von Kuppelwies (*Pracupola*) ein matrixgestützter Diamikt (Dmm) mit vielen, vorwiegend kantengerundeten Klusten vor. Diese Fazies tritt generell nicht so häufig wie die Grundmoräne auf.

Alter: Oberpleistozän *p.p.*

4.3.1.1. -Talböden-Einheit (**SGD₁**, **SGD₃** und **SGD₄**)

Im Endstadium des Letzten Glazialen Hochstandes haben zahlreiche Sedimentationsphasen in den Einzugsgebieten Etsch und Noce stattgefunden, deren Ablagerungen im vorliegenden geologischen Blatt identifiziert und neu kartiert wurden. Diese Sedimentationsphasen wurden der Talböden-Einheit bzw. der Phase vor dem spätglazialen Gletschervorstoß zugeordnet, welches wahrscheinlich den Stadien Bühl und Steinach *Auct.* entspricht.

Alter: Oberpleistozän *p.p.*

Malè-Subsynthem (**SGD₁**) (Noce-Einzugsgebiet)

Das Typprofil dieses Synthems wurde in den Erläuterungen zum Blatt „Malè“ beschrieben.

Im Bereich des Kartenblattes “Rabbi” kommen nur kleine Talbodenaufschlüsse vor, die aufgrund ihres sedimentären und morphologischen Charakters eine Zuordnung zum Malè-Subsynthem nahelegen. Es handelt sich um Eisrand-sedimente, die aus einer Wechsellagerung von undeutlich geschichteten Sanden und Kiesen (60%) mit grobkörnigem Material aus cm-großen Geröllen und Meter großen Blöcken aufgebaut werden, welche hochenergetische Ablagerungsbedingungen im unteren Peiotal belegen.

Im unteren *Bresimo*-Tal bestehen die beobachteten Aufschlüsse aus feingeschichteten Sanden und Schluffen, die einen glaziolakustrinen Ablagerungsraum belegen. Dieses Milieu ist wahrscheinlich auf eine Abriegelung des Bereichs durch den *Val di Sole*-Gletscher zurückzuführen, der bis zum Eingang des Nonstals reichte.

Alter: Oberpleistozän *p.p.*

Cloz-Subsynthem (SGD₃)

(Untereinzugsgebiet T. Barnes, Noce-Einzugsgebiet)

Das Typprofil dieses Synthems wurde in den Erläuterungen zum angrenzenden Kartenblatt "Eppan" beschrieben. Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" kommen nur kleine Talbodenaufschlüsse vor, die aufgrund ihres sedimentären und morphologischen Charakters eine Zuordnung zum Cloz-Subsynthem erlauben.

Die wichtigsten Aufschlüsse kommen im unteren *Bresimo*-Tal vor. Sie bestehen aus feingeschichteten Sanden und Schluffen, die einen glaziolakustrinen Ablagerungsraum nahelegen. Dieses Milieu ist wahrscheinlich auf eine Abriegelung des Bereichs durch den *Val di Sole*-Gletscher zurückzuführen, der bis zum Eingang des Nonstals reichte.

Alter: Oberpleistozän *p.p.*

St. Pankraz-Subsynthem (SGD₄)

(Untereinzugsgebiet Falschauer, Etsch-Einzugsgebiet)

Das Typprofil dieses Synthems kommt im Grenzbereich der Blätter "Rabbi" und "Eppan" vor und wurde schon in den Erläuterungen zum Blatt "Eppan" beschrieben (Abschnitt 4.3.1.2, S. 124).

Im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" kommen Eisrand- und fluvioglaziale Sedimente sowie lakustrine Ablagerungen mit ähnlichen, sedimentologischen Eigenschaften, wie jene des Typprofils am Stoaibach (*Rio Sasso*) bei St. Walburg (*S. Valburga*) vor. Es handelt sich um geschichtete Ablagerungen, die über der Grundmoräne liegen und auch im Gerinne des Marschnellbaches (*Rio Marcenella*) schwer erkennbar auf einer Höhe von rund 1300 m, bei Valsern auf der linken Seite des Ultentals, auftreten.

4.3.1.2. - Hochtal-Einheit (SGD₂ und SGD₈)

Nach dem Rückzug des Etsch-Gletschers im Vinschgau, seiner Seitengletscher sowie des Noce-Gletschers im *Val di Sole* und im Nonstal setzte im gesamten Blattbereich "Rabbi" neuerlich eine glaziale Aktivität ein. Diese neue Phase äußerte sich zuerst durch einen Gletscher-Vorstoß in allen Haupttälern.

Diese Phase kann dem Gschnitz-Stadium *Auct.* zugeordnet werden und wurde in den umliegenden Bereich von TREVISAN (1939) für die Brenta-Gruppe, von CASTIGLIONI (1961) und MALARODA (1948) für die Adamello-Presanella-Gruppe sowie im angrenzenden Blatt "Malè" (DAL PIAZ *et alii*, 2007) beschrieben.

Die Heterogenität der Sedimente und das Auftreten von Till und Moränenwällen auf verschiedenen Höhen innerhalb eines Tales zeigen, dass sich während der generellen Abschmelzphase Vorstoß und Rückzug der Gletscher mehrmals wiederholten. Dadurch blieben in den oberen Bereichen der Seitentäler große Sedimentmengen zurück, welche der Hochtal-Einheit zugeordnet werden.

In diesem Gebiet ist das Weissbrunn Alm-Subsynthem (*Malga Fontana Bianca*, **SGD₈**) das repräsentativste Subsynthem der Hochtal-Einheit. Das Bondo-Subsynthem (**SGD₂**) überwiegt hingegen im Bereich des Blattes „Malè“, wo auch das Typprofil beschrieben wurde.

Während dieses neuerlichen Vorstoßes waren die Gletscher der Seitentäler nicht mit jenen der Haupttäler verbunden, oftmals überlagerten ihre Zungen die Seitenmoränen der Hauptgletscher aus dem Letzten Glazialen Hochstand (LLGM) und mitunter durchtrennten sie diese auch.

Ein markantes Beispiel hierfür sind die Moränenkomplexe im Laasertal, im Brandnerbachtal (*Val del Rio Branda*) (Martelltal) und im Ultental im Etsch-Einzugsgebiet, sowie die Moränen im oberen Peiotal bzw. anderer Gletscher des Rabbi- und des *Bresimo*-Tals im Einzugsgebiet des Noce.

Bondo-Subsynthem (**SGD₂**) (Noce-Einzugsgebiet)

Das Bondo-Subsynthem wurde in den Erläuterungen zum angrenzenden Blatt "Malè" beschrieben, auf welches man für die Beschreibung des Typprofils verweist. Im Bereich des Kartenblattes Rabbi kommen zahlreiche Ablagerungen mit sedimentologisch und morphologisch ähnlichen Eigenschaften vor, die dem Bondo-Subsynthem zugeordnet werden können.

Die wichtigsten Aufschlüsse treten im oberen Peio-I, Rabbi- sowie im oberen *Bresimo*-Tal auf und werden im Anschluss detailliert beschrieben.

Alter: Oberpleistozän *p.p.*

Aufschluss am *Lago Lungo* (Veneziatal)

Die glazialen und spätglazialen Ablagerungen bedecken mit variabler Mächtigkeit einen weiten Bereich des *Val de la Mare*, des Venezia- und des Peiotals. Auf Basis der heutigen Verteilung der glazialen Ablagerungen und der Moränenwälle kann man ableiten, dass gegen Ende des Oberpleistozäns das Gebiet von den Gletschermassen der drei noch vorhandenen Hauptgletscher (*Vedretta de la Mare*, *Vedretta del Careser* und *Vedretta Rossa*) bedeckt war. Die drei Gletscherzungen

vereinigten sich im Bereich der *Malga Mare*. Zudem bedeckten zwei weitere untergeordnete Gletscher das Areal: Der Gletscher der *Verdretta del Cavaion*, welcher in die *Vedretta del Careser* einfluss, und jener der *Vedretta Marmotta*, welcher in die *Vedretta del Careser* und auch in die *Vedretta de la Mare* mündete.

Die Seitenmoränen des Gletschers aus dem *Lago Marmotta*-Kar sind gut erhalten und können auf der rechten Seite des *Val Lagolungo* beobachtet werden. Diese Moränenwälle, die heute die Wasserscheide zum Veneziaal darstellen, sind in verschiedenen Bereichen unterbrochen, nämlich dort, wo wahrscheinlich eine Transfluenz stattgefunden hat. Das Typprofil dieses Subsynthems ist in einigen Aufschlüssen am *Lago Lungo* zu beobachten. Es handelt sich um einen matrixgestützten Diamikt (Dmm) mit typisch massivem Gefüge und kantengerundeten Blöcken bis zu einem Meter Durchmesser, welche die Gesteinstypen des Liefergebietes (Granatglimmerschiefer, Paragneise, Chlorit- und Serizit-führende Glimmerschiefer, Orthogneise) widerspiegeln. Die Klasten sind in eine sandig-schluffige Matrix eingebettet. Örtlich nimmt der Matrixgehalt ab und die Diamikte sind komponentengestützt. Daher werden die parallel zum Tal orientierten, länglichen Erhebungen, welche den Übergang zum tieferen Veneziaal markieren, als Ausschmelzmoräne interpretiert. Die glazialen Ablagerungen im Talbodenbereich des *Val Lagolungo* wurden hingegen als Grundmoräne angesehen.

Die Mächtigkeit des Synthems variiert von rund 10 m bis maximal 100 m. Sofern aufgeschlossen, ist die Untergrenze mit dem Felsuntergrund diskordant; die Obergrenze ist diskordant zum Alpenen Postglazialen Synthem oder wird von der Geländeoberkante dargestellt.

Das Subsynthem wird ins Oberpleistozän *p.p.* und im Detail ans Ende des Spätglazials gestellt.

Ablagerungen im Bereich *Malga Samocleva* (Rabbital)

Diese Ablagerungen weisen ein typisch massiges, matrixgestütztes Gefüge (Dmm) mit teilweise großen Komponenten (mehrere Meter) auf. Das Klastenspektrum spiegelt eine lokale Herkunft wider, überwiegend bestehend aus Glimmerschiefern, Chlorit- und Serizit-führenden Glimmerschiefern und Orthogneisen. Die Klasten sind in eine vorwiegend sandige, graue bzw. auch rot-gelbliche (Oxidationsprozesse) Matrix eingebettet. Sie treten an verschiedenen Stellen auf der linken Seite des Rabbital, im Bereich von *Malga Cespedè* oder *Samocleva* auf.

Innerhalb dieser Ablagerungen wurde keine Unterscheidung zwischen Grundmoräne und Ausschmelzmoräne vorgenommen, da hierfür die Anzahl der Aufschlüsse nicht ausreichte. Die detaillierte Kartierung der glazialen Formen (Moränenwälle) trug jedoch dazu bei, dass am Ende der Datenauswertung die verschiedenen Vorstoßphasen der Gletscher im Rabbital rekonstruiert werden konnten.

Im oberen Rabbital treten nur ältere, glaziale Ablagerungen des Letzten Gla-

zialen Hochstandes bzw. des Spätglazials auf. Die glazialen Ablagerungen des Hauptgletschers an den Talflanken konnten von den höher gelegenen Ablagerungen der lokalen Gletscher, die in mehreren Phasen im Spätglazial aktiv wurden, unterschieden werden.

Im Bereich *Malga Samocleva* sind die Seiten- und Stirnmoränen eines mächtigen Gletschers zu sehen, der sich während des stadialen Vorstoßes des *Sas Forà*-Gletschers bis auf 1700 m S.H. bildete.

Die Mächtigkeit variiert vom Zehnermeter- bis Hundertmeterbereich. Sofern aufgeschlossen, ist die Untergrenze zum Felsuntergrund oder zu den glazialen Ablagerungen des Garda-Synthem diskordant; die Obergrenze ist diskordant zum Alpinen Postglazialen Synthem oder wird von der Geländeoberkante gebildet.

Die Ablagerungen im Bereich *Malga Samocleva* wurden dem Bondo-Subsynthem zugeordnet und ins Oberpleistozän *p.p.* und im Detail ans Ende des Spätglazials gestellt.

Im unteren Rabital kommen außerdem Eisrandsedimente vor, die sich während der Rückzugsphase auf der linken Talseite nahe der Lokalitäten *Somrabbi* und *Serra* bildeten.

Ablagerungen im Bereich *Malga Bordolona* (*Bresimo*-Tal)

Sie sind im Bereich einiger Anschnitte des *T. Barnes*, in der Nähe der *Malga Bordolona di sotto* (1960 m) aufgeschlossen. Es handelt sich um eine Reihe kleiner Moränenwälle, die im Bereich einer kleinen Massenbewegung auftreten. Der Diamikt weist ein massiges, matrixgestütztes und chaotisches Gefüge mit variabler Korngröße (Feinsand bis Meter große Böcke) auf. Das Geröllspektrum wird von Gneisen und Orthogneisen der Tonale-Einheit (**TTP** und **TTO**), die am Westhang des *Bresimo*-Tal auftreten, bestimmt. Die sandig-schluffige Matrix besitzt eine graue bis lokal rot-gelbliche Farbe. Die Ablagerungen sind unzeimentiert und weisen keine besonderen Sedimentstrukturen auf. Die Moränenwälle sind vollständig mit Gras bewachsen, wodurch man keine innere Struktur erkennen kann. Die umliegenden glazialen Bildungen sind als Grundmoräne interpretiert worden. Diese Daten, zusammen mit jenen der angrenzenden Täler, erlaubten es, den Gletschers des *Bresimo*-Tals zu rekonstruieren und diesen zeitlich in das Ende des Spätglazials zu stellen.

Nahe *Malga Preghena di sotto* (1912 m), treten auf der linken Seite des Haupttals zwei Moränenwälle auf, die durch einen kleinen See getrennt sind. Das Vorkommen von einigen Amphibolitblöcken im westlichen Wall, die aus dem Talschluss des Haupttals stammen, lässt vermuten, dass es sich um eine Seitenmoräne des Hauptgletschers und nicht um eine Bildung des Seitengletschers der *Malga Preghena* handelt.

Im *Val Malgazza* kommen drei Moränenwälle vor, die auf beiden Seiten im

unteren Bereichs des kleinen Grabens östlich von *Serra Spinal* erkennbar sind. Die Mulde des Sees auf einer Höhe von 2209 m wurde als Toteiskessel interpretiert, der sich durch das Abschmelzen der Toteismasse bildete.

Die Mächtigkeit der glazialen Ablagerungen variiert vom Zehnermeter- bis Hundertmeterbereich. Sofern aufgeschlossen, ist die Untergrenze mit dem Felsuntergrund oder mit den glazialen Ablagerungen des Garda-Synthems diskordant; die Obergrenze ist diskordant zum Alpenen Postglazialen Synthem oder wird von der Geländeoberkante gebildet.

Die Ablagerungen im Bereich *Malga Bordolona* wurden dem Bondo-Subsynthem zugeordnet und ins Oberpleistozän *p.p.* und im Detail ans Ende des Spätglazials gestellt.

Weissbrunn Alm-Subsynthem (**SGD₈**)

(Untereinzugsgebiet Falschauer, Etsch-Einzugsgebiet)

Die wichtigsten Aufschlüsse dieses Synthems kommen am Weissbrunnsee (Lago Fontana Bianca), nördlich von Klappwies (*Prato Clapa*), im Bereich der Jochhöfe (*Masi del Giogo*) und am Lovesboden (*Pian di Love*) vor, wo die Aufschlüsse eine recht gut definierte Grundmoräne zeigen. Die Ablagerungen dieses Synthems wurden fast immer als undifferenzierte Moräne ausgehalten, da eine klare Trennung zwischen Grund- und Ausschmelzmoräne nicht möglich ist (es wird angenommen, dass im Talbodenbereich Grundmoräne überwiegt). Es wurden keine Aufschlüsse gefunden, die eindeutig als Ausschmelzmoräne identifiziert werden konnten. Allerdings ist anzunehmen, dass diese verbreitet vorkommt, da die zahlreichen Gletscher in diesem Bereich, vor allem jene der jüngeren stadialen Phasen, in den mittel- bis hochgelegenen Gletscherkaren durch eine starke Schuttbedeckung gekennzeichnet waren.

Der beobachtete Diamikt weist ein massiges, matrixgestütztes und chaotisches Gefüge auf, mit variabler Kornverteilung von Feinsand bis zu Blöcken. Das Geröllspektrum umfasst lokale Gesteinstypen wie Stauolith-führende Granatglimmerschiefer, retrograd überprägte Glimmerschiefer, Andesite, Quarzdiorite und Tonalite des Intrusionskörpers vom Grünsee. Die Matrix ist sandig und von grauer bis überwiegend rot-gelblicher Farbe. Die Ablagerungen sind unzementiert und weisen keine besonderen Sedimentstrukturen auf.

Diese Sedimente weisen Bodenbildungen auf oder sind von Vegetation bedeckt. Daher wurden sie einzig aufgrund ihrer Morphologie ausgeschieden. An den Hängen wurde ihr Vorkommen mit Hilfe einiger charakteristischer Geschiebekomponenten (z.B. Peridotitgerölle im Wald westlich von Spiel (*Dosso*) oder durch die unregelmäßig ausgebildete, flache Morphologie definiert. Am Talboden treten charakteristische Formen, wie etwa Buckelmoränen (*hummocky moraines*, z.B. schön ausgebildet im Bereich des Langsees/*Lago Lungo* und nördlich des

Grünsees/*Lago Verde*) und Skelettmoränen (ausgewaschene Blockfelder ohne Feinkorn, wie z.B. im Bereich Pilsbergalm (*Malga Pils*) auf.

Es wurden zahlreiche Stirn- und Seitenmoränen kartiert, die aufgrund der länglichen Formen zu erkennen sind und die Lage der Lokalgletscher in den verschiedenen Rückzugsphasen wiedergeben. Alle Moränen dieses Synthems sind recht groß und ohne scharfe Oberkanten. Sie sind grasbewachsen und weisen eine geringmächtige Bodenbildung (einige Zentimeter) sowie reichlichen Flechtenbewuchs auf den oberflächlichen Geröllen und Blöcken auf. Diese Eigenschaften wurden auch an den Moränenkomplexen am Langsee (*Lago Lungo*), an der Mittleren Weissbrunnalm (*Malga Fontana Bianca di mezzo*) und im Bereich Pilsbergalm (*Alpe Pils*) festgestellt. Manchmal sind auch Wälle zu beobachten, deren Zuweisung zu diesem Synthem anhand von Form und Lage nicht eindeutig möglich ist, wie z.B. jener im Bereich der Tuferalm (*Alpe del Tovo*).

Zu diesem Synthem gehören auch grobe Blockschuttmassen mit wenig schluffig-sandiger Matrix (die nur im unteren Bereich vorkommt), welche in typisch länglichen Lobenformen mit Senken im zentralen Bereich auftreten. Es handelt sich um Blockgletscher (*rock glaciers*) verschiedenen Ursprungs und Ausmaßes. Diese Formen sind durch charakteristische Gräben, Senken und talwärts gebogene, konvexe Wülste gekennzeichnet. Die Stirnpartien sind steil ausgebildet, die Blockkomponenten sind kantig mit variabler Korngröße von Sand (an der Stirn sichtbar) bis zu mehreren Meter großen Blöcken. Die inaktiven Formen (Spätglazial) zeigen laut Literatur (ALBERTINI, 1955; RACZKOWSKI, 1977) Einsenkungen im zentralen Teil (durch das ausgeschmolzene Eis), Pflanzenwuchs (Gras, Bäume) und reichlich Flechten auf den exponierten Blöcken. Die ältesten Formen sind unterhalb von 2500 m Mh. zu beobachten, was in etwa der Untergrenze der heute aktiven Formen entspricht (je nach Ausrichtung und weiterer lokaler Faktoren leicht unterschiedlich).

Im Blattbereich wurde diese Grenze weitestgehend bestätigt, mit Ausnahme der Blockgletscher östlich des Langsees (*Lago Lungo*). Hier beobachtet man auf gleicher Höhe inaktive neben aktiven Blockgletschern, was auf die unterschiedliche Exposition der Ablagerungen und die Hangmorphologie zurückzuführen ist.

Weitere inaktive Blockgletscher sind in den südexponierten Gletscherkaren der Tuferalm (*Alpe di Tovo*), auf dem nordexponierten Hang des Kirchbergjochs (*Giogo di Montechiesa*), südlich der Fiechtalm (*Malga dei Pini*), nördlich des Nagelsteins (*Monte Chiodo*), im Klappfbergtal (*Val di Clapa*) NE und SE von Kachelstubscheid (*Monte Stanga*), nördlich des Klappfbergjochs (*Passo di Clapa*) und der *Cima Binasia* sowie im Gletscherkar SW des Stübele zu beobachten.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen variiert vom Zehnermeter bis maximal 200 m. Die Untergrenze zum Felsuntergrund oder zu den Moränen des Garda-Synthems (SDG) ist diskordant, die Obergrenze ist diskordant zum Alpenen Postglazialen Subsynthem oder wird von der Geländeoberkante gebildet.

Das Weissbrunn Alm-Subsynthem wird ins Oberpleistozän und im Detail ans Ende des Spätglazials gestellt.

Diesem Subsynthem werden auch die Talschluss-Bildungen des Ulten-, Kirchberg-, Klapfberg-, Tufer-, und Flatschbergtales und der Kaserfeldalm zugeordnet.

Glaziale Ablagerungen des Laasertals

Es sind typische Fazies von Grundmoräne sowie von Ausschmelzmoräne ausgebildet. Grundmoräne ist in kleinen Anbrüchen knapp über dem Talboden des Laasertals und des Sturzbachtals (*Rio della Cascata*) aufgeschlossen. Man erkennt ein typisch massiges, matrixgestütztes Gefüge mit variabler Korngröße von Sand bis zu Blöcken aus den Gesteinen der Ortler-Campo-Decke, vorwiegend Glimmerschiefer, Paragneise und Marmore im unteren Talbereich und Orthogneise, Amphiboliten und retrograd überprägten Glimmerschiefern im oberen Talbereich. Die Matrix ist sandig bzw. schluffig und von grauer Farbe. Örtlich überwiegen große, subangulare Blöcke, die auf eine Ausschmelzmoräne hindeuten.

Im Talschluss des Laasertals liegt der Laaser Ferner (*Vedretta di Lasa*), der sich von der Äußeren Pederspitze (*Punta Peder di Fuori*, 3405 m) nach Norden bis auf eine Höhe von 2.800 m erstreckt. Die glazialen Ablagerungen kommen von der heutigen Gletscherfront (Moränenwälle der Kleinen Eiszeit) bis zur Einmündung des Laasertals in den Vinschgau vor. Auf der linken Talseite verläuft ein gut ausgebildeter, bewachsener bzw. bewaldeter Moränenwall.

Im Laasertal schwankt die Mächtigkeit der glazialen Ablagerungen zwischen wenigen und über Hundert Metern. Die Untergrenze der Sedimente ist diskordant zum Felsuntergrund. Lateral überlagern sie die Grundmoräne des Garda-Synthems. Die Obergrenze wird von der Geländeoberkante gebildet oder fällt mit der Untergrenze des Alpenen Postglazialen Synthems zusammen. Aufgrund der unterschiedlichsten Formen und Ablagerungen können die glazialen Bildungen des Laasertals als die repräsentativsten für die Hochtal-Einheit im Bereich des Kartenblattes "Rabbi" angesehen werden. Die Ablagerungen des Laasertals werden ins Oberpleistozän *p.p.* und im Detail ans Ende des Spätglazials gestellt.

Glaziale Ablagerungen des Saltgrabens und des Brandnerbaches (Martelltal)

Sie treten im Bereich einiger Aufschlüsse im Talboden des Saltgrabens (*Fosso di Salto*) und des Brandnerbachtals (*Val del Rio Branda*) auf. Sie weisen ein massiges, matrixgestütztes, chaotisch ausgebildetes Gefüge auf, mit variabler Korngröße von Sand bis zu Blöcken, die aus Pegmatiten, granitischen Orthogneisen, Quarzglimmerschiefern, Staurolith-führenden Glimmerschiefern und Chlorit-

und Serizit-führenden Glimmerschiefern bestehen. Die sandige Matrix zeigt eine graue bis vielfach rot-gelbliche Farbe, welche auf Oxidationsprozesse zurückzuführen ist. Die Ablagerungen sind unzementiert und weisen keine besonderen Sedimentstrukturen auf. Die Ablagerungen wurden als Grundmoräne eingestuft.

Im Bereich des Saltgrabens sind die Ablagerungen grobblockig ausgebildet und weisen eine Vegetation und Bodenbildung auf; sie wurden auf Basis der Morphologie als Ausschmelzmoräne interpretiert.

Im Brandnerbachtal und im Bereich Morterer Alm (*Malga Morter*) - Albl (*La Malghetta*) wurden einige Moränenwälle kartiert, die auf einen kleinen Gletscher hindeuten, der aus den Karen am Nordhang des Hasenöhrls (*L'Orecchia di Lepre*) bis in den Talgrund des Martelltals reichte. Im Bereich Eben (*Il Piano*, 1156 m), nordöstlich von Burgaun (*Bargone*) sind Eisrandsedimente (Kame-Terrassen) und eine Morphologie des Typs Hängekegel (typisch für Gletscherwildbäche) aufgeschlossen, die eine Stagnation des Marteller Gletschers markieren. Nach dem Abschmelzen des Hauptgletschers bildete sich an der Front des lokalen Gletschers ein großer fluvioglazialer Kegel aus, der bis in den Talgrund vorstieß und den man noch in der Lokalität Egg (*Il Dosso*) erkennen kann. Die Moränenwälle der Morterer Alm (*Malga Morter*) erlaubten es, die Lage des Gletschers während der Rückzugsphase zu rekonstruieren. Die Moränenwälle im Bereich Albl (*La Malghetta*) auf einer Höhe von 2225 m deuten hingegen auf eine spätere Phase hin, in welcher sich der Gletscher in zwei Zungen aufspaltete. Eine Zunge wies in Richtung Süden (Ast im Grossbodenkar/*Quaira di Pian Grande*), die andere ins östliche Kar westlich der Murmentenblais (*M. Murmenta*-Hasenöhrl/*L'Orecchia di Lepre*).

Dem Weissbrunn Alm-Synthem wurden auch einige lobenförmige Schuttablagerungen mit großen Blöcken (Blockgletscher) am Nordhang des Martelltals zugeordnet, die durch wenig schluffig-sandige Matrix gekennzeichnet sind und bis auf unter 2500 m Mh. herabreichen bzw. einen reichlichen Flechten- und Baumbewuchs aufweisen. Am Südhang der Laaserspitze (*Punta di Lasa*) reichen diese Schuttablagerungen bis zur Jausenstation Stallwies (*Pradistalla*) auf 1931 m Mh. herab und sind nur von Flechten bedeckt. Weitere Ablagerungen dieser Art sind im Bereich des Grossbodenkars (*Quaira di Pian Grande*) und der Murmentenblais (*M. Murmenta*) vorhanden. Die Mächtigkeit dieser Schuttablagerungen ist schwer abzuschätzen, da der Untergrund nicht aufgeschlossen ist, dürfte aber an die 20-25 m betragen. Diese Ablagerungen wurden als Blockgletscher interpretiert, die sich während der letzten Kaltphasen des Spätglazials bildeten und typisch für die Hochtal-Einheit sind.

Im Martelltal ist das Weissbrunn Alm-Synthem auch im oberen Bereich des Haupttals, unterhalb der Steilstufe des Zufrittsees (*Lago di Gioveretto*), auf der linken Seite des Pedertals (*Valle Peder*), im Madritschtal (*Val Madriccio*), im Rosimal (*Val di Rosim*), im Schludertal (*Val di Sluder*) und im Bereich Hintersaugbergalm (*Alpe di Succchio di Dentro*) gut ausgebildet. Auf der rechten Seite des Zufritt-

tals (*Valle del Rio Gioveretto*), im Bereich der Soy- (*Alpe di Soy*) und der Flimalm (*Alpe di Flim*), treten vegetationsbedeckte, grobblockige Ablagerungen mit ähnlichen Eigenschaften auf, wie jene im Bereich des Saltgrabens (*Fosso di Salto*).

Im Vinschgau sind grobblockige Ablagerungen des Weissbrunn Alm-Subsynthems in zwei Randgebieten im Bereich Kortscher Wald (*Bosco di Corzes*) zu finden. Diese werden talseitig bei der Göflaner Alm (*Malga di Covelano*) und am Hang oberhalb von Platzwald (*Bosco Piazza*) durch gut erhaltene Seitenmoränen begrenzt. Im Abschnitt von Pils und des Pilserbaches (*Rio Pilsera*) kommen außerdem Buckelmoränen, Skelettmoränen, Seiten- und Stirnmoränen vor, die von einem stadialen Gletscher aus den Karen des Abschnittes Soyscharte (*Passo di Soy*) - Flimkanzel (*Pulpito di Flim*) zeugen.

4.3.2. - Alpines Postglaziales Synthem (PTG)

Dieses Synthem kommt in gesamten Blattbereich als Oberflächenbedeckung vor. Die Faziesbeschreibung erfolgt auf Basis der Ablagerungsprozesse in den verschiedenen Ablagerungsräumen. Es handelt sich um eine Einheit aus Ablagerungen, die in nahezu gletscherfreien Tälern, unter morphologischen Bedingungen, die oftmals den heutigen entsprechen, gebildet wurden. Die Untergrenzen sind teilweise durch direkten Kontakt zum Festgesteinsuntergrund gekennzeichnet, vielfach liegt dieses Synthem auf älteren Lockergesteinseinheiten. In den meisten Fällen stimmt die Obergrenze mit der Geländeoberkante überein, die durch einen durchgehenden aber geringmächtigen Bodenhorizont gekennzeichnet ist.

Aufgrund der unterschiedlichen Entwicklungsgeschichte der verschiedenen Täler im Bereich des Kartenblattes, sind die Sedimente dieses Synthems, welches die letzten Ablagerungen des Spätglazials sowie jene des Holozäns umfasst, mit Sicherheit diachron ausgebildet. Die Sedimente werden mit zunehmender Höhenlage und von unten nach oben innerhalb des Sedimentstapels jünger (man bedenke die Mächtigkeit der Sedimente im Talboden, wo die Abtragungs- und Ablagerungsprozesse besonders zur Geltung kommen). Das Alpine Postglaziale Synthem s.s. umfasst die Ablagerungen ab der Endphase des Spätglazials bis ins Unterholozän, die durch einen relativ gut entwickelten Bodenhorizont an der Oberfläche gekennzeichnet sind

(Oberpleistozän p.p. - heute)

Glaziale Ablagerungen

Sie bestehen aus matrix- bis komponentengestütztem, massigem Diamikt mit Kies-, Sand- und Schlufffraktion. Sie treten in zahlreichen Gletscherkaren im Bereich der höchsten Erhebungen des Kartenblattes auf. Die typischen Ablagerungen kommen im Talschluss der Haupttäler vor, wo auch heute noch zahlrei-

che und auch ausgedehnte Gletscher (z.B. *Vedretta del Careser*) auftreten. Mit den glazialen Ablagerungen gehen vielfach entsprechende fluvioglaziale und alluviale Sedimente einher (siehe weiter unten).

Die Mächtigkeit der Ablagerungen variiert von Ort zu Ort und erreicht maximal rund 10 m (im Bereich *Vedretta di Sternai*, wo sie einen gut entwickelten Moränenwall ausbilden). Weitere bedeutende Ablagerungen treten im Laasertal nördlich der Schluderspitze (*Punta di Sluder*), im oberen Martelltal unter dem Schran- (*Vedretta Serana*) und Gramsenferner (*Vedretta di Grames*) sowie unterhalb der Gletscherstirn der *Vedretta del Careser* auf.

Die Untergrenze dieser Sedimente, deren Ablagerung noch im Gang ist, ist nicht aufgeschlossen, dürfte aber mit dem Felsuntergrund übereinstimmen.

Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet und zeigt eine spärliche Vegetations- und Flechtenbedeckung, mitunter auch einen dünnen Bodenhorizont (10 cm).

Diese Ablagerungen sind als Ausschmelz- und Fließmoränen einzustufen, die an die Moränen der Kleinen Eiszeit anschließen. Oberpleistozän p.p. - Holozän.

Groblockige Ablagerungen (Blockgletscher)

Es handelt sich um einen massigen Diamikt, mit großen, kantigen Blöcken, Kies und Sand, dessen Klasten ausschließlich lokaler Herkunft sind. Dieser überlagert diskordant die glazialen Ablagerungen der vorherigen Spätglazialphasen und örtlich den präpleistozänen Felsuntergrund. Am Top wird die Grenze von der Geländeoberfläche gebildet. Diese lobenförmigen Blockablagerungen weisen eine steile Stirn und schwach ausgeprägte Fließwülste auf. Ihre Frontalappen liegen je nach Exposition zwischen 2300 und 2450 m Mh.

Diese Ablagerungen werden als Blockgletscher klassifiziert, mit mindestens zwei Bildungsereignissen. Einige Blockgletscher sind durch eine kontinuierliche und langsame Bewegung im Stirnbereich gekennzeichnet, wodurch Flechtenbedeckung und Bodenentwicklung fehlen (Amola-Subsynthem, **PTG₁**, diese sind der Kleinen Eiszeit zuzuordnen). Ältere (Oberpleistozän p.p. – Holozän) Blockgletscher weisen eine z.T. bewachsene Oberfläche auf, wie z.B. jener oberhalb der Weissbrunn Alm, auf einer Höhe von 2.300-2.450 m. Im hinteren Ultental treten entlang des Grünseetals beide Arten von Blockgletschern auf, wobei die aktiven dem Amola-Subsynthem und die inaktiven, teilweise bewachsenen, dem Alpinen Postglazialen Synthem (**PTG**) zugeordnet werden. Die Untergrenze der letzteren wird von den glazialen Ablagerungen des Weissbrunn Alm-Subsynthems gebildet.

Alluviale und gemischte Ablagerungen

Die erste Phase des Postglazials, im Anschluss an den Rückzug der spätglazialen, stadialen Gletscher, ist durch eine große Menge alluvialer Ablagerungen gekennzeichnet, die von den steilen Wildbächen talwärts transportiert wurden. Diese Ablagerungen bildeten in der Talsohle zahlreiche alluvionale oder gemischte Kegel aus (je nach Ereignistyp, mit oder ohne Feststofftransport). In einigen Fällen wie z.B. der Fächer im Talboden des Klappfbergals (*Val di Clapa*), einem Seitental des Ultentals ist auch ein geringer Beitrag von Lawinentätigkeit vorhanden.

In den Bereichen, wo der Murtransport in steilen Rinnen stattfindet, bilden sich am Apex steile Fächer. Bei nicht konzentriertem Abtransport des Materials beobachtet man die Bildung von Schutzzungen. Einige Zungen treten im Bereich des Langsees (*Lago Lungo*) im Ultental und in der Talsohle des Martelltals auf. Die oberen Bereiche der Fächer und Zungen weisen keine Vegetationsbedeckung auf.

Als Liefergebiete der Murgänge sind die Schutthalden und glazialen Ablagerungen anzusehen.

Die Murgänge und Murkegel sind durch die typische Erosionsrinne mit flankierenden Schuttwällen, die das letzte Murereignis dokumentieren, leicht zu erkennen. Formen mit solchen Eigenschaften werden als aktiv eingestuft. Im Klappfbergal (*Val di Clapa*) sind alle Murschuttfächer von Vegetation bzw. einem Bodenhorizont bedeckt, die meisten weisen keine Anzeichen von jüngerer Aktivität auf, könnten aber potentiell reaktiviert werden, da die Wildbäche, die für ihre Bildung verantwortlich waren, nur wenig eingetieft sind (1-2 m). In einem Anschnitt eines Murschuttfächers im Klappfbergal erkannte man eine matrixgestützte Ablagerung mit Geröllen variabler Korngröße (vorwiegend im cm- und dm-Bereich mit wenigen, Meter großen Blöcken) in einer sandigen, hellbraunen Matrix. Die Klasten zeigen eine gute Imbrikation, während jegliche Gradation oder Schichtung fehlt. In einer Tiefe von ca. 50 cm findet sich eine 2 bis 5 cm mächtige, organogene Lage (Boden), die zwei Ablagerungsereignisse trennt. Am Top des Fächers ist ein 10 cm mächtiger, dunkler Bodenhorizont vorhanden. Dies belegt, dass der Murschuttfächer aus einer Abfolge von verschiedenen Ereignissen aufgebaut wird, die auch durch längere Ruhephasen, welche eine Bodenbildung erlaubten, getrennt werden.

Die Kornverteilung schwankt von Grobsand bis zu großen Blöcken, das Gefüge ist matrixgestützt. Die Klasten weisen vorwiegend eine tabulare, dünnplattige Form und einen geringen Rundungsgrad auf; sie sind nicht zementiert.

Im Martelltal treten Schutzzungen mit 5-6 m hohen Wällen (z.B. in der Lokalität *Tasa*) auf, die mit Fichten und Lärchen bewachsen sind. In anderen Talbereichen sind die Fächer von Vegetation und Bodenhorizonten bedeckt, die meisten weisen keine rezente Aktivität auf. Eine Ausnahme bildet der Fächer knapp oberhalb von Gand (*Ganda di Martello*), der vom Plimabach angeschnitten wird und durch eine

rund zwanzig Meter hohe Böschung gekennzeichnet ist. Die Murreignisse gingen ursprünglich in Richtung Norden ab, heute in Richtung West. Daher kann der Fächer als eine antike und nicht mehr reaktivierbare Form angesehen werden.

Die Ablagerungen weisen am Top einen, wenn auch sehr dünnen, Bodenhorizont auf und wurden ins Holozän gestellt und somit dem PTG-Synthem zugeordnet.

Hangschuttablagerungen

Es handelt sich um verschieden große, locker gelagerte Gesteinsfragmente lokaler Herkunft mit einem je nach Lithologietyp variablen Matrixanteil. Diese Bildungen überlagern diskordant den präpleistozänen Felsuntergrund und örtlich auch Lockergesteinsbildungen der älteren Zyklen. Die Obergrenze stimmt mit der Geländeoberkante überein, wo vielfach ein variabel mächtiger Bodenhorizont ausgebildet ist. Die größten Ablagerungen treten an der Basis der von Frostsprengung betroffenen Felswände auf. Die basale Diachronie dieser Lithozone geht auf die unterschiedlichen Bedingungen im Zeitraum Spätglazial-Holozän zurück.

Typische Lokalitäten sind der Nordhang des Kirchbergkammes, die Gegend zwischen Haselgruber See (*Lago Corvo*) - *Castel Pagano* und *Val Zambuga* (Rabbital), die Gletscherkare entlang des Kammes von der Äußeren Pederspitze (*Punta Peder di Fuori*) bis zur Weißwand (*Croda Bianca*) im Martelltal und die Gletscherkare am Kamm zwischen Zufrittspitz (*Cima Gioveretto*) und dem Hohen Dieb (*Il Gran Ladro*) im Ultental. Diese Ablagerungen bilden sich jeweils am Fuß von sehr steilen Hängen und Felswänden. Die Sprengwirkung der Pflanzen beschränkt sich hier auf den unteren Hangbereich, wo hochstämmiger Wald vorkommt.

Einen Sonderfall stellt das Vorkommen von großen Pegmatit-Einzelblöcken (bis zu 10 Meter) im Talboden des Martelltals dar, z.B. bei der Kirche St. Maria in der Schmelz (*S. Maria alla Fonderia*), Flussebene nördlich der Ofenwand/*Croda del Forno*). Diese Blöcke könnten sowohl vom Gletscher antransportiert worden sein, oder sich aus den Pegmatit-Felswänden darüber gelöst haben. Die zweite Hypothese wird durch das Auftreten von Blöcken nahe der Kirche von St. Maria in der Schmelz bekräftigt.

Die Korngröße des Hangschuttes variiert von Grobsand bis hin zu Blöcken, mit vorwiegend mittelgroßen Klasten von ungefähr 10-20 cm. Sie zeigen eine lockere Lagerung. Man erkennt überwiegend tabulare und dünnplattige Komponenten im Bereich von Schiefergesteinen sowie quaderförmige Klasten im Bereich von Plutoniten. Der Hangschutt ist meist nicht zementiert, mit Ausnahme eines kleinen Aufschlusses (einge Zehnerquadratmeter) am Metallspitz (*Monte dei Metalli*), wo Klasten durch einen Zement aus Oxiden und Sulfiden gebunden sind.

Die gravitativ bedingte Größensortierung ist die einzig erkennbare, sedimentäre Struktur dieser Ablagerungen.

Ausnahmen hierzu bilden Gebiete mit einer hohen Konzentration an großen

Blöcken, die im Bereich von massigen Lithologien auftreten, wie z. B. in den Peridotiten im Klappbergtal (*Val di Clapa*) oder dort, wo die Klüftung in den Schiefen sehr weitständig ausgebildet ist. Das ermöglicht das Ablösen von großen Felspartien (z.B. nordwestlich der Oberen Weissbrunn Alm (*Malga Fontana Bianca di sopra*)). Diese Ablagerungen konnten nicht eindeutig interpretiert werden, da man nicht weiss, ob sie das Ergebnis kontinuierlicher und andauernder Sturzprozesse (Hangschutt) oder eines einzigen Bergsturzereignisses sind.

Wenn der Schutttransport bevorzugt entlang vorgegebener Wege erfolgt, wie z.B. in den Rinnen von steilen Felswänden, nehmen die Ablagerungen am Hangfuß die Form eines Kegels an. Diese recht häufigen Formen unterscheiden sich vom Hangschutt, wo der Transport hauptsächlich aufgrund gravitativer Prozesse erfolgt. Die Bildung der Schuttfächer unterliegt auch anderen Prozessen, wie der Wasserführung und Lawinereignissen. So entstehen gemischte Fächer.

Die inaktiven Fächer wurden dem Alpinen Postglazialen Synthem zugeordnet.

Massenbewegungen

Massenbewegungen sind im Kartenblatt "Rabbi" eigentlich selten und kleinräumig. Zu den Faktoren, welche die Ausbildung von Massenbewegungen begünstigen, zählen der Gesteinstyp (Glimmerschiefer, glaziale Ablagerungen), der strukturelle Bau (Störungen und Klüfte), das strenge Hochgebirgsklima (Frost-Tau-Wechsel) und starke Regenfälle. Es handelt sich meist um Bergstürze aus zerlegten Felsbereichen, wobei Einzelereignisse wie auch wiederkehrende Ereignisse auftreten können.

Die Ablagerungen von Massenbewegungen sind immer leicht erkennbar und nahezu in allen Fällen frei von Pflanzenwuchs.

Die wichtigste Massenbewegung des Martelltals liegt rund 600 m südlich der Soylahn (*Lana di Soy*). Sie bildet zudem das Nährgebiet für den Murgang im Schöngreben (*Vallone Bello*), wo große Murereignisse die Straße im Talboden erreichen können und eine große Gefahr für Personen darstellen.

Eine weitere Massenbewegung tritt im Rabbital, auf dem nordöstlichen Hang des *Monte Sole*, auf der rechten Talseite auf einer Höhe von 1800 m, auf. Es handelt sich um eine Massenbewegung gemischten Ursprungs aus Felssturz und Felsgleiten entlang bestehender Trennflächen (Klüfte), mit grobblockigen Komponenten, die den Bach *Rabbies* nach Osten abdrängte. Es handelt sich sicherlich um eine alte, nicht mehr reaktivierte Massenbewegung, was durch hochstämmigen Baumbewuchs (Lärchen) auf dem Sturzkörper belegt wird.

Die Bergstürze bestehen aus Blöcken mit teilweise großen Ausmaßen (mehrere Meter). Am Fuß von zerklüfteten Felswänden treten vielfach ausgedehnte Blockhalden auf. Die Untergrenze ist diachron mit den älteren, unterlagernden Einheiten, während die Obergrenze mit der Geländeoberfläche übereinstimmt.

Torfmoore

Diese Ablagerungsräume treten im Kartenblatt verbreitet auf. Sie entstehen durch die Ansammlung von organischem Material in Senken, die meist glazialen Ursprungs sind (z.B. Langsee/*Lago Lungo*, Fiechtalm/*Malga dei Pini*, Hintere und Äußere Pilsbergalm/*Alpe Piles*, Schrummalm/*Malga Binasia* im Klappfbergtal) oder dort, wo der Wasserabfluss durch andere Faktoren versperrt wurde. Es handelt sich um kleine Ebenen, deren oberer Teil örtlich von Torfbildungen bedeckt ist. Ein Beispiel eines typischen Torfmoores ist der Fischersee (*Lago del Pesce*) in der Nähe der Mittleren Weissbrunn Alm (*Malga Fontana Bianca di mezzo*). Hier haben die glazialen Ablagerungen eines stadialen Vorstoßes den Abfluss der Falschauer versperrt. So konnte sich eine kleine, grasbewachsene Ebene bilden, an deren Oberfläche vereinzelt schwarze, wassergesättigte Torfschollen auftreten.

Da die Torfmoore auf den Ablagerungen des Weissbrunn Alm-Subsynthems liegen, wurden sie dem Alpenen Postglazialen Synthem (**PTG**) zugeordnet.

4.3.3. - *Amola-Subsynthem* (**PTG₁**)

Es handelt sich um eine Untereinheit der vorherigen (PTG), welche durch rezente Ablagerungen ohne generelle Bodenbildungen am Top charakterisiert ist. Dieses Subsynthem umfasst die Ablagerungen des letzten glazialen Vorstoßes im Holozän (Kleine Eiszeit), welcher die gesamte Alpenkette erfasste.

Im Kartenblatt "Rabbi" ist dieser Vorstoß durch entsprechende Ablagerungen im hinteren Ultental und generell im gesamten Blattbereich dokumentiert.

Alter: Holozän *p.p.* - heute.

Glaziale Ablagerungen

Die glazialen Ablagerungen dieses Subsynthems sind durch fehlende Bodenbildungen bzw. Vegetation sowie fehlenden Flechtenbewuchs auf den Blöcken gekennzeichnet. Es handelt sich im Allgemeinen um undifferenzierten Till (matrixgestützter, massiger Diamikt mit vorwiegend kiesig-sandiger Matrix). Die Moränenwälle sind scharfkantig und unbewachsen.

Im Ultental treten glaziale Ablagerungen und Moränenwälle am Fuß des Weissbrunnferners (*Vedretta Fontana Bianca*), und des Gletschers der Vorderen Eggen Spitze (*Cima Sternai Meridionale*) auf, wo eine Seitenmoräne im künstlich angelegten Grünsee (*Lago Verde*) endet. Der Gletscher an der Eggen Spitze ist vollständig von Schutt bedeckt und nicht mehr aufgeschlossen. Einzig die Fließstrukturen in den Schutt abgelagerungen weisen auf die unterlagernden Eismassen hin. Es handelt sich um einen Gletscher mit ausklingender Aktivität, der sich in einen Blockgletscher umwandelt.

Der Weissbrunnferner (*Vedretta Fontana Bianca*) erreichte noch im 19. Jahrhundert den Felsriegel auf 2700 m Mh. ohne diesen zu überwinden; beim Rückzug hinterließ er verschiedene Moränenwälle und undifferenzierte Ablagerungen mit einer Buckelmoränen-Landschaft. Im Bereich des Weissbrunner Jochs (*Passo di Fontana Bianca*) hat eine Transfluenz ins Martelltal stattgefunden. Der Gletscher der Vorderen Eggenspitze (*Cima Sternai Meridionale*) zog in Richtung SE herab, was durch den gut erhaltenen, linken Seitenmoränenwall belegt wird, und erreichte ein Gebiet, das heute im Bereich des künstlich angelegten Grünsees liegt.

Im Martelltal treten die Ablagerungen der Kleinen Eiszeit auf der rechten Seite am Fuß der Gletscher der Veneziaspitze (Hohenferner/*Vedretta Alta*, Schranferner/*Vedretta Serana*, Gramsenferner/*Vedretta di Grames*), des Zufritferners/*Vedretta del Gioveretto* (wo durch die Dammwirkung der Seitenmoränen Seen entstanden), des Soyferners/*Vedretta di Soi* und des Hasenöhrlferners/*Vedretta dell'Orecchia* auf.

Im Laasertal sind die Ablagerungen der Kleinen Eiszeit am Fuß des gleichnamigen Gletschers, im Peiotal am Fuß des Careser-Gletschers aufgeschlossen. Im Rabbital treten sie am Fuß der *Vedretta di Sternai* und des Gletschers des Hinteren Rotspitz (*Cima Rossa di Saent*) auf. Sie bilden Seiten- und Stirnmoränen sowie Buckelmoränen-Landschaften.

Die maximale Mächtigkeit dieses Subsynthems (ca. 100 m) wird im mittleren, südlichen Abschnitt der Ablagerung vor dem Grünsee erreicht.

Die Mächtigkeit dieser Sedimente ist generell schwer abzuschätzen, schwankt aber meist zwischen einigen Metern und einigen Zehnermetern und nimmt im Bereich von Wallformen stark zu, insbesondere in Übereinstimmung mit dem Moränenkamm.

Die glazialen Ablagerungen liegen auf anderen Lithologien des Postglazialen Synthems auf, bzw. weisen an der Basis zumeist eine glaziale Erosionsfläche zum Felsuntergrund auf, in diesem Fall ist die Grenze klar ausgebildet. Sie treten oft in Form von deutlich ausgebildeten Moränenwällen auf und definieren damit eindeutig den maximalen Gletschervorstoß.

Die Verwitterungsschicht der Ablagerungen ist sehr dünn (wenige cm) und die Blöcke zeigen sehr klein ausgebildete Flechten. Diese Ablagerungen sind als Ausschmelzmoräne einzustufen (seitliche und frontale, glaziale Ablagerungen).

Auf Basis indirekter Altersbestimmungen (historische Dokumente und Karten) sind diese Ablagerungen der Kleinen Eiszeit zuzuordnen.

Alluviale Ablagerungen

Es handelt sich um kiesig-sandige Ablagerungen mit seltenen, feinkörnigen Einschaltungen mit schluffiger Matrix. Sie überlagern die älteren, alluvialen Sedimente und stellen mit ihrem Top die Geländeoberkante dar.

Diese Sedimente bedecken den größten Teil des unteren Talgrundes im Nahbereich der heutigen Wasserläufe. Wenn sie in den proglazialen Bereichen der Moränenwälle in den Gletscherkaren auftreten, werden die Ablagerungen von einem matrixgestütztem Diamikt gebildet, mit Anzeichen einer Schichtung und einer Kornverteilung von Schluff bis Kies mit seltenen Blöcken.

Die Ablagerungen bestehen aus klastischen, teils aufgearbeiteten Komponenten. Die Basis der Sedimente ist meist unbekannt, sofern sie nicht direkt auf dem Felsuntergrund aufliegen.

Diese Sedimente überlagern das Weissbrunn Alm-Synthem (Hochtal-Einheit) und die fluvioglazialen Ablagerungen der Flussebenen des Alpenen Postglazialen Subsynthems. Sie überlagern Hangschuttsedimente und werden andererseits von Hangschuttablagerungen überdeckt. Sie bilden Schwemmfächer wie auch gemischte Fächer im Bereich der Wildbäche. Diese Ablagerungen sind oberhalb des Zogger Stausees (*Lago di Zoccolo*) und generell im Talbodenbereich aller Haupttäler vorhanden.

Hangschuttablagerungen

Es handelt sich um locker gepackte Bildungen aus verschiedenen großen Kies- und Blockkomponenten von lokaler Herkunft. Örtlich treten schluffige Abschnitte mit schlammgestützten Klasten auf, die mit Murereignissen in Verbindung stehen.

Sie überlagern diskordant den präpleistozänen Felsuntergrund, örtlich auch Ablagerungen der älteren Zyklen. Die Obergrenze stimmt mit der Geländeoberkante überein, es fehlt jegliche Bodenbildung.

Moorablagerungen

Es handelt sich um schluffig-sandige Bildungen von zumeist geringer Mächtigkeit, die auf lakustrinen oder glazialen Ablagerungen älterer Zyklen liegen. Die Obergrenze entspricht der Geländeoberkante.

Hochmoore kommen in verschiedenen Abschnitten des oberen Ulten-, Peio- und Rabbitals vor.

V - TEKTONIK UND METAMORPHOSE

1 - PRÄALPIDISCHE ENTWICKLUNG

Die struktureologischen und petrologischen Untersuchungen sowie die neuen Datierungen, welche für das Kartenblatt im Rahmen des Projektes CARG-PAT durchgeführt wurden, erlaubten es, ein neuartiges Bild der ostalpinen Einheiten und ihrer tektono-metamorphen Entwicklung vom Paläozoikum bis heute zu entwerfen.

Das ostalpine Deckensystem des untersuchten Alpensektors wird von Krusteneinheiten aufgebaut, die nach der Öffnung des mesozoischen Tethys-Ozeans im Bereich des Afrikanischen Kontinentalrandes lagen. Mit der Schließung der Tethys und der Bildung der Alpenkette, entwickelten sich daraus die Einheiten Tonale und Ortler-Campo.

Einige ostalpine Einheiten haben bereits im Paläozoikum, während der variszischen Gebirgsbildung, einen Subduktions- und Kollisionsprozess durchlaufen. Im Laufe dieser paläozoischen Ereignisse, in Abhängigkeit von der strukturellen Position innerhalb des paläozoischen Akkretionskeils, wurden die Einheiten unterschiedlich stark überprägt: die Ulten-Einheit in Eklogitfazies, die Einheiten Tonale, Laas und Peio in Amphibolitfazies, die Zebra-Schuppenzone in Grünschieferfazies. Die Metamorphosebedingungen und das Alter des metamorphen Höhepunktes variieren für die verschiedenen ostalpinen Einheiten. Die Ulten-Einheit, welche heute die höchste strukturelle Position im Deckenstapel einnimmt, wurde im Paläozoikum bis in eine Tiefe von über 100 Km subduziert. Dabei entstanden eklogitfazielle Mineralparagenesen ($P \sim 2.7$ GPa und $T \sim 850^\circ\text{C}$), die in den Gesteinen der Ulten-Einheit noch erhalten sind (Migmatitgneise, Felse, Eklogite, Amphibolite und Peridotite) (SUSINI & MARTIN, 1996; GODARD *et alii*, 1996).

Das Alter des metamorphen Höhepunktes des nordöstlichen Teils der Ulten-Einheit wurde in verschiedenen Gesteinen mittels Sm/Nd-Datierung von einzel-

nen Mineralien und Gesamtgestein ermittelt. Datiert wurden auch Zirkone (U/Pb) aus metasomatisch veränderten „Amphiboliten“, die im Randbereich von Peridotiten des Hochwart (*Vedetta Alta*) vorkommen. (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2006). Da alle mafischen und ultramafischen Gesteine, sowie die Migmatite in etwa das selbe radiometrische Alter von 340-330 Ma ergaben, dürfte dieses Alter dem metamorphen Hauptereignis (Abb. 23a, b) entsprechen.

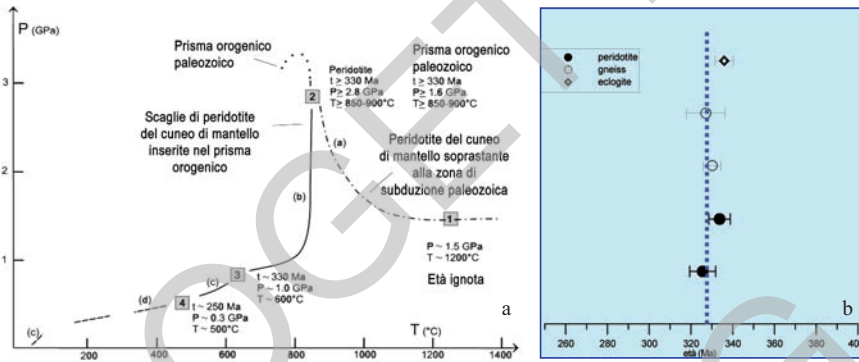


Abb. 23 - a) P - T - t Pfad der nordöstlichen Ulten-Einheit; b) Radiometrische Alter (Sm/Nd) der Granatperidotite, der stromatischen Gneise und der Eklogite der nordöstlichen Ulten-Einheit (TUMIATI *et alii*, 2003).

Während der fortschreitenden Exhumation der Gesteine wurde ein Teil der Gneise der nordöstlichen Ulten-Einheit aufgrund der anhaltend hohen Temperaturen während der Druckentlastung partiell aufgeschmolzen. Dabei kam es zur Bildung von Kyanit-führenden, stromatischen Migmatiten (**TUG_b**), die bei einem Druck von 1.5-1.0 GPa gebildet worden sind. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass die partielle Aufschmelzung und die damit verbundene Bildung der stromatischen Migmatite schon früher einsetzte; zum Beispiel bereits am Höhepunkt der Metamorphose, als sich die Gneise noch im Bereich des Mantels befanden (TUMIATI *et alii*, 2003; TUMIATI *et alii*, 2005; RANALLI *et alii*, 2005) (Abb. 24a, b).

Während der Exhumation wurden die stromatischen Migmatite von trondhjemitischen Magmen intrudiert. Diese stammen aus der Aufschmelzung von basischen (ozeanischen?) Krustengesteinen, die wahrscheinlich in einer größeren Tiefe in der Subduktionszone stattgefunden hat. (MARTIN *et alii*, 1998a; DEL MORO *et alii*, 1999) (Abb. 25).

In den Granat- und Kyanit-führenden Paragneisen der Ulten-Einheit (**TUG**) bilden die reliktsch erhaltenen Hochdruckmineralien (Kyanit, Hellglimmer, Granat und Albit/Oligoklas) eine lokal mylonitische Schieferung S_1 aus. In den stromatischen Gneisen (**TUG_b**), die eine durchgreifende partielle Aufschmel-

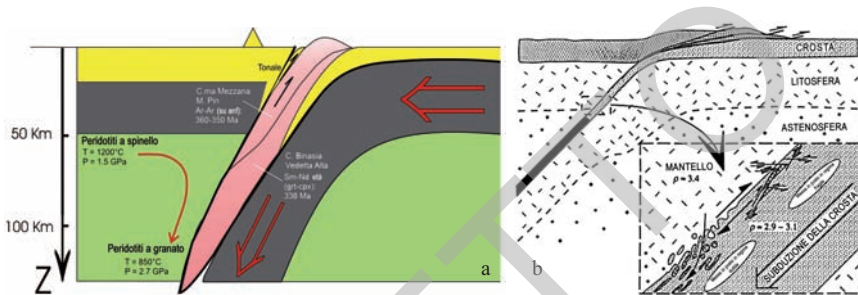


Abb. 24 - a) Schematische Darstellung des paläozoischen Subduktionsprozesses, der zum Akkretionskomplex („Melange“) von Ulten führte. b) Darstellung der Prozesse, die durch Schwerkraft oder Schermechanismen zur Einschuppung von Granatperidotiten aus dem überlagernden Mantel in den unterlagernden Akkretionskomplex von Ulten führten (BRUCKNER, 2000).

zung zeigen, wird die Schieferung S_1 hingegen durch dunkle und helle Lagen nachgezeichnet. Die dunklen Lagen bestehen aus Biotit und wenig Hellglimmer, Granat, und Kyanit, die hellen Lagen aus Plagioklas und K-Feldspat, welche aus der Schmelze auskristallisierten.

Der Abschnitt des paläozoischen Akkretionskeiles, der heute die südwestliche Ulten-Einheit bildet und die *Cima Mezzana* (siehe Blatt „Malè“, DAL PIAZ *et alii*, 2007) und den *Monte Pin* umfasst, besteht aus Paragneisen (TUG), Amphiboliten mit Eklogitrelikten (TUA), Orthogneisen (TUO) und Peridotiten (TUD). Dieser Abschnitt wurde noch vor dem Devon in eine geringere Tiefe bzw. unter schwächergradigen Bedingungen ($T \sim 750^\circ\text{C}$ und $P \sim 1.4$ GPa) subduziert (CAMPANA, 1995; SUSINI, 1995) als jener des nordöstlichen Sektors. Bereits im Devon wurde dieser Teil exhumiert und erfuhr eine frühzeitige Abkühlung (~ 357 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ an Hornblende aus mylonitischen Metagabbros; MARTIN *et alii*, 1998c).

Die Akkretion der Ulten-Einheit mit der Tonale-Einheit s.s., welche aus Paragneisen, Orthogneisen, mafischen und ultramafischen Gesteinen mit Marmoren und Quarziten besteht, erfolgte vor dem Oberkarbon. Die karbonen Abkühlalter von 330-300 Ma finden sich in der gesamten Tonale Decke.

Allerdings erfuhr die Tonale-Einheit im Gegensatz zur Ulten-Einheit s.l. bereits eine präkarbonische Metamorphose mit hohen Temperaturen und relativ geringem Druck ($T = 600 \pm 130^\circ\text{C}$; $P = 0.57 \pm 0.25$ GPa, DAL PIAZ *et alii*, 2007). Die Datierungen an Hellglimmer aus Metapegmatiten der Tonale-Einheit am *Passo Gavia* ergaben Abkühlalter von 314 Ma (THÖNI, 1981). Die regionale Schieferung der Tonale-Einheit ist demnach spätpaläozoischen Alters, wie die radiometrischen Datierungen bestätigen.

Die Peio-Einheiten und Laas-Einheit, sowie die Zebbru-Schuppenzone wurden im Zuge der alpidischen Orogenese von der Tonale-Decke überschoben. Dies bezeugt das Vorkommen von triassischen (oder permotriassischen) Gesteinen ent-

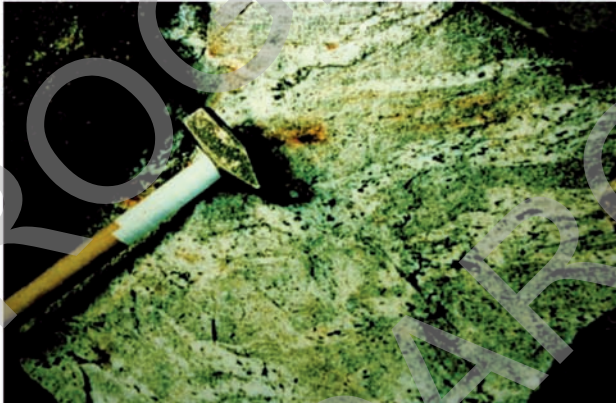
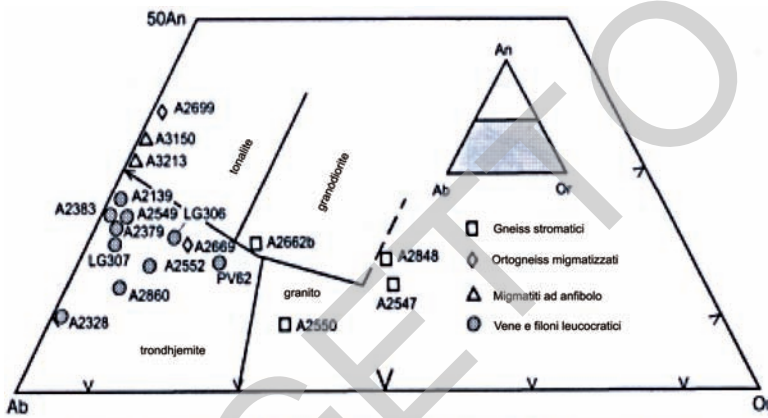


Abb. 25 - Zusammensetzung der trondhjemitischen und tonalitischen Adern im oberen Nonstal.

lang der Störungszonen der Peio-, Madritsch- und der Zebra-Linie. Vor diesem Ereignis erfuhr die Peio-Einheit eine präalpidische amphibolitfaziale Metamorphose mit mittleren Druck- und Temperaturbedingungen. Die Glimmerschiefer der Peio-Einheit zeigen Mineralparagenesen von Staurolith, Granat ± fibrolitischem Sillimanit. Die Mineralparagenese der Amphibolite besteht aus Granat, grüner Hornblende, Plagioklas und Rutil; jene der Marmore zeigt Hellglimmer, Tremolit, Epidot und Titanit (Peio-Einheit: $T \sim 550\text{-}600\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P \sim 0.3\text{ - }0.6\text{ GPa}$, WERLING, 1992).

Die Rb/Sr Datierungen an Hellglimmer aus den Glimmerschiefern der Peio-Einheit vom *Val de la Mare* ergaben Abkühlalter von $317 \pm 13\text{ Ma}$ (DEL MORO in FERRETTI-TORRICELLI, 1987), jene an Hellglimmer aus den Orthogneisen von *Pra di Saent* (Rabbital) Alter von $315 \pm 5\text{ Ma}$ (MONTRESOR & MARTIN, 2008) (Tafel 2). Ar/Ar-Datierungen an Biotit-Blasten, die im Pedertal mit den Staurolithen vergesellschaftet sind, ergaben Abkühlalter von $138 \pm 2\text{ Ma}$, während die

Muskovite auf 196 ± 3 Ma bzw. 176 ± 3 Ma datiert wurden (MAIR & SCHUSTER, 2003), was auf ein Abkühlalter von präalpidischen Mineralen hindeutet.

Auch die Laaser-Einheit erfuhr eine präalpidische amphibolitfazielle Metamorphose. Die petrologischen Untersuchungen der Mineralparagenesen von Granat \pm Staurolith, Biotit, Muskovit und Plagioklas in den Glimmerschiefern, ergeben eine Temperatur des metamorphen Höhepunktes von ca. $550\text{-}650^\circ\text{C}$. Dieselben Bedingungen zeigen die Untersuchungen an den Amphiboliten mit der Paragenese Amphibol, Granat, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Quarz \pm Zoisit \pm Titanit \pm Kalzit, sowie an den Marmoren mit der Paragenese Kalzit, Quarz, Hellglimmer, Epidot \pm Titanit \pm Rutil. Eine genauere Berechnung des Druckes war allerdings nicht möglich.

In einigen Gebieten der Laaser-Einheit sind die präalpidischen Staurolithe, Granate und Biotite sehr gut erhalten (Lyfital/*Val Livi*, Pedertal/*Valle Peder*). Die Kristallisation dieser Mineralien erscheint syndeformativ zur variszischen regionalen Schieferung.

Die Zeburu-Schuppenzone zeigt in den Phylliten und in den darin eingeschalteten Gesteinen eine präalpidische grünschieferfazielle Metamorphose. Es fehlen Relikte einer höhergradigen Metamorphose. Das Fehlen von kritischen Mineralparagenesen erlaubte keine genaue Bestimmung der Druck- und Temperaturbedingungen. Da die darauf folgende alpidische Überprägung nach Westen hin abnimmt (THÖNI, 1981), und die Staurolith-führenden Granatglimmerschiefer der Peio-Einheit gut erhalten sind, kann eine penetrative alpidische Überprägung mit Auslöschung der präalpidischen Paragenese in der Zeburu-Schuppenzone ausgeschlossen werden. Zudem weist die Madritsch-Störungszone an der Basis der Zeburu-Schuppenzone, Linsen und Schuppen von triassischen Sedimenten mit einer niedriggradigen, alpidischen Überprägung auf.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Abkühlalter von 251-249 Ma (triassisch) wurden an Skapolith und Amphibol aus den Migmatiten der Stierbergalm (LAURENZI *et alii*, 2002) am tektonischen Kontakt zwischen Ulten-Einheit (Tonale-Decke) und den permischen südalpinen Abfolgen (BARGOSSO *et alii*, 2008) ermittelt. Sie deuten auf eine komplexe Abkühlungsgeschichte des ostalpinen Grundgebirges hin.

Jurassische bis unterkretazische Abkühlalter wurden mit der Rb/Sr-Methode an Biotit aus zahlreichen Gesteinsproben von Kyanit-Granat-führenden Gneisen und stromatischen Gneisen der nordöstlichen Ulten-Einheit bzw. von Biotitgneisen des *Monte Pin* (**TUG**, **TUG_c** und **TUG_b**) in der Tonale-Decke ermittelt (THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1996; Tafel 2). Rb/Sr-Datierungen an Biotit/Gesamtgestein aus Glimmerschiefern und Amphiboliten der *Cima Boai* (Tonale-Einheit, Blatt „Malè“) ergaben Alter zwischen 130 und 100 Ma (DEL MORO, unveröffentlichte Daten).

Unterkretazische Abkühlalter wurden an Biotit (Rb/Sr-Methode an Biotit/Gesamtgestein) und Amphibol (Ar/Ar-Methode) aus einer duktilen Scher-

Tafel 2 - Rb/Sr-Datierungen an Proben aus dem Val di Sole, dem Peiotal, dem Lavazzè-Tal, dem Bereich des Monte Pin (Bresimo-Tal) und dem Samerberg (Ultental) (einzelne Minerale und Gesamtgestein).

Verwendete Konstante für die Berechnung des Alters: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ korrigiert für den Standard E.A.=0,7080.

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) l t$$

$$l = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$$

t = Alter des Minerals

Val di Sole und Peiotal (Tonale-Einheit)				
Gesteinsprobe	Gesteinstyp	Lokalität	Datiertes Mineral	Alter (Ma)
A 2154	Sillimanitgneis	Tonalepass (Valbiolo)	Biotit / Gesamtgestein	38.0 ± 0.6
A 2973	Sillimanitgneis	Vermiglio (Val di Sole)	Biotit / Gesamtgestein	53.0 ± 0.6
A 3668	Sillimanitgneis	Peiotal (linke Talseite)	Muskovit / Gesamtgestein Biotit / Gesamtgestein	94.0 ± 1.0 355.0 ± 8.0
A 3671	Granitischer Gang	Peiotal (linke Talseite)	Biotit / Gesamtgestein	161.0 ± 0.8
Lavazzè-Tal und Bereich des Monte Pin (Ulten-Einheit)				
Gesteinsprobe	Gesteinstyp	Lokalität	Datiertes Mineral	Alter (Ma)
LG 219	Glimmerschiefer am Kontakt zu Orthogneis	Lavazzè-Tal (Quote 1340 m)	Biotit / Gesamtgestein	155.0 ± 2.0
LG 220	Orthogneis	Lavazzè-Tal (Quote 1360 m)	Muskovit / Gesamtgestein Biotit / Gesamtgestein	137.0 ± 1.0 265.0 ± 3.0
LG 221	Orthogneis	Lavazzè-Tal	Biotit / Gesamtgestein	127.0 ± 1.0
A 1599	Glimmerschiefer	Lavazzè-Tal*	Muskovit / Gesamtgestein Biotit / Gesamtgestein	145.0 ± 1.0 258.0 ± 3.0
Samerberg (Ulten-Einheit)				
Gesteinsprobe	Gesteinstyp	Lokalität	Datiertes Mineral	Alter (Ma)
A2548	Gneis (Leukosom)	Samerberg	Gesamtgestein	183.0 ± 2.0
A2368	Gneis	Samerberg	Muskovit / Gesamtgestein	251.0 ± 4.0
A2401	Gneis	Samerberg	Biotit / Gesamtgestein	169.0 ± 2.0

* rechte Talseite, in der Nähe der Nördlichen Judikarien-Linie

zone innerhalb der Amphibolite und Glimmerschiefer der Peio-Einheit erhalten, die als wahrscheinliche Fortsetzung der Mortirolo-Linie interpretiert wurde (*Valle del Monte*, DAL PIAZ *et alii*, 2007) (unveröffentlichte Daten von LAURENZI, DEL MORO, in MARTIN *et alii*, 1998a),. Vergleichbare Alter erhielt man auch für die Glimmerschiefer der Peio-Einheit im Martelltal (MONTRESOR & MARTIN, 2008).

Diese Alter können wie die Abkühlalter der Ulten- und Tonale-Einheiten als gemischte Alter oder als Alter der progressiven Abkühlung des ostalpinen Grundgebirges interpretiert werden.

2 - ALPIDISCHE ENTWICKLUNG

2.1. - ALPIDISCHE METAMORPHOSE IN DER TONALE-DECKE

Im Allgemeinen zeigt die Tonale-Decke eine schwache alpidische Überprägung, welche durch die Rekristallisation von Chlorit, Chloritoid und Serizit, gekennzeichnet ist und vor allem entlang der Scherzonen auszumachen ist.

Hierbei war weniger das eoalpidische als vielmehr das neoalpidische Ereignis maßgebend, was durch die Alter der Spaltspurenanalyse an Zirkon und Apatit bestätigt wird (VIOLA, 2000).

In der Tonale-Einheit zeigen die Spaltspurendatierungen im westlichen Abschnitt (*Val di Sole*-Tonalepass) eine Abkühlung unter ca. 220°C (Schließtemperatur von Zirkon) im Zeitraum zwischen 51 und 28 Ma, wohingegen die Spaltspurendatierungen an Apatit eine Abkühlung unter Temperaturen von ca. 120°C im Zeitraum zwischen 25 und 8 Ma (VIOLA, 2000) ergeben. In der Ulten-Einheit zeigen die Datierungen an Apatit infolge der transpressiven Aktivität der Nördlichen Judikarien-Linie eine noch schnellere Abkühlung im Zeitraum von 15-8 Ma.

2.2. - ALPIDISCHE METAMORPHOSE IN DER ORTLER-CAMPO-DECKE

In der Ortler-Campo-Decke nimmt der Grad der eoalpidischen Metamorphose vom Liegenden zum Hangenden bzw. von Ost nach West ab. Die Temperaturen nehmen von ca. 500°C in den Gesteinen der Laaser- und der Peio- Einheit im Vinschgau, am Ostrand des Kartenblattes, bis auf ca. 400°C in den Glimmerschiefern der Peio-Einheit im Madritschtal und schließlich auf 300°C in den triassischen Metasedimenten des Ortlers im oberen Suldental, ab (KURMAN *et alii*, 1989; FERREIRO *et alii*, 1991).

Die eoalpidische Metamorphose der Peio-Einheit im Martelltal zeigt im Kontaktbereich zur Laaser-Einheit Temperatur- und Druckbedingungen von 490-530°C und 0,6-0,8 GPa, und im Bereich des Madritschtals hingegen Bedingungen von ca. 380-430°C und 0,4-0,7 GPa (TROPPEL & MAIR, 1998; NOCKER *et alii*, 1998).

Die eoalpidische Paragenese der Glimmerschiefer (**OMI**) ist durch die statische Rekristallisation von kleinen, klaren, alpidischen Granaten, von alpidischen Granaträndern auf variszischen Granaten sowie durch Chloritoid nach Staurolith, Chlorit nach Biotit und statisch gewachsenen Chlorit gekennzeichnet, welcher mitunter die regionale Schieferung überwächst.

Die kritischen alpidischen Mineralparagenesen, anhand derer petrologische Berechnungen durchgeführt wurden, umfassen: Granat, Biotit, Plagioklas, Chlorit ± Chloritoid für die Glimmerschiefer und Paragneise; Chlorit, Serizit, Stilpnomelan für retrograd überprägte Glimmerschiefer; Amphibol, Plagioklas ± Granat, Biotit, Chlorit, Quarz ± Klinozoisit ± Titanit ± Kalzit für die Amphibolite;

Kalzit, Quarz, Hellglimmer, Epidot \pm Klinozoisit \pm Titanit \pm Rutil \pm Zirkon für die Marmore sowie Chlorit und Stilpnomelan für die retrograd überprägten Marmore. Im Martelltal weisen die alpidischen Paragenesen oberkretazisches Alter auf (88 ± 1 Ma, Ar/Ar-Methode an Hellglimmer; 86 ± 3 Ma, Rb/Sr-Methode an Biotit, MAIR & SCHUSTER, 2003).

Die Rb/Sr-Datierungen an Biotit und Gesamtgestein entlang der Scherzonen im Peiotal (siehe Blatt „Malè“, DAL PIAZ *et alii*, 2007), im Rabbital und im Bereich der *Cima Verdignana* ergaben ein oberkretazisches Alter (70-80 Ma; THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1996; DEL MORO in MONTRESOR & MARTIN, 2008).

Am Kamm zwischen dem Martell- und dem Ultental wurde eine zweite alpidische Rekristallisationsphase beobachtet, bei welcher Chorit-Serizit-führende Glimmerschiefer (OME) gebildet wurden. Sie sind dadurch gekennzeichnet, dass variszische und alpidische Granate chloritisiert, Biotit nahezu vollständig in Chlorit umgewandelt, und Chlorit, Serizit und Stilpnomelan neugebildet wurden. In den mit den retrograd überprägten Glimmerschiefern vergesellschafteten Marmoren wurden die Rekristallisation von Kalzit sowie die Blastese von Serizit, Chlorit und Stilpnomelan beobachtet. Diese Neubildung niedriggradiger Mineralien kennzeichnet die Scherzonen und weitere kleine, nicht kartierbare Scherbänder in der Peio-Einheit. Das Alter dieser Deformation kann nicht genau ermittelt werden, wird jedoch als posteoalpidisch angesehen, da sie eine retrograde Überprägung der eoalpidisch-kretazischen Paragenesen bewirkte. Ein paläogenes Alter der Deformation wird als wahrscheinlich erachtet, da die oligozänen Intrusionen und Gänge (ca. 32 Ma) keine retrograde Metamorphose oder Rekristallisation aufweisen.

Im Grundgebirge des westlich angrenzenden Gebietes Serottini - Varadega - Tremoncelli (Languard-Einheit) wurden eoalpidische Bedingungen von höherer Temperatur und Druck ermittelt: $500-600^{\circ}\text{C}$ und 1.1 ± 0.2 GPa (GAZZOLA *et alii*, 2000).

In der Laaser-Einheit ist das alpidische Metamorphoseereignis pervasiv ausgeprägt. Es führte z.B. in den Glimmerschiefern zu einem ausgeprägten Lagerbau und zur grünschieferfaziellen Kristallisation von alpidischen Mineralien nach vorhandenen präalpidischen Mineralien wie Biotit, Granat und Staurolith. Die alpidischen Metamorphosebedingungen von $0.4-0.8$ GPa und $490-600^{\circ}\text{C}$ (MAIR & TROPPEL, 2003) wurden anhand der folgenden Mineralparagenesen ermittelt: Granat, Biotit, Hellglimmer, Plagioklas, Chlorit \pm Chloritoid, \pm Rutil \pm Zirkon in den Glimmerschiefern und Paragneisen; Amphibol, Plagioklas \pm Granat, Biotit, Chlorit, Quarz \pm Klinozoisit \pm Titanit und \pm Kalzit in den Amphiboliten; Kalzit, Hellglimmer, Amphibol \pm Plagioklas, Biotit, Chlorit, Tremolit \pm Klinozoisit in den Marmoren. In den Amphiboliten sind die Hornblenderelikte teilweise oder komplett durch Amphibol zweiter Generation ersetzt. Aufgrund ihres statischen Wachstums wurden Chlorit, Biotit und Tremolit in den Marmoren einzig der eoalpidischen Phase zugeordnet.

In den Gesteinen der Zebra-Schuppenzone weisen die alpidischen Mineralparagenesen auf Temperaturen von 380-420°C und Drücke von 0.4-0.7 GPa hin. Die charakteristischen Minerapargenesen bestehen aus Hellglimmer, Chlorit \pm Albit \pm Granat \pm Kalzit in den Quarzphylliten; Chlorit, Tremolit, Epidot, Hellglimmer \pm Mikroklin \pm Kalzit \pm Magnetit in den Metabasiten sowie Kalzit, Quarz, Hellglimmer, Tremolit \pm Plagioklas \pm Epidot in den Marmoren. Sämtliche Mineralien sind Ausdruck der grünschieferfaziellen Metamorphose und weisen keine Zonierung auf.

Es fehlen jegliche reliktsche Mineralien eines höheren Metamorphosegrades.

Die Ar/Ar-Datierungen an Hellglimmer aus den Phylliten dieser Einheit (MAIR & SCHUSTER, 2003) ergaben Alter von 87 ± 1 Ma.

3. - DUKTILE DEFORMATION

3.1. - TONALE-DECKE

Im Basement der Tonale-Decke fällt die präalpidische regionale Schieferung (S_2) nach SE ein.

Der heutige tektonische Bau ist auf die kretazisch-paläozäne, eoalpidische Tektonik zurückzuführen, die durch eine Akkretion der ostalpinen Einheiten sowie deren Überschiebung durch den Afrikanischen Kontinentalrand gekennzeichnet ist.

Die folgende alpidische Tektonik tertiären Alters, welche mit einer Aktivität der Nördlichen Judikarien-Linie verbunden ist, verursachte Großfalten mit ca. NE-SW gerichteten Faltenachsen im gesamten Deckenstapel und im Grundgebirge der Tonale-Decke im Hangenden der Peio-Linie. Die Ortler-Campo-Decke im Liegenden der Peio-Linie ist durch WNW-ESE bis E-W gerichtete Faltenachsen, tertiären Alters charakterisiert.

Die präalpidische regionale Schieferung (S_1) in den Gneisen und Migmatiten der Ulten-Einheit (Abb. 26a) wurde ebenfalls durch eine präalpidische Phase F_2 deformiert, die durch isoklinale Falten gekennzeichnet ist. Diese Falten sind besonders gut im Bereich Breznalrm (*Alpe di Brez*) zu erkennen, wo die trondhjemitischen und pegmatitischen Gänge ebenfalls verfault sind und eine ca. NNE-SSW gerichtete Achsenebenenschieferung zeigen.

In den Peridotiten des Auerbergts (*Val Monte d'Ora*) treten isoklinal verfaulte Pyroxenite auf (Abb. 26b). Diese Deformation ereignet sich wahrscheinlich vor ihrer Platznahme im alpidischen Akkretionskeil.

Die NE-SW gerichtete, Großfaltung F_3 bedingt im *Lavazzè*-, *Bresimo*- und *Ultental* (rechte Seite) die sowohl nach NW als auch nach SE einfallende regionale Orientierung der Schieferung (S_1/S_2) (siehe Netzdiagramme von *Castel Pagano* - *Nebelspitz/Cima Tuatti*, *Cima Mandrie* und *Monte Pin*, Abb. 27).



Abb. 26 - a) Präalpidische Falten in den Migmatiten des Auerbergstals. b) Präalpidische Falten in den Granat-führenden Pyroxeniten des Auerbergstals (Seefeldalm).

3.2. - ORTLER-CAMPO-DECKE

Die Schieferung im Basement der Ortler-Campo-Decke fällt zwischen 30° und 60° nach SSE ein. Es handelt sich um eine Achsenebenenschieferung (S_2), die durch amphibolitfazielle Mineralbildung unterstrichen wird (ARGENTON *et alii*, 1980; FERRETTI - TORRICELLI, 1982). Diese Achsenebenenschieferung wird durch ein isoklinales Faltenystem (F_2) im Dezimeter- bis Hundertermeter-Maßstab mit flach nach SSE geneigten Achsenebenen und teilweise ausgedünnten Faltenschenkeln gebildet.

Örtlich werden besonders die Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefer (**OME**) (Abb. 28) von mächtigen Scherzonen deformiert.

Im *Val de la Mare* und im Peiotal wurden die präalpidischen Scherzonen im Zuge der alpidischen Deformation teilweise in sehr feinkörnige Mylonitzonen umgewandelt (ZAMBOTTI, 1995). Eine breite Zone deformierter Gesteine erstreckt sich zwischen dem *Passo Gavia* im Westen und dem *Lago del Careser* im Osten, und fällt zwischen 30° und 50° in Richtung SSE ein (das steilere Einfallen ist im Bereich der Peio-Störungszone zu finden, Profil 1 der geologischen Karte). In dieser Zone wurden manchmal relikte Isoklinalfalten im Hektometerbereich beobachtet (FERRETTI-TORRICELLI, 1982). Der Streifen wurde im Oligozän von den tonalitischen Intrusionen (**APF**) von *Tof di Malè* und *Prabon* sowie von Gängen intermediärer Zusammensetzung (**fz**) intrudiert.

Im Martelltal wurden durch die isoklinale Faltung im Zuge der eoalpidischen Deformation die Ränder der Marteller Intrusion sowie die zahlreichen damit verbundenen Aplit- und Pegmatitgänge deformiert.

In den stark deformierten Bereichen der Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefer der Peio-Einheit (**OME**) ist eine späalpidische, durch Scherung entstan-

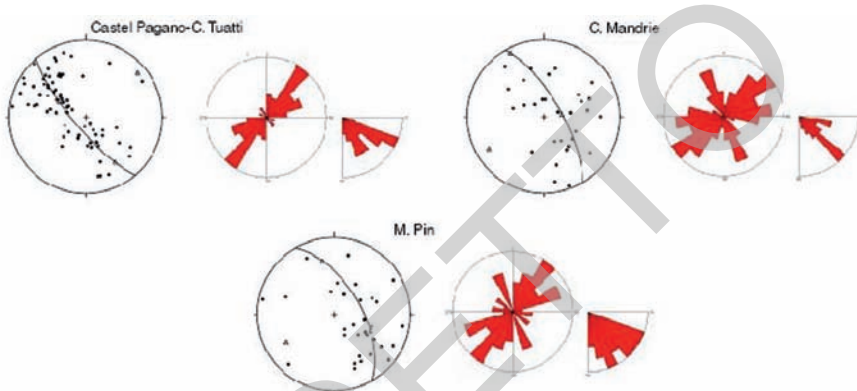


Abb. 27 - Regionale Schieferung im Bresimo-Tal in der nordöstlichen Ulten-Einheit. Links sind jeweils die Pole der Schieferungsflächen auf die untere Hemisphäre des Wulff'schen Netzes stereographisch projiziert. Rechts ist die Orientierung der Schieferungsflächen im Rosendiagramm dargestellt.

dene Foliation auszumachen, welche die alpidische Schieferung S_3 überprägt.

Im Talschluss des Laasertals fällt die Schieferung mit variabler Neigung von 30° bis 80° nach NNW ein und bildet eine große Synform mit einem nordvergenten normalen Schenkel und einem südvergenten überkippten Schenkel (siehe nächsten Absatz). Es handelt sich um eine Achsenebenenschieferung S_3 (alpidische Schieferung, welche eine präalpidische S_2 nachzeichnet), die sowohl durch grünschieferfazielle als auch - in einigen Bereichen - durch amphibolitfazielle, präalpine Mineralien gekennzeichnet ist.

Das Basement der Ortler-Campo-Decke ist durch Zehnermeter bis Kilometer große Falten mit mm- bis m-großen Parasitärfaleten gekennzeichnet, die durch Marmor- und Amphibolitbänder in den Glimmerschiefern gut sichtbar sind. Die Strukturanalyse zeigt zwei Faltenysteme, ein System mit E-W gerichteten Achsen, die sowohl leicht nach Osten und nach Westen abtauchen, sowie ein zweites System mit WSW-ENE gerichteten und erneut leicht in Richtung WSW und ENE einfallenden Achsen. Die Achsenebenen fallen nach Süden ein und weisen auf eine Verkürzung in Richtung NNW hin.

Die zwei Faltenysteme wurden durch ein schwach ausgebildetes drittes System verfalset, dessen Achsen von N-S bis NNW-SSE streichen und sowohl nach Norden als auch nach Süden abtauchen. Dieses System ist in der Zebbru-Schuppenzone stärker ausgebildet als in der Peio- und Laas-Einheit.

Mit den Faltenystemen sind zwei senkrecht zueinander stehende Krenulationslineationen verbunden, die im Gelände beobachtet und gemessen wurden. Eine Richtung streicht NNW-SSE und fällt meist nach SSE ein, das zweite streicht ENE-WSW und fällt vorwiegend nach WSW ein.



Abb. 28 - Schieferung, Isoklinalfalten, Falten und Foliation in den Chlorit-Serizit-führenden Glimmerschiefern (OME) der Peio-Einheit im oberen Val de la Mare (Rifugio Larcher, westlich des Kartenblattes „Rabbi“).

3.2.1. - Struktureller Bau der Laaser Marmore

Die Hauptdeformationsstruktur des NW-Sektors des Kartenblattes wird von der offenen, liegenden Synform gebildet, welche die gesamte Abfolge aus Glimmerschiefern, Paragneisen und Marmoren der Laaser-Einheit zwischen der Weißwand (*Croda Bianca*) und dem Laasertal (Jennwand/*Croda di Jenne*) miteinbezieht (Abb. 29). Der untere Schenkel zeigt Marmorlager verschiedener Mächtigkeit, die leicht geneigt hangabwärts bzw. in Richtung Vinschgau einfallen.

Der überkippte Schenkel der großen Synform fällt mit durchschnittlich 60° - 70° nach Süden ein und bildet den Südhang der Jennwand (*Croda di Jenne*), der vom Psaital (*Vallone di Psai*) begrenzt wird. Der Kern dieser großen Faltenstruktur liegt oberhalb der Schäferhütte (*Rifugio del Pastore*) auf einer Höhe von 2100 m.

Die Faltenachse streicht E-W und fällt mit rund 10° nach Westen ein.

Auf der linken Seite des Laasertals sind die Marmore nur begrenzt aufgeschlossen, während sie entlang des gesamten Kammes Weißwand/*Croda Bianca*- Marteller Sonnenberg/*Monte Sole di Martello* verfolgt werden können. Östlich der Göflaner Scharte (*Forcella di Covelano*) verlaufen die Marmorbänder auf zunehmend tieferer Kote, was sowohl durch Faltung im großen Maßstab als auch durch $N220^{\circ}$ -fallende Störungsflächen (in Übereinstimmung mit den Störungen am Nordwesthang der Jennwand) bedingt ist.



Abb. 29 - Nordwestflanke der Jennwand mit der hunderte Meter großen, kompliziert gebauten Marmorfalte. Der Faltenkern ist nach Norden in Richtung Vinschgau geöffnet. (Foto Tappeiner).

Mächtige Mylonit- und Kataklastitbänder, die wahrscheinlich an die Bildung der Jennwand-Synform gekoppelt sind, kommen vom Laasertal bis zur Weißwand, am Osthang der Jennwand, sowie weiter östlich, am Kamm des Marteller Sonnenbergs bis ins Höllental (*Val d'Inferno*) vor.

Im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes, im Bereich der weiten Hänge südlich von Morterleger (*Monte Rovere*), sind die Marmorbänke sowohl durch Falten mit E-W gerichteter Achse als auch durch Störungen mit gleicher Orientierung deformiert.

4. - ALPIDISCHE STÖRUNGEN

Der östliche Sektor des Kartenblattes, im Bereich der Tonale-Decke und der mesozoischen Abfolgen, ist von einer Vielzahl von Störungen durchzogen. Diese Störungen streichen E-W, NE-SW, NNE-SSW bis NW-SE und werden von Myloniten und Kataklastitzonen begleitet. Sie nehmen auch heute noch die Kompression zwischen der Afrikanischen Platte und der Alpenkette auf, was sich in Hebungen verschiedenen Ausmaßes und seismischer Aktivität äußert.

Die präquartäre seismische Aktivität ist durch zahlreiche Pseudotachylite (im

Zuge der Erhebungen beprobt und datiert) entlang der Rumo-Linie im *Val Zambuga* und im *Bresimo*-Tal, entlang der Klappfbergtal-Linie im *Bresimo*-Tal sowie entlang der Nördlichen Judikarien-Linie im Nonstal dokumentiert. Auch die älteren Störungen, wie die Peio-Linie, weisen Spuren einer bedeutenden präquartären seismischen Aktivität auf, die durch zahlreiche Pseudotachylit-Adern belegt ist (MÜLLER *et alii*, 2001; LAURENZI *et alii*, 2003).

Im südwestlichen Sektor des Kartenblattes "Rabbi" (oberes *de la Mare*-Tal und Veneziaal) kommen einige NW-SE gerichtete Störungen vor, wie z.B. die Störungen des *Lago del Careser* und des Sallentjochs (*Passo di Saent*), die durch morphologische Strukturen und seismische Aktivität gekennzeichnet sind. Im nordwestlichen Blattbereich streichen morphologisch gut erkennbare und durch seismische Aktivität gekennzeichnete Störungen WSW-ENE (Zebbru-Linie) bis E-W (Laaser Linie).

4.1. - PEIO-LINIE

Die Peio Störung bildet die Grenze zwischen der Ortler-Campo-Decke (Peio-Einheit) im Liegenden und der Tonale-Decke (Tonale-Einheit *s.s.*) im Hangenden. Sie ist durch einen breiten, nach SSE einfallenden Mylonitstreifen und einen zugehörigen Kataklasthorizont gekennzeichnet. Diese sind am Kamm zwischen dem Rabbi- und dem Klappfbergtal (*Val di Clapa*) und auf der linken Seite des Kirchbergtales (*Val Montechiesa*), in den der Ortho- und Paragneisen der Tonale-Einheit, erkennbar. Die Störungszone erstreckt sich von Ponte di Legno bis nach Meran (Abb. 30a, b).

Der Mylonitstreifen streicht ENE-WSW und fällt mit 35° gegen SE ein, während die Kataklastozonen mit einer Neigung von ca. 60° - 65° steiler stehen (ANDREATTA, 1948a).

Im Kirchbergtal gehen die Mylonite der Peio-Linie auf einen Protolith aus granitischem Orthogneis der Tonale-Einheit zurück. Die Mylonite treten als grün gebänderte Gesteine mit gelängtem Quarz (*ribbons*) und kleinen Porphyroklasten aus Feldspat oder Epidot in einer mikrokristallinen Matrix aus Quarz, Chlorit und Serizit auf. Sie zeigen typische Scherstrukturen (*shear bands*), mylonitische Falten und eine ausgeprägte Regelung der Mineralien, vor allem des Quarzes (ZAMBOTTI, 1995) (Abb. 30a, b). Die Streckungslineare der Mylonite streichen in Richtung $N80^\circ$ bis $N120^\circ$.

Im Liegenden der Störung ist das Mylonitband innerhalb der Amphibol-Epidotgneise und der Staurolith-führenden Granatglimmerschiefer (**OMI**) der Peio-Einheit ausgebildet (Abb. 30c, d). Die in der Hauptmylonitzone und in den unterlagernden Gneisen auftretenden Bewegungsindikatoren zeigen einen ostgerichteten Transport in Übereinstimmung mit der sinistral transtensiven Kinematik (siehe ZARSKE, 1988; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; ZAMBOTTI, 1995; FACCI, 2001).

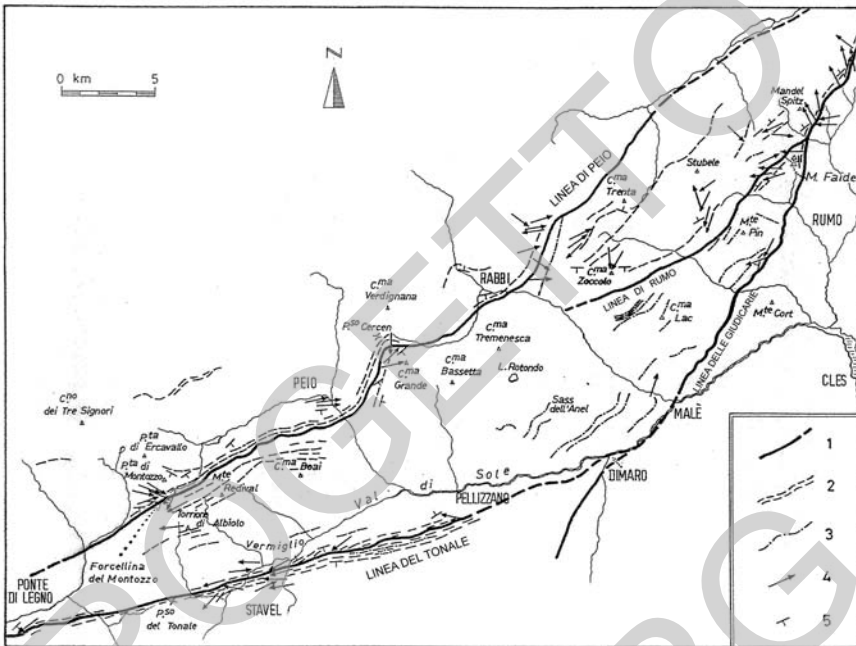


Abb. 30 - a) Die Peio-Linie (MARTIN *et alii*, 1991). Legende: 1) Verlauf der Hauptstörung; 2) zur Störung gehörige Mylonitonen; 3) untergeordnete Scherflächen; 4) Faltenachsen; 5) Raumlage (Streichen, Fallen).

In den Para- und Orthogneisen der Tonale-Einheit, welche zwischen *Cima Zoccolo* und *Castel Pagano* auftreten, dominieren die Kataklastite, welche eine Mächtigkeit von bis zu hundert Metern erreichen.

Das Alter der sinistral transtensiven Bewegung wurde durch Datierung einiger Andesit- und Aplitgänge im Nahbereich der Störung ermittelt (DAL PIAZ *et alii*, 1988; WERLING, 1992; MÜLLER, 1998). So durchschlägt ein oligozäner Aplitgang die Mylonite am Alpaner See (*Lago di Alpaner*) und belegt ein prä-oligozänes Mindestalter des sinistral transtensiven Ereignisses (Oberkreide; MÜLLER *et alii*, 2001; VIOLA *et alii*, 2003).

Die Analyse der Bewegungsindikatoren und der Interferenzmuster in den Mylonitonen im Hangenden der Peio-Linie deuten auf eine erste Deformationsphase mit ostgerichteter Kinematik der Hangendgesteine hin. Sie wird gefolgt von einer tertiären Deformation mit nordgerichtetem Transport des Hangenden (MARTIN *et alii*, 1991), welche als *Cima Grande*-Überschiebung bekannt ist und ins Oligozän gestellt wurde (siehe Erläuterungen zum Blatt "Malè" 1:50.000, DAL PIAZ *et alii*, 2007).

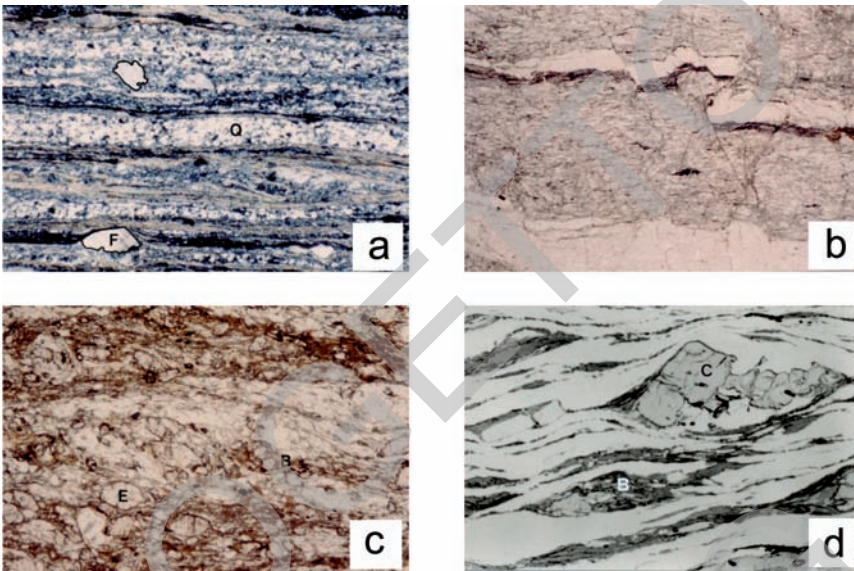


Abb. 30 - b) Dünnschliffbilder der Mylonite der Peio-Linie.

Legende: a) Mylonitische Schiefer der Tonale-Einheit im Hangenden der Peio-Linie. F) Feldspatporphyroklasten; Q) Quarz. Bildbreite: 5 mm. b) Anfangsstadium einer spröden Deformation in den Epidotmyloniten im Liegenden der Peio-Linie (Forcellina del Montozzo, in der Nähe von Punta Montozzo, Blatt „Ponte di Legno“). Bildbreite: 5 mm. c) Epidot-Chlorit-Albit-Serizit-führender Mylonit der Peio-Einheit im Liegenden der Störung. Bildbreite: 5 mm. d) Mylonitischer Glimmerschiefer mit Chloritoid, Biotit, Muskovit ± Granat ± Staurolith im Liegenden der Störung. C: Chloritoid; B: Chlorit + Phengit. Bildbreite: 5 mm. Die Fotos (a) und (c) wurden bei X Nicols, (b) und (d) mit II Nicols aufgenommen.

4.2. - PASSO PALÙ-LINIE

Die Passo Palù-Linie ist ENE orientiert und fällt steil nach SSE ein. Im Gelände ist sie kaum erkennbar. Im Bereich von *Passo Palù* ist sie durch Mylonite und Ultramylonite markiert, im Nahbereich der *Malga Bordolona di sopra* ist sie hingegen durch kohäsive Kataklastite mit Pseudotachyliten und durch Störungsflächen mit Quarzstriemungen gekennzeichnet. Im duktilen Abschnitt am *Passo Palù* zeigt die Störung eine dextral transtensive Bewegung, eine Kinematik ähnlich der Peio-Linie, mit der sie korreliert sein könnte. Der weitere Verlauf der Passo Palù-Linie im Rabbi- und im oberen Nonstal ist unklar.

In ihrem spröden Abschnitt scheint sie im Zuge der Judikarien-Phase sinistral transpressiv reaktiviert worden zu sein.

4.3. - RUMO-LINIE

Die Rumo-Störungszone erstreckt sich vom Rabbital bis ins obere Nonstal, wo sie sich mit der Nördlichen Judikarien-Linie vereinigt (MORTEN *et alii*, 1976). Sie ist eine der wichtigsten Störungen im *Bresimo*-Tal (Abb. 31), wo sie zwei Scherhorizonte bildet, die Rumo-Linie *s.s.* und die Rio Malgazza-Linie.

In beiden Horizonten treten grünschieferfazielle mylonitische Granitgneise und Kataklasite mit Pseudotachyliten und gestriemten Harnischflächen auf. Die mylonitische Foliation fällt mit 60° nach NW ein und ist durch Streckungslineare, S-C-

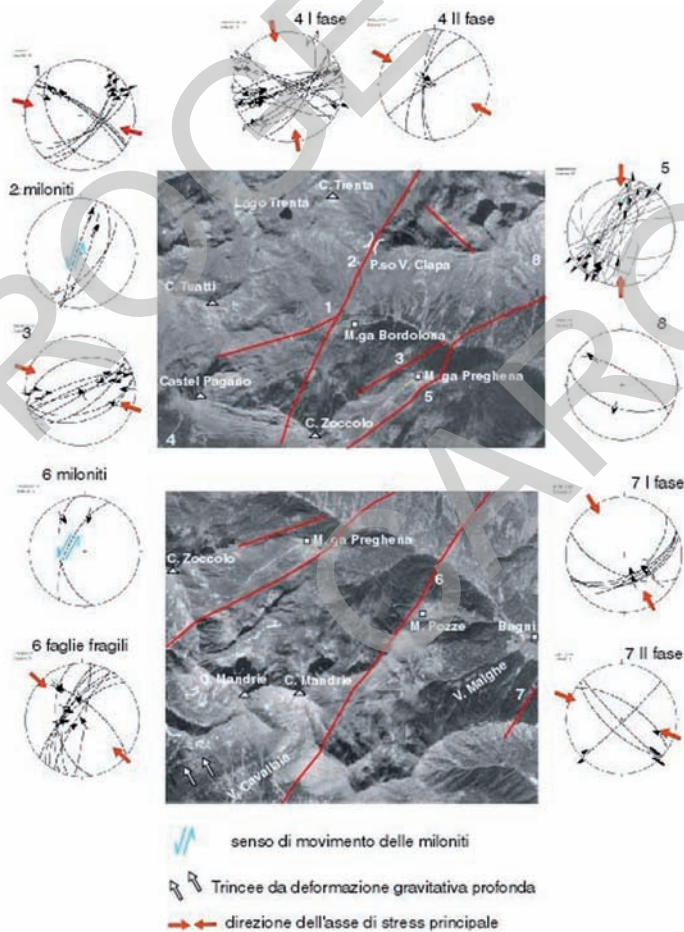


Abb. 31 – Der Verlauf der Störungen im nordöstlichen Bereich der Tonale-Einheit, im Hangenden der Nördlichen Judikarien-Linie (FELLIN *et alii*, 2002).

Gefüge und antithetische Mikrostörungen mit dextral transtensiver, NNW-gerichteter Bewegung gekennzeichnet (nur unter dem Mikroskop zu erkennen).

Die Mylonite der Rumo-Linie sind am *Passo Binasia*, zwischen *Malga Cemiglio di fuori* und *Malga Cemiglio di dentro* (400 m westlich des *Monte Alto*) sowie 800 m östlich von *Malga Valle* aufgeschlossen (PROSSER, 1990).

Die Mylonite der Rio Malgazza-Linie zeigen Bewegungsindikatoren, die auf einen sinistral transpressiven Transport deuten. Die subvertikalen NE-SW orientierten Störungsflächen, welche die Mylonite der Rumo-Linie s.s. durchtrennen, weisen ebenfalls eine transpressive Kinematik vom Judikarien-Typ auf.

Eine Pseudotachylit-Ader in den Kataklasiten der Rumo-Linie nahe *Malga Cemiglio* wurde mit der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode auf ein Alter von 57.3 ± 1.4 Ma datiert (MÜLLER, 1998). Eine Pseudotachylit-Ader im *Bresimo*-Tal westlich von *Passo Binasia* lieferte hingegen ein Alter von 28 Ma (Datierung von glasigem Material mit geringem Gehalt an radiogenem ^{40}Ar . (LAURENZI, unveröffentlichte Daten).

Weitere Pseudotachylit-Adern am Samerberg, in der Rumo-Störungszone einige Kilometer nördlich davon, ergaben hingegen Alter zwischen 21 und 17 Ma (Ar/Ar-Datierung mittels Laserablation, LAURENZI *et alii*, 2003). In diesen Aufschlüssen sind die Adern entlang NE-SW-gerichteter Störungsflächen sinistral transpressiver Kinematik injiziert worden (analog zur Nördlichen Judikarien-Linie).

Nach dem Miozän hatte die Rumo-Linie keinen weiteren Einfluss auf die thermische Entwicklung der deformierten Gesteine (MARTIN *et alii*, 1998a).

4.4. - MALGA PREGHENA-LINIE

Sie ist entlang der Straße zwischen *Malga Preghena* und *Malga Bordolona di sotto* aufgeschlossen. Sie streicht ENE und fällt mit 60° nach SSE ein. Die Störungszone besteht aus kohäsiven Kataklasiten mit Pseudotachyliten, die sich in einem Meter mächtigen Band aus retrograd überprägten und zerscherten Gneisen entwickeln. Die Störungsflächen durchziehen auch den serpentinierten Peridotit der *Cima Zoccolo*. Darin bilden sie Anthophyllit-Adern, welche auf eine hydrothermale Aktivität vermutlich oligozänen Alters schließen lassen (MORTEN *et alii*, 1986).

Im Gebiet zwischen Seefeldspitz (*Cima della Siromba*) und Seespitz (*Cima Lavazzè*) wurden N-SW-orientierte, mit 50° - 70° nach SE einfallende Scherflächen beobachtet. Sie sind durch dextral transtensive und abschiebende Kinematik gekennzeichnet, welche der Rumo-Störungszone zugeordnet werden könnte. Entlang dieser Störung bildete sich ein rund 500 m langer Zerrgraben aus, der wahrscheinlich auf postglaziale Reaktivierungen zurückzuführen ist.

4.5. - NÖRDLICHE JUDIKARIEN-LINIE

Dieses System umfasst die Nördliche Judikarien-Linie und andere untergeordnete Störungen wie z.B. jene von *Val Burlini* und *Val dell'Acqua*, die in den jeweiligen Seitentälern des *Bresimo*-Tals auftreten. Die Hauptfläche der Nördlichen Judikarien-Linie streicht NNE und ist durch geschieferte Quarzdiorit-Lamellen gekennzeichnet, die an der Grenze zwischen der Tonale-Decke und den mesozoischen Schuppen des Südalpins auftreten (DAL PIAZ, 1926).

Die Nördliche Judikarien-Linie bildet einen Hunderte Meter mächtigen Deformationshorizont, wo Störungsbreccien (*faultgouge*) vorkommen und eine verbreitete und starke Kataklyse ausgebildet ist. Kalzitstriemungen und -stufen im "Insu-brischen Flysch" (Val d'Agola-Formation) und im Hauptdolomit im Liegenden der Hauptstörungszone belegen eine SE-vergente, kompressive Kinematik.

Subvertikale Störungs- und Schieferungsflächen in den Paragneisen des *Monte Pin* (TUG) belegen eine sinistral transpressive Deformation, die im Mittelmiozän entlang dieses Systems aktiv war (PROSSER, 1998; 2000).

Die Störungen von *Val dell'Acqua* und *Val Burlini* streichen NNE und sind durch eine Seitenverschiebungs- sowie durch eine kompressive Komponente charakterisiert. Sie zeigen somit eine ähnliche kinematische Entwicklung wie die Nördliche Judikarien-Linie s.s. (PROSSER, 1990; 2000).

Die Störung von *Val Burlini* im gleichnamigen Tal ist wenige Hunderte Meter westlich der Nördlichen Judikarien-Linie aufgeschlossen und bildet einen 100 Meter mächtigen Deformationshorizont mit kohäsiven Kataklysitiden und gestriemten Harnischflächen. Chloritstriemungen und -stufen sowie Schlepplalten zeigen eine bedeutende, SE-vergente, kompressive Deformation. Zahlreiche konjugierte Störungsflächen durchtrennen die älteren, duktilen und spröden Strukturen; diese sind NE-SW bzw. NW-SE orientiert und als dextrale bzw. sinistrale Seitenverschiebungen ausgebildet.

Die Störungen von *Val dell'Acqua* und von *Val Burlini* sind durch Kataklysitiden und Zerrspalten gekennzeichnet.

4.6. - KLAPFBERGTAL-STÖRUNG

Man muss die "Klapfbergthal-Linie" von der Klapfbergthal-Störung unterscheiden. Erstere wurde von MORTEN *et alii* (1976) beschrieben und ist Teil des subparallel zur Peio-Linie, NE-SW streichenden Peio-Systems. Die Klapfbergthal-Störung entwickelt sich hingegen auf dem rechten Hang des Klapfbergthals und im oberen *Bresimo*-Tal mit einem judikarischen Verlauf und schneidet die Passo Palù-Linie bei *Malga Bordolona di sopra*. Es handelt sich um eine NNE streichende Störung, die steil (ca. 80°) nach ESE einfällt.

Die Klapfbergthal-Störung ist morphologisch sehr gut erkennbar. Die Haupt-

störungszone ist 20-30 m mächtig und durch das Auftreten von retrograd überprägten Paragneisen und subparallel zur Hauptstörungsebene verlaufenden Scherflächen gekennzeichnet. Sie kommt im Bereich *Malga Bordolona di sopra*, am Klapfbergjoch (*Passo di Val Clapa*) und am Westhang der Büchelbergspitze



Abb. 32 - a) Pseudotachylit-Ader und Störungsfläche bei Malga Bordolona di sopra im oberen Bresimo-Tal. b) Katakaclit und Pseudotachylit-Ader; die mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode auf ein oligozänes Alter datiert wurde. c) Kinematisches Schema. d) Verlauf der Störungsflächen und der Injektionsadern (Großkreisdarstellung im Schmidt'schen Netz, untere Hemisphäre).

(Pichl Alm/*Malga di Monte Faggiola*) vor, wo sie nicht nur durch Mylonite und Kataklasite gekennzeichnet ist, sondern mehrere subparallele Nackentälchen ausgebildet. Mylonite und Kataklasite sind nahe des Klapfbergjochs und etwas südlich davon, entlang des Wanderweges „A. Bonacossa“, aufgeschlossen. Die Mylonite bilden cm-dicke Lagen innerhalb der kohäsiven Kataklasite. Die sinistral transpressive Kinematik ist sowohl in den Myloniten als auch in den Kataklasiten zu beobachten.

In diesem Bereich wurden im Hangenden der Nördlichen Judikarien-Linie zahlreiche subparallele (zum Nördlichen Judikarien-System bzw. zur Klapfbergtal-Störung) Scherflächen beobachtet. Sie kommen z.B. am Kamm zwischen dem Einertal (*Valle del Rio Nero*) und dem Samerberg-Kar, im unteren Lavazzè-Tal, nordwestlich des *Monte Pin*, westlich von *Malga Cemiglio*, östlich des Seefeldsees (*Lago Siromba*) und am Weg zum Ilmenspitz (*Cima degli Olmi*) auf einer Höhe von 2340 m vor.

Cm- bis dm-große Pseudotachylit-Adern sind in der Nähe der *Malga Bordonola alta* im *Bresimo*-Tal (Abb. 32) aufgeschlossen. Sie sind an E-W-streichende und steil nach S einfallende Störungsflächen und Kataklasite gebunden oder wurden in die kataklastischen Ortho- und Paragneise der Tonale-Einheit (TTO) injiziert. Die Pseudotachylit-Adern bestehen aus zoniertem Gesteinsglas von grauer bis rötlicher Farbe mit Klusten von Quarz, Plagioklas, Sillimanit und Rutil (FELLIN *et alii*, 2002). Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung an glasigem Material ergab ein obereozänes Alter (LAURENZI *et alii*, 2003; MARTIN *et alii*, 2007). Obwohl diese Adern in der Klapfbergtal-Störungszone auftreten, sind sie auf eine ältere Deformationsphase zurückzuführen und wahrscheinlich der Passo Palù-Linie zuzuordnen (Abb. 32b).

Weitere zonierte Adern mit homogenen rötlichen Bändern am Rand sowie grauen Bändern aus klastenreichem Gesteinsglas im Kern wurden im Bereich Ilmenspitz (*Cima degli Olmi*) und Seespitz (*Cima Lavazzè*), im Talschluss des Einertals (*Valle del Rio Nero*), am Schrummsee (*Lago Binasia*) und auf der rechten Seite des Klapfbergjochs beobachtet.

4.7. - ÜBERBLICK DER TERTIÄREN TEKTONIK IM HANGENDEN DER NÖRDLICHEN JUDIKARIEN-LINIE

Die Analyse der Strukturdaten im Hangenden der Nördlichen Judikarien-Linie erlaubte es, drei Hauptdeformationsereignisse zu unterscheiden:

- (i) ein erstes transtensives Ereignis hat entlang der Rumo-Linie und der Peio-Linie im Unterpaläozän stattgefunden (MÜLLER, 1998; VIOLA, 2000).
- (ii) ein zweites transpressives Ereignis mit bedeutender sinistraler Komponente hat im Untermiozän (20-18 Ma, MÜLLER *et alii*, 2001) sowohl die Rumo-Linie reaktiviert, als auch die Störungen Klappfbergtal, *Malgazza* und *Val dell'Acqua* sinistral transpressiv aktiviert;
- (iii) die Rücküberschiebung des ostalpinen Basements auf das Südalpin (SANTINI & MARTIN, 1988) mit ESE-gerichtetem Transport (PROSSER, 1998). Diese Deformationsphase ist mit einer ca. WNW-gerichteten Kompression verbunden, welche die Nördliche Judikarien-Linie als ESE-vergente Überschiebung reaktiviert. Das Alter dieser Deformation (Obermiozän) wurde mittels Apatit-Datierung (Spaltspurenanalyse) im Hangenden der Nördlichen Judikarien-Linie im *Bresimo*-Tal (MARTIN *et alii*, 1998a) bestimmt und aus dem Alter der syntektonischen Sedimente (Mittel-Obermiozän) der Val Trompia-Überschiebung abgeleitet (CASTELLARIN *et alii*, 1992).

4.8. - ZEBRU-STÖRUNGSSYSTEM

Das Zebru-System stellt das wichtigste System im NW-Bereich des Kartenblattes dar und umfasst die Zebru-Linie s.s. (Top) und die Madritsch-Linie (Basis), welche die Zebru-Schuppenzone begrenzen.

Beide Störungen entwickelten sich anfangs unter duktilen Bedingungen, wahrscheinlich im Zuge der eoalpidischen Überschiebungen, und wurden später sprödetektonisch reaktiviert.

Die Störungszone ist durch einen breiten grünschieferfaziellen Mylonitstreifen gekennzeichnet, der zwischen dem Zufrittsee im Osten und dem westlichen Rand des Blattes auftritt und der kretazischen Deformation oder "Trupchun-Phase" zuzuordnen ist (MAIR, 1998). Dies wird durch das Kristallisationsalter von Biotit in den Myloniten untermauert (THÖNI, 1981; MAIR & SCHUSTER, 2003). Während dieser Phase wurden die mesozoischen Gesteine der Ortler-Decke *Auct.* und die Phyllite der Zebru-Schuppenzone nach Westen und auf die Glimmerschiefer der unterlagernden Peio-Einheit überschoben, wodurch sich eine Zone aus tektonischen Schuppen bildete.

Die westvergente Überschiebungskinematik ist durch entsprechende Strukturen

in den Myloniten, wie die ca. E-W-streichenden Streckungslineare, die N-S orientierten *kink-bands* (nahe der Zufallhütte/*Rifugio Nino Corsi*) und die westvergenten, cm-großen Falten, gekennzeichnet. Die Überschiebungsebene wurde im westlichen Bereich (Königsjoch/*Passo della Bottiglia*) steilgestellt und als nordvergente mittelsteile Überschiebung reaktiviert. Entlang dieser Zone wurde während der "Blasiun-Phase" im Eozän die Peio-Einheit über die Zebra-Schuppenzone überschoben. Diese Bewegung ist durch die Geländemorphologie und durch entsprechende Strukturen in den Myloniten (NNW-SSE-gerichtete Streckungslineare, cm-große Falten mit WSW-ENE orientierter Achse) gekennzeichnet.

4.8.1. - *Zebra-Linie*

Die Zebra-Linie stellt im Blatt "Rabbi" die Hangendgrenze der Zebra-Schuppenzone (siehe geologische Profile) dar. Von Westen kommend (Blatt „Bormio“) setzt sich die Störung auf der rechten Seite des Zebrotals über das Königsjoch (*Passo della Bottiglia*) und den Eisseepass (*Passo del Lago Gelato*) bis zum Zufrittsee im Martelltal fort, wo sie sich mit der Madritsch-Linie vereinigt.

Im angrenzenden Blatt "Bormio" trennt sie die Zebra-Schuppenzone von der überlagernden Ortler-Decke *Auct.* (Sedimente). Es handelt sich um einen bedeutenden alpidischen tektonischen Kontakt, der die mesozoischen Gesteine neben/über die grünschieferfaziellen Phyllite variszischen Alters der Zebra-Schuppenzone bringt.

Der tektonische Kontakt wurde später durch subvertikale ca. E-W orientierte Störungs- und Kluffflächen reaktiviert, welche vorwiegend außerhalb des Kartenblattes im Zebrotal auftreten.

4.8.2. - *Madritsch-Linie*

Die Madritsch-Linie stellt die Nordgrenze der Zebra-Schuppenzone dar. Man kann sie von der Schaubachhütte (*Rifugio Città di Milano*) im oberen Suldental über das Madritsch- und Pedertal und das Pederköpfl (*Dosso di Peder*) bis zum Zufrittsee verfolgen. Sie bildet die Liegendgrenze der im Blattbereich "Rabbi" aufgeschlossenen Zebra-Schuppenzone.

Die Madritsch-Linie ist durch Linsen von Raibler Gipsen und Rauhacken sowie durch Serpentin-Schuppen unbekannter Herkunft und Alters gekennzeichnet. Sie stellt einen bedeutenden eoalpidischen tektonischen Kontakt zwischen präalpidisch (variszischen) amphibolitfaziellen Gesteinen (Peio-Einheit) und grünschieferfaziellen Gesteinen (Zebra-Schuppenzone) dar.

Die Störungszone besitzt eine geringe Mächtigkeit und ist durch niedriggradig grünschieferfazielle Mylonite und Kataklastite gekennzeichnet. Die beobachteten Lineare bestätigen eine alpidische Deformation mit westgerichtetem Trans-

port der aufliegenden Zebra-Schuppenzone (unveröffentlichte Daten V. MAIR). Die Datierungen an Biotit und Muskovit aus dem Liegenden und aus dem Hangenden der Madritsch-Linie im Bereich des Zufrittsees ergaben ein oberkretazisches Alter (MAIR & SCHUSTER, 2003).

Auch die Madritsch-Linie wurde im Zuge der eozänen Deformation ("Blaisun-Phase") reaktiviert. Die Störungsfläche wurde verfaltet (WSW-ENE-gerichtete Faltenachsen) und als nordvergente Überschiebung der Zebra-Schuppenzone auf die Peio-Einheit reaktiviert. Dies spiegelt sich in der Geländemorphologie und den beobachteten Strukturen wider (siehe geologische Profile).

4.9. - LAASER LINIE

Die Laaser Linie trennt die Laaser-Einheit im Liegenden von der Peio-Einheit im Hangenden. Sie tritt vom oberen Laasertal bis zur Ortschaft Gand (*Ganda di Martello*) auf. Es handelt sich um einen breiten Mylonitgürtel aus gebänderten Glimmerschiefern und Paragneisen sowie aus Marmoren der Laaser-Einheit, die aufgrund der starken tektonischen Deformation teilweise in enger Wechsellagerung auftreten. In den Glimmerschiefern der Peio-Einheit im Hangenden der Linie ist die Mylonitisierung schwächer ausgebildet.

Alle Faltenstrukturen und Lineationen (WSW-ENE-gerichtete Faltenachsen, NNW-gerichtete Lineare), einschließlich der Synform der Jennwand/*Croda di Jenne* (Laaser-Einheit) und der Falten in den Glimmerschiefern der Laaserspitze/*Punta di Lasa* (Peio-Einheit), könnten der eozänen "Blaisun-Phase" zugeordnet werden. In dieser Phase kam es zur maximalen Verkürzung der Ortler-Campo-Decke und zur Überschiebung der Peio-Einheit auf die Laaser-Einheit.

Eine frühere, kretazische (?) Aktivierung dieser Störung kann allerdings nicht ausgeschlossen werden.

4.10. - SPRÖDTEKTONIK

Die Sprödtektonik wurde durch Messung von Kluft- und Scherflächen im Gelände dokumentiert und durch Luftbildauswertung insbesondere der steilstehenden Strukturen untersucht.

In der Ortler-Campo-Decke treten drei Systeme von Haupttrennflächen auf. In der Laaser- und Peio Einheit streicht das Hauptsystem NE-SW bis ENE-WSW und verläuft nahezu parallel zum Ultental. In der Zebra-Schuppenzone hingegen ist das N-S-streichende, parallel zum Laasertal verlaufende Trennflächensystem, das in den anderen Einheiten relativ unbedeutend ist, stärker ausgebildet (Abb. 33).

Im Ultental folgen die spröden Trennflächen drei Hauptrichtungen. Das erste und wichtigste System ist NW-SE orientiert und wird auch von zahlreichen klei-



Abb. 33 - Rosendiagramm mit der Verteilung der Kluftflächen in der Ortler-Campo-Decke, Laaser- und Martelltal.

nen Tälern und Gräben unterstrichen. Das zweite System streicht N-S und das dritte NE-SW (kaum erkennbar in den Luftbildern). In NW-SE-Richtung treten auch kleinere Störungen mit dextraler Kinematik auf.

Im Kartenblatt "Rabbi" wurden einige morphologische Anzeichen gefunden, die als Hinweise auf eine quartäre Tektonik gedeutet werden könnten. Darunter finden sich "dreieckige Versatzstrukturen" auf der rechten Seite des Ultentals, deren Stirnflächen mit 65° bis 80° nach N330 bis N360 einfallen, sowie die Doppelgratbildungen im Bereich Steinberg (*Monte del Sasso*). Weitere "dreieckige Versatzstrukturen" auf der rechten Seite des Ultentals zwischen dem Eingang des Klappbergtales und dem Zoggler Stausee akzentuieren ein NE-SW-gerichtetes morpho-strukturelles Lineament entlang der Haupttales.

Im Martelltal verlaufen die spröden Trennflächen ähnlich wie im Ultental. Die NW-SE-Richtung ist deutlich ausgeprägt. Konkordant zu dieser Richtung sind kleine Täler und Gräben sowie die seitlichen Wasserläufe ausgerichtet. Das NW-SE-gerichtete Trennflächensystem ist besonders gut in den granitischen Orthogneisen (**OGM**) auf beiden Seiten des Tals ausgebildet. Es handelt sich um kataklastische Scherbänder mit dextraler Kinematik. Im Bereich Schluderlahner (*Frane di Sluder*) stehen diese Flächen im Zusammenhang mit Massenbewegungen, Gebirgsauflockerung mit Steinschlagaktivität sowie mit der Entwicklung von Murgräben. Dasselbe Trennflächensystem ist am Eingang des Pedertals und am Eingang des Madritschtales vorhanden, wo es die Entwicklung von tiefgründigen Hangbewegungen erleichtert.

Die im Luftbild kaum erkennbare NE-SW-Richtung scheint eine jüngere Deformationsphase darzustellen. Das untere Martelltal entwickelt sich entlang einer NE-SW-gerichteten Störung mit sinistral transpressiver Bewegung, welche die NW-SE gerichteten Lineamente versetzt.

Die in der Zebru-Schuppenzone überwiegende dritte, N-S Hauptrichtung, steht senkrecht zu den alpidischen Faltenachsen.

Im Vinschgau und im Laasertal wurden im Gelände und im Luftbild drei Haupttrennflächensysteme ausgemacht, die jeweils ENE-WSW, NNE-SSW und NE-SW orientiert sind (Abb. 33). Das erste System ist durch transpressive Strukturen mit kataklastischen Bereichen gekennzeichnet; die Hauptstruktur ent-

wickelt sich am Fuß des Nordhanges der Jennwand. Das zweite System besteht vorwiegend aus Klüften und mitunter aus Störungen mit einem mittleren Streichen von N40/60-70° und einem unbedeutenden Versatz. In der Schlucht südlich des „ehemaligen Schmelzofens“/ *ex Fornace* wurde ein Versatz von einigen Zehnermetern in den Marmoren angetroffen. Das dritte NE-SW-gerichtete und weniger deutlich ausgebildete System begünstigt die Entstehung von tiefgründigen Massenbewegungen, Doppelgratbildungen und die parallele Ausrichtung von Zergräben am Kamm des Marteller Sonnenbergs (*Montesole di Martello*). Einige kleinere Massenbewegungen im Bereich Äußere Saugbergalm (*Alpe del Succhio di Fuori*) und entlang des Südhanges des Morterlegers (*Monte Rovere*) sind ebenfalls auf dieses Trennflächensystem zurückzuführen.

VI - TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE

1. - SEISMIZITÄT

Der seismo-tektonische Rahmen des Kartenblattes wurde aus SLEIKO *et alii* (1987) und aus den Berichten der Provinz Trient über die im Zeitraum 1983-2001 gesammelten Daten übernommen.

Im Bereich des Blattes Rabbi sind einige seismische Ereignisse mit einer Magnitude bis 3 dokumentiert. Der größte Teil der seismischen Aktivität konzentriert sich entlang NNE und NW orientierter tektonischer Strukturen im Rabbital, im Klappfbergtal (*Val di Clapa*) und entlang der Nördlichen Judikarien-Linie (FELLIN *et alii*, 2002) bzw. entlang NW und NNW streichender Strukturen im *Val de la Mare* und im oberen Peiotal. Die tiefsten Hypozentren (10-16 km) treten im Bereich der Nördlichen Judikarien-Linie auf.

Seismische Ereignisse mit Hypozentren entlang der Zebra-Linie wurden in der Nähe von Bormio registriert. Weitere Ereignisse wurden entlang der NNE-SSW-gerichteten Laaser Linie lokalisiert. Die Verteilung der seismischen Ereignisse, welche in der Abbildung 34 (a, b) dargestellt sind, wurden von mindestens drei Stationen erfasst und weisen einen horizontalen Fehler von weniger als 2 km bzw. einen vertikalen Fehler von weniger als 3 km auf.

Die jüngsten seismischen Ereignisse fanden im Juli 2001 westlich von Meran, entlang von Störungen des Nördlichen Judikarien-Systems, statt (CAPORALI *et alii*, 2005).

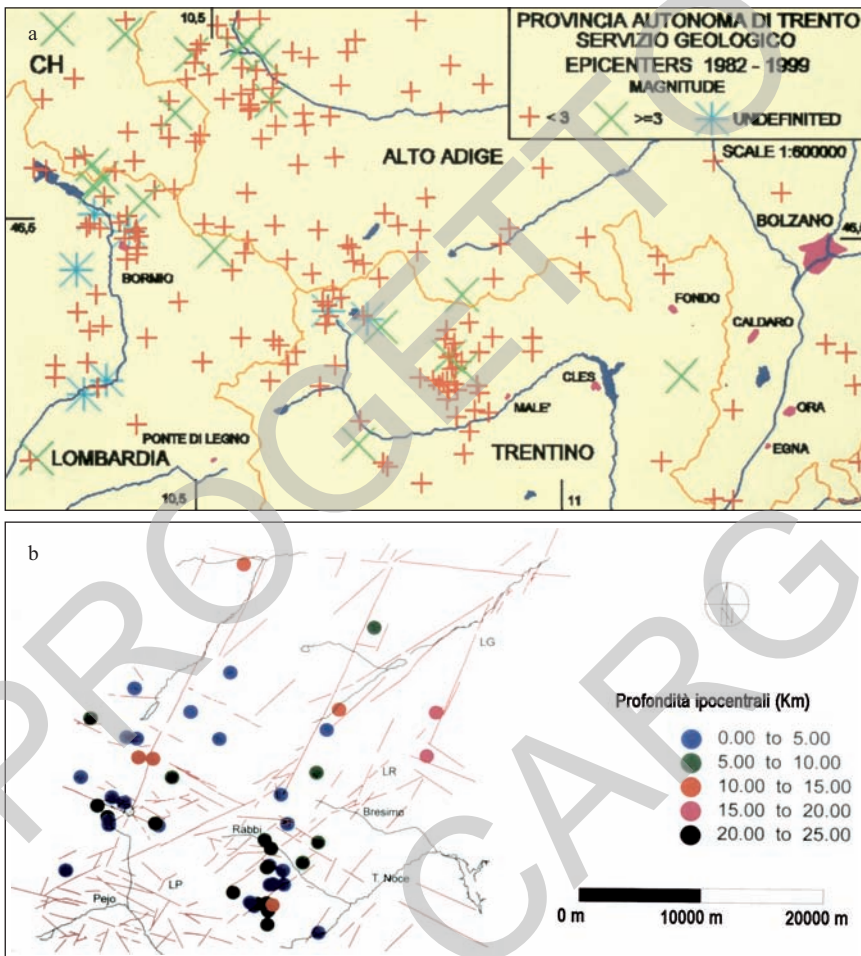


Abb. 34 - a) Verteilung der Epizentren der seismischen Ereignisse im Zeitraum von 1982 bis 1999 (Geologischer Dienst Trient). b) Lage der seismischen Ereignisse (1991 - 1997) mit Angabe der jeweiligen Tiefe des Hypozentrums (Erz = $E_{rz} < 2$ km; Erz < 3 km). Legende: LG: Judikarien-Linie; LP: Peio-Linie; LR: Rumo-Linie.

2. - HYDROGEOLOGIE

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Kartenblatt "Rabbi" spiegeln die Gesteinseigenschaften der Bergregion wider. Vor allem die lithologischen Verhältnisse der Einzugsgebiete (Gneise im Ulten-, Rabbi- Nonstal und *Val de la Mare*; Granit im Martelltal), sowie der strukturelle Bau bzw. die Orientierung der

Störungs- und Kluffbereiche prägen die Hydrogeologie. Die im Allgemeinen gut durchlässigen Karbonatgesteine sind auf den südöstlichen Abschnitt des Kartenblattes begrenzt.

Das Kartenblatt umfasst die Einzugsgebiete folgender Bäche: Noce (mittlerer Abfluss 40 m³/s), Rabbies, Falschauer (*Valsura*), Barnes und Plima (keine Abflussmessungen).

Außerdem sind im Blattbereich zahlreiche Quellen vorhanden. Diese sind insbesondere an tektonische Störungszonen der Peio-Linie und der Nördlichen Judikarien-Linie gebunden. Einige davon sind mineralisierte Thermalquellen und werden in den entsprechenden Anlagen genutzt (Thermen von Peio und Rabbi). Die Schüttung der Quellen beträgt jeweils 11 l/s am *Fontanino Coler*, 4.0 l/s am *Tov Acqua Forta* im Rabbital, 0.11 l/s in Bad Überwasser, 1 l/s am Mitterbad/*Bagni di Mezzo* im Ultental (im angrenzenden Blatt „Eppan“), 2 l/s an der Schwefelquelle/*Fontana di Zolfo* sowie 80 l/s an der Weisswasserquelle/*Acqua Bianca* in Laas (nördlich des Kartenblattes „Rabbi“). Die Messungen wurden von DANESE und ANDREIS im Jahr 1996 durchgeführt.

Die Wassertemperatur am Quellaustritt liegt stets unter 20°C, während die elektrische Leitfähigkeit zwischen 40 µS/cm (im Fall von seichter Zirkulation) und 1000-2000 µS/cm für mineralisierte Wässer schwankt (AQUATER, 1993; ANDREIS, 1997; DANESE, 1997).

Die Quellen werden sowohl von oberflächlichen Aquiferen mit saisonalen Schwankungen und Maxima im Frühjahr und im Herbst, als auch von tiefen Aquiferen gespeist. Oftmals tritt das Wasser der oberflächlichen Aquifere am Fuß der Schwemm- und Schuttfächer bzw. in der Talsohle aus. Tiefreichende Aquifere sind durch mineralisierte Wässer gekennzeichnet. Es handelt sich hierbei vorwiegend um sulfat-kalkhaltige Wässer, die auf das Auswaschen von Sulfidvererzungen zurückzuführen sind (Punkte im oberen Bereich der Raute in Abb. 35a, b). Dieser Wassertyp, der hauptsächlich im Peiotal (*Fontanacce* auf der linken und *Cassè* auf der rechten Talseite, südlich des Blattbereiches) vorkommt, weist einen leicht sauren Charakter (pH \cong 6) auf, da die Oxidation der Sulfide (hauptsächlich von Pyrit) eine Freisetzung von H⁺- Ionen verursacht. Die Ca-Anreicherung im Wasser der Weisswasserquelle/*Acqua Bianca* und in jenem der Schwefelquelle/*Fontana di Zolfo* in Laas deutet auf eine Zirkulation innerhalb von Marmoren und Kalksilikaten hin.

Die Eisen-Anreicherungen in den Quellen der *Fonte Antica* (Rabbi) werden mit einer Zirkulation in eisenvererzten Grundgebirgsabschnitten entlang von Störungszonen in Verbindung gebracht.

Sulfatanreicherungen wurden hingegen in den Quellen von Mitterbad, Bad Überwasser und Lotterbad (im angrenzenden Blatt „Eppan“) festgestellt. Sie werden der Auswaschung und Oxidation von Sulfiden oder aber einem Aufstieg von tiefem H₂S zugeschrieben. In zahlreichen Quellen tritt freies CO₂ auf und bewirkt

eine starke Abnahme des pH-Wertes (*Fonte Antica* in Rabbi) (FUGANTI *et alii*, 1996). Wässer, die aus tiefer Zirkulation gespeist werden, zeigen Anreicherungen an Natrium und Kieselsäure sowie an Spurenelementen wie Bor, Lithium, Eisen, Mangan, Strontium, Fluor, Quecksilber und Arsen (CELICO, 1986). Diese können in einigen Fällen, wie z.B. in den Quellen *Tov Acqua Forte* (Rabbi) und *Fonte Antica* (Rabbi) hohe Konzentrationen erreichen (ANDREIS, 1997; DANESE, 1997).

Generell weisen die Wässer aus oberflächlichen Aquiferen eine Leitfähigkeit unter 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf. Sie zeigen eine unauffällige Ionenzusammensetzung (Punkte in der Mitte des Kationendreiecks in Abb. 35, b) und eine starke saisonale Schwankung von Schüttung und Temperatur am Quellaustritt.

Die Quellen von Mitterbad/*Bagni di Mezzo* (im angrenzenden Blatt „Eppan“) und St. Vigil/S. *Vigilio* (im Blatt „Meran“) zeigen hohe Konzentrationen an radioaktivem ^{222}Rn . Werte von bis zu 2000 Bq/l werden in den Quellen von St. Vigil erreicht (entspringt aus Orthogneisen); die Quelle Mitterbad (entspringt in den Porphyren) erreicht Werte von bis zu 1600 Bq/l.

2.1. - WASSERKRAFTWERKE

Ein großes Wasserkraftwerk wurde in den Jahren 1930-1940 am *Noce Bianco* im *Val de la Mare* errichtet. Das Kraftwerk nutzt das Wasser des Noce aus dem *Val del Monte* (im Blatt „Ponte di Legno“), seines Zuflusses des *Noce Bianco* sowie zahlreicher weiterer Quellen und Bäche im Gebiet, die durch die Gletscher der Berggruppe Vioz-Cevedale gespeist werden.

Im oberen Veneziatal werden die Wassermassen des *Rio Careser* aus der *Vedretta*

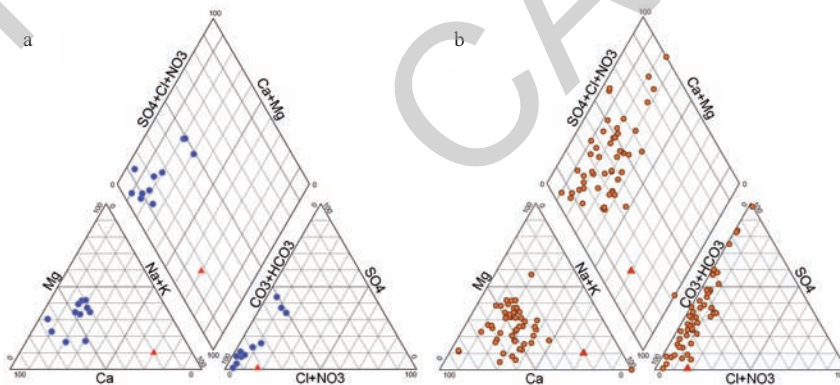


Abb. 35 - a) Darstellung der Quellen auf dem Kartenblatt „Rabbi“ im Piper-Diagramm. b) Piper-Diagramm für die Quellen des gesamten ostalpinen Sektors im Trentino, ohne das Val Vermiglio. Das rote Dreieckssymbol steht für die Thermalquelle Antica Fonte Rabbi (LAVEDER, 2005, unveröffentlichte Daten).

del Careser im gleichnamigen Stausee gespeichert. Dieser Staudamm wurde in den Jahren 1928-1934 auf einer Höhe von 2601 m gebaut. Von hier wird das Wasser bis zum Kraftwerk von *Malga Mare* (1961 m Mh.) und von dort weiter bis zum Wasserkraftwerk *Cogolo* (660 m Mh.) in der gleichnamigen Ortschaft geführt.

Das Kraftwerk *Cogolo* (südlich des Kartenblattes) wurde in den Jahren 1947-1950 mit der Zuführung des Wassers aus dem gleichzeitig entstandenen Stausee von *Pian Palù* (1802 m Mh.) im *Valle del Monte* vergrößert. Hierfür wurden zwei Wasserstollen parallel zum Tal bis in zwei Druckkammern in den Lokalitäten *Gaggio* und *Socina* vorgetrieben, von wo das Wasser in unterirdischen Druckleitungen bis zum Krafthaus abfällt.

Im Ultental wird das Wasser der Falschauer (*Valsura*) seit den 50er Jahren für die Energiegewinnung im Kraftwerk Lana, in der gleichnamigen Ortschaft bei der Einmündung des Ultentals ins Eschtal, genutzt. In den folgenden Jahren 1960-1970 wurden stufenweise weitere Kraftwerke ab dem Grünsee (*Lago Verde*), auf einer Höhe von 2531 m bis zum Kraftwerk Lana auf einer Höhe von 318 m, gebaut. Der Staudamm am Grünsee wurde in den Jahren 1962-70 gebaut, um das Kraftwerk Weissbrunn auf einer Höhe von 1872 m zu speisen. Das Wasser des Kraftwerkes Weissbrunn wird im gleichnamigen Stausee gespeichert. Am Kuppelwieser Bach (*Rio Pracupola*), einem linken Zufluss der Falschauer, wurde auf 2252 m Seehöhe der Staudamm für den Arkarsee (*Quaira della Miniera*) gebaut, welcher das Kraftwerk Schwemmalm (*Pracupola*) versorgt.

Die Wassermassen der Krafwerke Schwemmalm (*Pracupola*) und Weissbrunn (*Fontana Bianca*) speisen wiederum das Kraftwerk St. Walburg (*S. Valburga*) und die Rückgabe erfolgt in den Zoggler Stausee (*Lago di Zoccolo*). Vom Zoggler Stausee wird das Wasser dann bis zum Kraftwerk St. Pankraz und dort ab dem gleichnamigen Stausee schließlich bis zum Kraftwerk Lana geführt.

Im Zeitraum 1950-1960 begann auch die Nutzung des Plimabaches im Martelltal. In den Jahren 1954-1956 wurde auf 1851 m Seehöhe die Talsperre des Zufrittsees errichtet. Der Zufrittsee dient als Speicherbecken für das Kraftwerk Laas in der gleichnamigen Ortschaft.

3. - MUREN, MASSENBEWEGUNGEN UND TIEFGRÜNDIGE MASSENBEWEGUNGEN

3.1. - MUREN

Unter Muren versteht man fließende Schuttströme aus einem Feststoff-Wasser-Gemisch. Diese Massenbewegungen können in Rinnen abgehen oder auch frei abfließen. Es handelt sich um schnell talwärts fließende, hochenergetische Phänomene (Größenordnung von einigen m/s), die ein hohes Gefahrenpotential bzw. geologisches Risiko darstellen und schwer zu beherrschen sind.

Muren, die in Gerinnen abgehen, bilden am Ausgang der Rinnen Murschutfächer aus, nicht kanalisierte Fließphänomene führen zu zungenartigen Formen (z.B. die Schuttzunge vom Langsee im Ultental). Im untersuchten Gebiet treten zahlreiche Murschutfächer (Schwemmfächer) auf. Sie weisen eine relativ steile, unregelmäßig ausgebildete Oberfläche mit Längsrücken (*levées*) und teilweise sehr großen Blöcken auf. Einige Fächer wurden als gemischt definiert, da sie sowohl auf Massentransport (Muren *s.s.*) als auch auf Lawinen zurückzuführen sind (z.B. die Fächer bei *Malga Stabiet* und *Malga Stablasolo* im Rabbital). Die hochgelegenen Fächer und Schuttzungen sind nicht oder kaum bewachsen. Nicht aktive Fächer, welche bis in den Talgrund reichen, sind mit Vegetation bedeckt.

Generell wurden Schwemmfächer, deren Gerinnen kaum (1-2 m) eingeschnitten sind, als aktiv oder potentiell reaktivierbar eingestuft (Murkegel bei Ennewasser/*Transacqua* im Martelltal). In den Liefergebieten sind häufig Hangschuttablagerungen und glaziale Bildungen anzutreffen.

Die Wasserläufe und Fächer im Blattbereich sind in den letzten Jahren durch umfangreiche und zahlreiche Wasserschutzbauten (Querbauwerke, Ufermauern) gesichert worden. Trotzdem ereigneten sich auch in jüngster Zeit Muren. Genannt seien Kuppelwies/*Pracupola*, im Jahr 1965 und an der Einertalalm (*Malga Valnera*) im Ultental und die Bäche Valsorda, Binasia, Pedri (*Bresimo*-Tal) und Campisol bei *Malga Stablasolo* (Rabbital), welche Murtätigkeit aufweisen.

Im oberen Peiotal und im *Val de la Mare* sind die Schwemmkegel der Gletscherbäche im Einzugsbecken des Noce Bianco und besonders jener des *Rio Vedretta Rossa* (knapp nördlich von *Tof di Malè*) zu erwähnen. Diese Bäche sind durch einen hohen Feststofftransport gekennzeichnet. Sie erreichen aufgrund der verstärkten Eisschmelze in den Sommermonaten ihre maximale Wasserführung.

Im Rabbital muss der Murkegel von *Malga Stablasolo* besonders erwähnt werden, welcher sich in Folge der außergewöhnlichen Überschwemmung gebildet hat, die das Tal im September 1999 heimsuchte. Bei diesem Ereignis wurde rund 200.000 m³ Material und Geröll talwärts befördert, das über weite Strecken im Bachbett des Rabbits als auch im Bereich des Zuflusses *Rio Campisol* oberhalb von *Malga Stablasolo* abgelagert wurde (SERVIZIO BACINI MONTANI PAT, 2002).

In *Pragambai* findet sich ein Murgang, der regelmäßig durch hangseitige Rutschungen gespeist wird, die auf stark ausgeprägte Erosionsprozesse am Hang zurückgehen. Dieser Bereich wurde in den Jahren 1966 und 1968 von schweren Überschwemmungen heimgesucht.

Im Klappfergtal sind die Murschutfächer von durch Bodenbildung und Vegetationsbedeckung gekennzeichnet und weisen keine Anzeichen von rezenter Aktivität auf. Sie wurden allerdings als potentiell reaktivierbar eingestuft, da die Gerinne kaum (1-2 m) eingeschnitten sind.

Im Ultental wurde der Schwemmfächer des Schwarzenbaches (*Rio Nero*) ins Spätglazial gestellt, die übrigen gelten als rezent. Die Wasserläufe des Tals wur-

den verbaut und wasserbaulich reguliert (Querbauwerke, Ufermauern). Die Erinnerung an die große Überschwemmung der Falschauer im Jahr 1908 und das Murreignis im Jahr 1965 von Kuppelwies, in der Lokalität "Hof" (*Il Maso*), ist im Gedächtnis der Bevölkerung noch lebendig.

Im Martelltal treten große Schwemmfächer auf, die von den ausgedehnten Hangschuttdecken in den Gräben auf der rechten Talseite gespeist werden. Der terrassierte Fächer oberhalb von Gand/*Ganda di Martello* (Soyhof/*Casali di Soy*) und der Fächer unterhalb von Bad Salt (*Bagni di Salto*) werden als alt und nicht mehr reaktivierbar angesehen. Letzterer wurde wahrscheinlich von den glazialen, groblockigen Ablagerungen gespeist, welche direkt im NE von Bad Salt auftreten.

Ein bemerkenswertes Beispiel der frühen Wasserregulierung findet sich im hinteren Martelltal, am Oberlauf des Plimabaches hinter der Zufallhütte (*Rifugio N. Corsi*). Es handelt sich um eine Trockenmauer aus behauenen Zyklopensteinen und Erdreich sowie um eine großangelegte Bachumleitung in der felsigen Verebnung dahinter. Der Bau des Damms erfolgte im Jahr 1893 auf Geheiß des Tiroler Landtages, um das Tal vor den Überschwemmungen während der Schneeschmelze im Frühjahr am Fuße des Zufallferners (*Ghiacciaio del Cevedale*) zu schützen. Dies wurde notwendig, nachdem der Vorstoß des Zufallferners (*Ghiacciaio del Cevedale*) und des Langenferners (*Vedretta Lunga*) in der Kleinen Eiszeit den Talboden abspernte und einen Gletschersee, den sogenannten "Schuttsee" aufstautete. Da die Abriegelung des Tales durch die Eismassen jedoch nur vorübergehend bzw. von ständig wechselnden Gletscherständen geprägt war, brach der Gletschersee mehrfach aus und führte im Tal darunter zu katastrophalen Überschwemmungen.

Nach dem Ende der Kleinen Eiszeit verlor die Schutzmauer schnell an Bedeutung, da sich der See nicht mehr bildete und keine Überschwemmungen mehr eintraten (Abb. 36).

3.2. - MASSENBEWEGUNGEN

Der strukturelle Bau, die mechanischen Eigenschaften der Gesteine und der Aufbau der quartären Ablagerungen führen dazu, dass die Bergregionen generell anfällig für Massenbewegungen sind. Die auslösenden Faktoren sind jedoch zumeist Frost-Tau-Prozesse (Kryoklastik) und Starkniederschläge.

Im Rabbital ist die alte Rutschung bei *Malga Fratte bassa* auf der rechten Talseite zu erwähnen, wo eine Verengung des Tales und eine Abdrängung des Baches Rabbies zu beobachten ist. Die Rutschung betrifft den Großteil des Hanges und weist eine Breite von 1100 m und eine Länge von 750 m auf. Rezente Massenbewegungen in Festgestein ereigneten sich oberhalb von *Malga Stablasolo* (Abb. 37) und im *Val di Pragambai*. Beide speisen jeweils einen Murgang. Der Felssturz in *Pragambai* bedroht außerdem die Ortschaft *Casna* und die Landesstraße.



Abb. 36 - Schutzmauer am Plimabach.

Im Ultental gelten die Hangbereiche vom Talgrund bis an die Waldgrenze als relativ stabil, da eine geschlossene Vegetationsbedeckung bei mäßiger Hangneigung vorhanden ist. Außerdem wurden Stabilisierungseingriffe durchgeführt. In den höheren Tallagen sind die Massenbewegungen generell von geringem Ausmaß: es handelt sich um oberflächliche Rutschungen oder um Sturzphänomene von geringer Intensität. Erwähnenswert ist eine Rutschung, welche die Straße zum Weissbrunnsee (*Lago di Fontana Bianca*) betrifft und die daher im Massenbewegungskataster der Provinz geführt wird. Im Talbodenbereich südwestlich des Sees findet sich zudem eine große grobblockige Bersturzmasse. Im oberen Abschnitt des Mesnerbachtals (*Rio del Monego*) werden häufig Sturzereignisse aus den Felswänden gemeldet, welche nur selten bedeutende Ausmaße



Abb. 37 - Murgang im Bereich Malga Stablasolo im oberen Rabbital.

annehmen. Im mittleren Ultental wurden einige größere Massenbewegungen kartiert: (i) die Rutschung am Zoggler Stausee (*Lago di Zoccolo*), auf der linken Talseite zwischen Kuppelwies (*Pracupola*) und St. Walburg (*S. Valburga*); (ii) die Rutschung in den glazialen Sedimenten am Stoanbach (*Rio del Sasso*) in der Ortschaft Eggen; (iii) die Rutschung in den glazialen Sedimenten der Inneren Graberalm (*Malga Graber di dentro*).

Die größte Rutschung im Martelltal liegt ungefähr 600 m südlich der Lokalität Soylahn (*Lana di Soy*). Sie umfasst glaziale Ablagerungen und speist den

Murgang im Schöngreben (*Vallone Bello*). Weitere Massenbewegungen entwickeln sich an den steilen Hängen nördlich der Soyalm (*Malga Soy*). Sie speisen die Murgänge am Fuß der Felswand. Im nördlichen Abschnitt der rechten Seite des Martelltals, knapp östlich von Ennewasser (*Transacqua*), befindet sich der bedeutendste Felssturzgebiet. Es handelt sich um einen aktiven Felssturz in den Pegmatiten und Glimmerschiefern. Weitere kleine aktive Rutschungen treten im Bereich der glazialen Ablagerungen im Saltgraben (*Fosso di Salto*) und nahe der Hofstelle Pronta (*Maso Bruciato*) auf.

3.3. - TIEFGRÜNDIGE MASSENBEWEGUNGEN

Die tiefreichenden gravitativen Massenbewegungen (DSGSD - *Deep Seated Gravitational Slope Deformation*, Talzuschübe) verursachen keinen größeren direkten Schaden, können aber zu kleineren bzw. schnellen Massenbewegungen führen. Bereiche mit tiefgründigen Massenbewegungen erstrecken sich vielfach vom Bergkamm bis in die Talsohle. Typische Erkennungsmerkmale sind Nackentälchen, Zerrgräben und Senken von erheblichem Ausmaß, welche parallel zu Störungen und Großklüften ausgerichtet sind. Die Massenbewegungen sind in ständiger Bewegung, daher fehlt die Schuttfüllung in den morphologischen Senken. Das Ausmaß der Verformung, welche man an den Gräben und Zerrspalten abschätzen kann, ist im Verhältnis zur Gesamterstreckung des Phänomens allerdings gering.

Eine bedeutende tiefgründige Massenbewegung erstreckt sich über die linke Seite des Rabbitals vom Bergkamm *Castel Pagano* (2594 m) – *Cima Zoccolo* (2556 m) bis in die Talsohle. Hier sind stark zerklüftete Gneise und Pegmatite der Tonale-Einheit sowie eine mächtige Schuttbedeckung aufgeschlossen. Der Rutschbereich hat vom Kamm bis zu den untersten Zerrspalten (1950 m S.H.) eine Länge von 2,5 km und eine Breite von etwa 1,5 km. Im westlichsten Abschnitt, in der Nähe des Gipfels von *Castel Pagano*, ist der größte Zerrgraben mit Orientierung NW-SE und rund 50 m Tiefe ausgebildet.

Parallel zu diesem Hauptgraben treten am Hang bis auf 2400 m Seehöhe weitere, sekundäre Zerrspalten auf. Weiter talwärts ist ein ca. NE-SW-gerichtetes System von Zerrspalten und Gegenneigungen ausgebildet (Abb. 38). In der Nähe von *Malga Garbella di sopra*, auf 2120 m Seehöhe, fließt das von den Gräben abgeleitete Wasser in einen kleinen Nackensee, der im Süden von einer etwa 1-2 m hohen Gegenneigung begrenzt wird.

Zerrgräben und Doppelgratbildungen finden sich auch südöstlich der *Cima Zoccolo*, am Kamm südöstlich des Haselgruber Jochs (*Passo di Rabbi*) und westlich der Karspitze (*Cima di Quaira*), wo ein großer ca. E-W-verlaufender Graben gut zu erkennen ist.

Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen der Orientierung der Zerrgräben und der tektonischen Scherzonen. Die Zerrgräben und Doppelgratbildungen



Abb. 38 - Doppelgratbildung der tiefgründigen Massenbewegung von Castel Pagano auf der linken Seite des mittleren Rabbital.

von Castel Pagano-Cima Zoccolo entwickeln sich subparallel zu drei wichtigen Lineamenten: der Störung *Passo di Saent - Castel Pagano* (NW-SE-Verlauf), der Rumo-Linie (NE-SW) und der Klappbergtal-Störung (NNE-SSW).

Eine tiefgründige Massenbewegung prägt die rechte Flanke des mittleren Talabschnitts des Ultentales im Bereich Nörderwald (*Bosco di Tramontana*) zwischen 1800 m Mh. und der Talsohle. Sie ist ca. 1 km lang und etwa 900 m breit und durch eine ausgeprägte konvexe Form im unteren Hangbereich erkennbar. Im Gelände konnten keine Zerrspalten oder Nackentälchen nachgewiesen werden. Die tiefgründige Massenbewegung entwickelt sich hier an einem Hang, der von der Peio-Linie (NE-SW-gerichtet) und der Mesner-Linie/*Monego* (NW-SE) gegliedert wird.

Im hinteren Ultental wurden weitere gravitative Hangbewegungen festgestellt, und zwar östlich der Flimkanzel (*Pulpito di Flim*) in 3035 m Seehöhe, am Soyspitz (*Cima di Soy*), am Tuferspitz (*Cima di Tovo*) mit NW-SE-gerichtetem Zergraben auf 2400 m S.H., bei der Pilsbergalm (*Malga Pils*) in 2200 m S.H., wo etwa 1 m breite und 3-4 m tiefe Zerrspalten einen kleinen Bachlauf ablenken, am Kirchbergjoch (*Giogo di Montechiesa*) mit NE-SW gerichteten Zergräben auf 2800 m Seehöhe und an der Flanke des Nagelsteins (*Monte Chiodo*) bis in die Talsohle der Falschauer (*Rio Valsura*), welche periodisch durch Massenbewegungen verklaut wurde.

Im Klappbergtal (*Val di Clapa*) ist eine tiefgründige Massenbewegung am

Westhang der Büchelbergspitze (*Monte Faggiola*) ausgebildet. Diese ist durch Zerrgräben und Nackentälchen gekennzeichnet, welche vom Gipfel (2580 m) bis in den Talgrund (ca. 1800 m S.H.) sowie im Bereich von Spiel (*Dosso*) auftreten. Der Hang ist gleichmäßig geneigt und weist keine Wölbungen auf, ist jedoch durch rezente Zerrgräben und Nackentälchen von bis zu 1 m Tiefe gekennzeichnet. Die Zerrstrukturen sind NE-SW und NW-SE orientiert.

Weitere tiefgründige Massenbewegung treten südlich vom Stübele und östlich des Klappbergjochs (*Passo di Val Clapa*) auf. Auf der linken Seite des Klappbergtales finden sich einige Zerrgräben und Nackentälchen östlich von Kachelstubscheid (*Monte Stanga*) und am Breitbühel (*Colle Largo*).

Im Martelltal wurde eine tiefgründige Massenbewegung in der Nähe des Ebenen Jöchls (*Giogo Piano*) festgestellt, wo kleine Zerrspalten im NW der Flimkanzel (*Pulpito di Flim*) auftreten. Sie mobilisiert einen erheblichen Teil des Hanges und führt zur Entwicklung eines NW-SE-gerichteten, 500 m langen Hauptzerrgrabens.

Weitere gravitative Hangverformungen kommen im Bereich der Kofelrastseen (*Laghi del Covolo*) vor. Am nördlichsten dieser Seen (2407 m S.H.) sind Doppelgratbildungen zu erkennen, wobei die Hauptstruktur eine ausgeprägte, parallel zum Kamm verlaufende Senke bildet. Der See in dieser Senke weist keinen oberflächlichen Abfluss auf. Am Kamm, welcher das Gletscherkar im Bereich der Marschnell Alm (*Malga Marcenella*) nach Westen begrenzt, sind ebenfalls kleinere Doppelgratbildungen ausgebildet.

Auf der orographisch rechten Seite des Kuppelwieserbaches (*Rio di Pracupola*) ist eine tiefgründige Massenbewegung zwischen Mutegg (*Monte Muta*), Drei Mander (*Tre Ometti*) und Breiteben (*Pianlargo*) ausgebildet. Eine weitere, tiefgründige Massenbewegung mit Doppelgratbildungen und mehreren Reihen von Zerrgräben ist am Nordhang des Marteller Sonnenberges (*Montesole di Martello*) zu erkennen, wobei die Zerrstrukturen ESE-WNW-gerichteten Trennflächen folgen.

Zahlreiche kleinere Rutschungen treten im Martelltal im Bereich Vordersaugbergalpe (*Alpe del Succhio di Fuori*) und am Südhang des Morterlegers (*Monte Rovere*) auf. Weiters entwickelt sich eine große tiefgründige Massenbewegung auf der linken Seite des Martelltals am Rücken zwischen Pedertal und Lyfital. Von 2800 m Seehöhe bis in den Talboden ist diese Verformung durch offene, bis zu 12 m tiefe Zerrspalten gekennzeichnet. Die spektakulärsten Zerrspalten liegen im Pederwald (*Bosco di Peder*) ober- und unterhalb der Forststraße zur Lyfi Alm (*Malga Livi*). Sie orientieren sich an Kluffflächen, die sowohl senkrecht als auch parallel zu den Faltenachsen verlaufen. Im oberen Bereich scheint die Massenbewegung nicht aktiv oder zumindest sehr langsam zu sein. Im mittleren Bereich, wo Blockgletscher die Zerrgräben teilweise überdecken, sind die Bewegungsraten deutlich höher. Die tiefgründige Massenbewegung geht am Fuß in einen grobblockigen Rutschkörper über, welcher die Straße zwischen dem Pederbach und dem Zufrittsee gefährdet. Eine ähnliche, tiefgründige Massenbewegung kommt

am Rücken zwischen Pedertal und Madritschtal, im Bereich Gignörder vor.

Auf der linken Seite des Laasertals ist eine große tiefgründige Massenbewegung erkennbar. Diese erstreckt sich entlang einer tektonischen Scherzone, welche wahrscheinlich die Fortsetzung der Zumpanell-Linie (im Blatt "Bormio" behandelt) darstellt, vom Talgrund bis zum Saurüssel (*Grugno di Porco*, 2727 m). Der oberste Bereich ist durch ausgeprägte Zerrgräben und Nackentälchen gekennzeichnet, die allerdings stabilisiert sein dürften, da sie von inaktiven Blockgletschern überdeckt sind. Am Fuß der tiefgründigen Massenbewegung ist die Bewegung im nordöstlichen Abschnitt noch aktiv und geht dort in sekundäre Massenbewegungen über, die nicht nur die Forststraße, sondern auch die Laaser Marmorbahn gefährden.

4. - STEINBRÜCHE UND BERGBAU

Im Bereich des Kartenblattes ist die Abbautätigkeit vorwiegend an die Gewinnung von Marmor und Granitgneis, in früheren Zeiten auch an die Nutzung einiger Kupferlagerstätten gebunden.

4.1. - LAASER MARMOR: HISTORISCHER ÜBERBLICK

Der Marmor aus dem Vinschgau, insbesondere aus den Gebieten Göflan (*Covelano*) und Laasertal ist bereits seit langer Zeit bekannt, auch wenn nur wenige Zeugnisse dieser frühen Verwendung erhalten sind. Die älteste urkundliche Erwähnung eines Marmorblockes aus dem Vinschgau findet sich in den Chroniken der Diözese Chur in der Schweiz und betrifft die Bestellung eines Grabsteins für Bischof Viktor III, der im Jahr 720 n.Chr. verstarb.

Obwohl die genaue Herkunft des Materials nicht bekannt ist (Abbau im Steinbruch? Verwendung von Findlingsblöcken?), existieren zahlreiche Belege einer mittelalterlichen Verwendung des Marmors als Dekor- und Baustein in der Nähe von Laas. Einige Beispiele hierfür sind die Kunstwerke in der Kirche S. Benedikt im Mals, in der Kapelle von Schloss Tirol und in der Apsis der Pfarrkirche von Laas.

Später wurde der Marmor vielfach für die Ausgestaltung zahlreicher Schlossbauten, aber auch für Skulpturen und Grabdenkmäler (Werke von Wolf Verdross oder dem 1646 im Martelltal geborenen Gregor Schwenzengast) verwendet.

Ab der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts wurden die ersten Konzessionen für die Marmorgewinnung in Steinbrüchen in der Zone Göflan erteilt (1787). Der Marmorabbau in diesen Hochlagen war durch die Einführung neuer Techniken durch Strudel-Vochburg (1648-1708) ermöglicht worden. Schon in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurden die Lagerstätten systematisch abgebaut. Zunächst wurden insbesondere Findlingsblöcke in den Göflaner Wäldern und an den Hängen des Laasertals abgebaut, später die Marmorbrüche im Bereich

Göflaner Alm und im Laasertal eingerichtet. Im Jahr 1865 gründet Johannes Steinhäuser (Karlsruhe) den ersten marmorverarbeitenden Betrieb, die „Laaser Marmorwerke“, und führt den Handelsnamen „Laaser Marmor“ ein. Die Steinbrüche am Göflaner Berg (*Mitterwandl*, 2170 m) und im Laasertal (*Weisswasserbruch*, 1567 m) blieben im ganzen 20. Jahrhundert bis heute die wichtigsten Abbaugebiete, sowohl in qualitativer wie auch in quantitativer Hinsicht.

4.1.1. - Lage der Marmorlagerstätten

Heute wird der Abbau der Marmorvorkommen ausschließlich in den Brüchen Göflan (*Mitterwandl*) und *Weisswasserbruch* (*Acqua Bianca*) betrieben. In der Vergangenheit wurde Marmor auch in der Gegend von Töll (*Tel*) und Latsch (*Laces*), im Martelltal, im Göflaner Tal und in anderen Bereichen der rechten Laaser Talseite gebrochen.

Der im Laasertal und am Göflaner Berg gewonnene Marmor ist aufgrund seiner Härte und der feinen Körnung von bester Qualität. Die berühmteste Lagerstätte ist der *Weisswasserbruch* auf einer Höhe von 1600 m am rechten Hang des Laasertals. Der Abbau dieser Lagerstätte begann im Jahr 1883 mit der Familie Lechner; der untertägige Abbau ist heute noch in Betrieb. Der Abbau erfolgt sowohl klassisch mittels Diamantsäge als auch mit der moderneren Technik des „*drilling and blocking*“. Bis heute wurden 96.411 m³ an Marmorblöcken gewonnen.

Eine weitere bekannte Lagerstätte ist der sogenannte „Göflaner Bruch oder Mitterwandl Bruch“ (Abb. 39), welcher im 18. Jahrhundert entdeckt und bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts abgebaut wurde. Zwischen 1828 und 1848, in der Zeit von Ludwig I, lieferte dieser Bruch das Baumaterial für Denkmäler und öffentliche Bauten in München. Der Abbau erfolgte sowohl oberirdisch als auch untertage bis ins Jahr 1924 mit einer Gesamtproduktion von 8345 m³ Marmor. Nach einigen Jahren Unterbrechung nahm die *Lasa Marmo S.p.A.* im Jahr 1961 den Abbau wieder auf und es wurden 40.651 m³ gewonnen. Heute erfolgt der Abbau ausschließlich untertage.

Im 20. Jahrhundert wurden im Martelltal zwei weitere Steinbrüche betrieben, jener von Montani in der Nähe des gleichnamigen Schlosses auf der rechten Talseite und der Steinbruch „Zelim“ auf der gegenüberliegenden Talseite, wo auch große Blöcke für die Bildhauerei gewonnen wurden. In allen anderen Bereichen beschränkte man sich angesichts der minderen Marmorqualität auf die Herstellung von gebranntem Kalk und Schotter.



Abb. 39 - Übersichtsfoto des Göflaner Marmorbruchs, der sich auf einer Höhe von 2200 m am Fuß der Mitterwand zwischen der Jennwand und der Weißwand befindet.

4.1.2. - Marmorgewinnung

Bis zum Ende des 18. Jahrhunderts wurde das Rohmaterial für Skulpturen und Dekorsteine aus Findlingsblöcken an den Hängen gewonnen. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde noch Obertagebau mit händischen Schneidetechniken bzw. mittels Hebestangen und Holzkeilen oder unter Verwendung von Sprengstoff betrieben.

Die Techniken zur Marmorgewinnung wurden stetig verbessert: von der Verwendung von Spiraldraht und Quarzsand bis zum modernen Einsatz von Diamantsägen. Gegen Ende des neunzehnten Jahrhunderts wurde mit dem heute noch betriebenen Untertagebau in den Brüchen "Mitterwandl" und "Weisswasser" begonnen. Dabei wird ein System von Kammern "herausgesägt", wobei stützende Gesteinspartien gezielt ausgespart werden.

Der Transport des Marmors ins Tal bis zum Betrieb in Laas war und ist nach wie vor sehr kostspielig. Vom Weisswasserbruch (1552 m Seehöhe) werden die Marmorblöcke mit einer Materialeilbahn auf die linke Seite des Laasertals (1530 m Seehöhe) und von dort mit der "Laaser Marmorbahn" zum Bremsberg befördert. Über die Schmalspur-Schrägbahn gelangen die Blöcke bis in die Talsohle (870 m Seehöhe) und von dort über eine zweite Flachstrecke in den Verarbeitungsbetrieb.

Die im Göflaner Bruch (2150 m Mh.) gewonnenen Blöcke werden mit Lastkraftwagen auf der Forstraße bis zum Weisswasserbruch transportiert und von dort ebenfalls mit Seilbahn und Marmorbahn nach Laas gebracht.

4.1.3. - Gesteinseigenschaften

Die Eigenschaften des Laaser Mamors (**OML**) können auch innerhalb desselben Abbaugebietes variieren. Verschiedene Muster und Farben entstehen in Abhängigkeit von Deformationsstrukturen und dem Auftreten von bestimmten akzessorischen Mineralien. Die verschiedenen Marmorsorten werden aufgrund von Farbe und Muster unterschieden. Die bekanntesten Varietäten sind der *Lasa fantastico* und der graue Marmor (*Bardiglio*) sowie eine Marmorsorte mit zahlreichen dunklen Adern. Der *Bianco statuario di Lasa* ist eine sehr seltene, schneeweiße und zuckerkörnige Sorte, die in grobkörniger Ausbildung dem Carrara-Marmor nahekommt.

Weniger geschätzte Sorten sind der *Rosato di Lasa* und der *Verde di Lasa*. BRIGO & GREGNANIN (1980/1) und MAIR (1992) untersuchten die Marmore, um festzustellen, welche Mineralien für die jeweilige Färbung verantwortlich sind. Demnach hängt eine graue Färbung mit Graphit und Turmalin zusammen, eine grüne mit Chlorit, Serizit und Tremolit (Abb. 40); eine orange Tönung ist auf Phlogopit zurückzuführen, rosarot auf Titanit und Zoisit, gelb auf Limonit, während eine rötliche Farbe durch Hämatit bewirkt wird. Quarz ist mit freiem Auge nicht erkennbar, erschwert jedoch die Bearbeitbarkeit des Gesteins für künstlerische Zwecke.



Abb. 40 - Zentimeter große Tremolitkristalle im Laaser Marmor.

4.2. - GRANITGNEIS

Die Nutzung von Granitgneisblöcken (Findlinge oder Bergsturzmassen) hat in jüngerer Zeit im Vinschgau eine gewisse Bedeutung erlangt. Der größte Teil besteht aus Findlingsblöcken, die aus Bachläufen stammen und im Zuge der Wildbachverbauung der durch die "Abteilung Wasserschutzbauten der Autonomen Provinz Bozen" oder in privaten Gruben gefördert werden. Sie werden fast ausschließlich für den Bau von Dämmen und Mauern sowie als Straßenunterbau verwendet. Nur ein kleiner Prozentsatz wird von einem lokalen Unternehmen verarbeitet und als Dekorstein vertrieben.

4.3. - LAGERSTÄTTEN FÜR KUPFER UND ANDERE METALLE

Im oberen Martelltal wurde schon in frühen Zeiten Bergbau auf Chalkopyrit und andere Erzminerale wie Tetraedrit, Hämatit oder Siderit betrieben. Während der Geländeaufnahme zum Kartenblatt wurden einige Lagerstätten und kleine Bergbaue (Sondierstollen) angetroffen, die in der Literatur bereits beschrieben sind (ISSER, 1888; EXEL, 1980; BAUMGARTEN *et alii*, 1998).

Die Sulfidlagerstätten am Kamm des Muteggs (*Cima Muta*) und an der Sonnenwand (*Crode del Sole*), etwas östlich des Blattes Rabbi, erwiesen sich als wenig ergiebig. Es wurden nur wenige Spuren eines alten Bergbaus, wie Reste von Holzstützen und kleine Pinggen (max. 1 m Tiefe) angetroffen.

Eine größere und besser erhaltene Lagerstätte stellt der Bergbau "Borromeo" im Marteller Talschluss dar. Die Reste des Bergbaus finden sich zwischen Enzianhütte und Gasthof Schönblick und werden heute von einem Parkplatz überdeckt. Ein zugänglicher Stollen ist noch an der Landesstraße, wenige Meter unterhalb des Stifserjoch Nationalparkhauses erhalten. Nach DALLA TORRE (1913) wurde in diesen Lagerstätten schon im 12. Jahrhundert geschürft, wobei historische Dokumente einen Kupfer-Bergbau im Martelltal erst ab 1448 erwähnen. Er steht in Zusammenhang mit den Schmelzöfen in der Lokalität "In der Schmelz", die bis ins 19. Jahrhundert in Betrieb waren. Eine Wiederaufnahme des Bergbaus wurde im Jahr 1909 versucht, nach wenigen Jahren aber wieder eingestellt.

Diese Sulfidlagerstätte (Chalkopyrit, Pyrit und Pyrrothin) befindet sich in den Myloniten der Zebbru-Linie. Es handelt sich um zwei konkordante WSW-ENE streichende und nach Süden einfallende Erzkörper mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 15 m.

Im Ultental finden sich auf der rechten Talseite bei St. Nikolaus (*San Nicolò*) und Kuppelwies (*Pracupola*), gegenüber der Taisen-Höfe, kleine Sondierstollen, in denen nach Sulfiden in den Amphiboliten geschürft wurde. Die Amphibolite sind mit Quarziten und epidotreichen Serizit-führenden Glimmerschiefern vergesellschaftet (ANDREATTA, 1936).

4.4. - WEITERE ORTE VON MINERALOGISCHEM INTERESSE

Das Rabbital ist bekannt für Pegmatitgänge der Tonale-Decke mit dm-großen Turmalinkristallen (Schörl), Granat, Muskovit, Chrysoberyll und anderen typischen Mineralien. Ein mineralreicher Pegmatitgang mit großen Turmalinkristallen ist im *Val Zambuga* auf einer Höhe von 1625 m, etwa 200 m unterhalb von *Malga Garbella*, aufgeschlossen. Man erreicht die Stelle an einem steilen instabilen Hang am Rande eines hochstämmigen Waldbereiches über die Fraktion *Zanon*.

Der Aufschluss wurde im Mai 2008 von Herrn Valentino Valentinelli dem *Museo Tridentino di Scienze Naturali* und dem *Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento* (M. AVANZINI, G. ZAMPEDRI, persönliche Mitteilung) gemeldet. Diffraktometermessungen und mikrochemische Untersuchungen sind im Gange.

Im *Bresimo*-Tal sind am Osthang der Cima Zoccolo die Reste eines kleinen Asbest- und Anthophyllitbergbaus erhalten, die im Ersten Weltkrieg (CASOLINI, 1986) abgebaut wurden. Schließlich werden noch kleine Chromitvorkommen im Rabbital erwähnt.

VII - DATENBANK

Die Erstellung einer digitalen geologischen Datenbank (DB) im Maßstab 1:25.000 ist Bestandteil des Projekts CARG für die Erstellung bzw. Neubearbeitung der Geologischen Karte des Staatsgebietes im Maßstab 1:50.000.

Die geologische Datenbank (DB), welche auf einer eigenen Software-Plattform angelegt wurde, ist ein wertvolles Instrument zur Organisation aller notwendigen kartographischen und alphanumerischen Informationen (bereits existierender und eventuell zukünftiger). Sie erlaubt eine dynamische Verwaltung der kartographischen und alphanumerischen Daten, wodurch die territoriale Analyse und die Erstellung thematischer Kartographien erheblich vereinfacht wird.

Die Planung und Strukturierung der Datenbank erfolgte durch das ISPRA (Istituto Superiore Per La Ricerca Ambientale, Nationaler Geologischer Dienst). Der Aufbau der Datenbank (DB) wurde den verantwortlichen Institutionen für die jeweiligen Kartenblätter übertragen (Regionen, Autonome Provinzen, Universitäten, etc.).

Das ISPRA veröffentlichte die Richtlinien für die Erstellung der Datenbank in den sogenannten *Quaderni*, insbesondere im Heft der Serie III, Nr. 6 und nachfolgenden Anpassungen. Darin werden die verschiedenen Informationsebenen vorgegeben, in welche sämtliche Geodaten strukturiert werden. Diese Daten enthalten räumliche Informationen, sprich das geometrische Element (Vektor) als "feature", sowie sämtliche mit dem jeweiligen Element verknüpfte alphanumerische Beschreibungen.

Die Datenbank des Kartenblattes Nr. 025 - "Rabbi" wurde von *Land Technology & Services S.r.L.* unter der Koordinierung und Verantwortung der Autonomen Provinz Trient (APT) erstellt; der Arbeitsablauf erfolgte hierbei wie folgt:

- Erstellung der geologischen Datenbank im Maßstab 1:10.000, laut Vorgaben

der APT und basierend auf den Originaldokumenten der verschiedenen Kartierer;

- Erstellung der geologischen DB im Maßstab 1:25.000 nach den Vorgaben von ISPRA durch automatische und manuelle Reduktion der DB 1:10.000. Im Anschluss erfolgte die Normierung und Transkription der Daten, um den höchstmöglichen Informationsinhalt abhängig vom Darstellungsmaßstab und der DB-Struktur des Projektes zu erhalten.

Aus der geologischen DB im Maßstab 1:25.000 wurden schließlich die geometrischen Grundelemente für die Druckvorlage im Maßstab 1:50.000 extrahiert, ohne den Informationsgehalt zu verändern.

ABSTRACT

The n. 025 Rabbi Sheet at 1:50.000 scale of the Italian Geological Map covers 569 km² of a mountaneous area in the Eastern Alps (Italy). It takes the name from the Rabbi Valley, one of the most important valleys of this area. About 170 km² belong to the Trento Province, 399 km² to the Bozen Province. The Rabbi area includes the Cevedale massif (the Cevedal Peak attends 3443 m as altitude, the Sternai Peak 3443 m; the Orecchia di Lepre Peak, 3257 m) and the Maddalene Group, the highest peak of which is the Vedetta Alta Peak (Hochwart) attending an altitude of 2627 m. The geological setting of the Rabbi area has been strongly influenced by the alpine orogeny due to the collision of the African and European plates after the closure of the Mesozoic Tethys.

The trend of the major valleys follows the main tectonic lineaments: the Ulten and Martel Valleys trend as the NE-SW eo-alpine lineaments, Rabbi and Bresimo Valleys trend as the NW-SE recent morpho-structures, Lasa and de la Mare Valleys as the N-S most recent brittle lineaments.

In this area, the austroalpine metamorphic basement of the Eastern Alps and minor Mesozoic cover sequences occur. These latters crop out to the SE of the Nonsberg region (SE corner of the Sheet). They belong to the Southern Alps domain and they are not metamorphosed. By contrast, some thin slices of Permo-mesozoic rocks cropping out along the Peio, Madriccio and Zebù alpine faults, are metamorphosed under greenschist facies conditions.

The austroalpine basement extends over most of the Sheet's area to the north of the Periadriatic fault system, here composed by the Tonale and North Giudicarie faults, up to Austria. The basement is composed of crustal units of African origin decoupled from their lithospheric roots, forming the alpine nappe stack. This last was accreted in front of the African margin during the Cretaceous time (eo-alpine orogeny) as a part of the subduction-related alpine orogenic wedge.

All these units have been grouped into lower and upper austroalpine sub-systems on the base of their structural position in the alpine nappe stack.

In the area of Rabbi geological Sheet, the Tonale nappe basement occurs to the SE of the Peio major tectonic fault, and the Ortles-Campo nappe crops out to the NW; both the nappes belong to the upper Austroalpine system. The Tonale nappe covers about 80 km² of the Rabbi area at the hanging wall of the Peio fault, the Ortles-Campo nappe covers the restant area at the foot wall of the same fault. The Tonale nappe includes the Ulten and Tonale units, the former preserving garnet peridotite, eclogite, ortogneisses and kyanite migmatites which record a Carboniferous subduction process, the latter, high grade gneisses, serpentinite, marble, orthogneisses and metasomatic rocks. The oldest age of garnet peridotite is around 520 Ma (Sm/Nd ages), the youngest is around 330 Ma. The former age is interpreted as the crystallization time in a mantle wedge ($P \sim 1.5$ GPa, $T \sim 1250^\circ\text{C}$), the latter as the peridotite re-crystallization time in subducted continental crust at a minimum depth of about 100 km ($P \sim 2.0$ GPa, $T \sim 850\text{-}900^\circ\text{C}$). The late scapolitisation of the migmatites near the Rumo fault has been dated at the Triassic time (Ar-Ar age) related to the Permo-Triassic thermal event which involved most of the Alps. The Late Jurassic biotite age of the migmatites and gneisses (Rb-Sr age) represents the final cooling of the deepest portions of the continental crust when the Mesozoic ocean was opening.

The Ortles-Campo nappe comprehends, from bottom to top, the Lasa and Peio crystalline units, characterized by a pre-alpine amphibolite facies evolution, and the Zebrù crystalline unit with a pre-alpine greenschist facies imprint. Peio and Lasa were also intruded by Permian granite, granodiorite and pegmatites (Martell and Quaira plutons).

All of these units registered the eo-alpine tectonometamorphic evolution related to the alpine accretion and nappe piling. The micaschists, marble, orthogneisses and metabasite of the Lasa deepest unit suffered $P \sim 0.6\text{-}0.8$ GPa and $T \sim 450\text{-}530^\circ\text{C}$ conditions at Late Cretaceous. At that time isoclinal folding and large shear zones overprinted the pre-alpine S_2 schistosity outlined by minerals of amphibolite facies. This ductile deformation produced a S_3 axial plane and shearing foliations, the former one sub-parallel to the pre-alpine schistosity (S_2). The new foliations, evidenced by chloritoid, sericite and chlorite, have been interpreted as alpine, even if they still show pre-alpine relict minerals.

At Early Oligocene time, the austroalpine basement was intruded by quartz-diorite, granodiorite (calc-alkaline trend) apophyses and dykes, as those of Lago Verde in the Ultental and Pala della Donzella in de La Mare Valley. Similar intrusions occurred along the major faults (Samoclevo and Rumo tonalitic lamellae along the North Giudicarie fault). Several andesitic and rare basaltic dykes also occur in the austroalpine basement.

The main characteristic of the Rabbi area is the presence of various ductile

and brittle faults recording (i) the Late Cretaceous to Eocene extensional deformation as the Peio and Rumo faults, and (ii) the Oligocene reactivation of pre-existing faults and activation of new faults as transpressive lineaments like as the Tonale and North Giudicarie faults. Pseudotachylyte veins along NE trending fault planes and along E-W faults have been dated by Ar-Ar ages between Eocene and Early Miocene.

The Miocene transpressive tectonics referred to the North Giudicarie fault, involved the crystalline hanging wall of this fault and the here enclosed tectonic lines as Rumo, Val dell'Acqua, Val Burlini, Peio and Clapa faults, with activation of old and new faults, producing uplifting and erosion. This deformation ended around 10 Ma ago, when the major southeastermost thrusts of the Eastern Alps relaxed.

The last deformation observed in the Rabbi Sheet area are NW and N-S brittle lineaments some of which seismogenic (e.g., the Val Clapa fault), cutting across previous folding and faults. They are responsible for trenches and DGPV slope deformation.

The Pleistocene (around 18.000 years B.P.) to Olocene deposits covering the Rabbi area are glacial deposits belonging to the Garda Synthem of Pleistocene age; the latest deposits are attributed to the Last Glacial Maximum event (LGM).

During the "Gschnitz glacial stage Auct.", a new progression of glaciers produced glacial deposits and morphologies, which are recognizable in the higher segments of the alpine valley. These structures and deposits can cut the lateral moraines which have been deposited during the LGM by the major glaciers.

In the Adige and Noce basins, the LGM event produced different types of deposits, e.g., glacial, fluvioglacial, eluvial and lacustrine ones. The more representative sub-synthem of the "High Valley glacial units" is that of "Fontana Bianca". Above an altitude of 2500 m glacial morphologies and structures related to the LIA (Little Ice Age) still occur and are described in this Rabbi Geological Sheet.

PROGETTO
CARG

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

POST-GLACIAL ALPINE SYNTHEM

POST-GLACIAL ALPINE SYNTHEM (**PTG**)

Glacial, debris-flow, slope debris, colluvial, palustrine, lacustrine and alluvial deposits, landslide and rock glaciers, with pedogenetic cover.

Thickness: up to 100 m.

UPPER PLEISTOCENE - PRESENT

AMOLA SUB-SYNTHEM (**PTG₁**)

Glacial, alluvional, slope, palustrine deposits and rock glaciers without pedogenetic cover.

Thickness: up to 100 m.

HOLOCENE – PRESENT

GARDA SYNTHEM

GARDA SYNTHEM (**SGD**)

Ablation till, lodgment till, sub-glacial and ice contact deposits.

Thickness from meters to tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

MALGA FONTANA BIANCA SUB-SYNTHEM (**SGD₈**) (ADIGE BASIN)

Ablation and sub-glacial deposits, skeletal glacial deposits and rock glaciers.

Thickness: up to 200 m.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

S. PANCRAZIO SUB-SYNTHEM (**SGD₄**) (ADIGE BASIN)

Glacial, fluvioglacial, alluvial, lacustrine and debris flow deposits.

Thickness: undefined.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

CLOZ SUB-SYNTHEM (**SGD₃**) (NOCE BASIN)

Fluvioglacial, glaciolacustrine and alluvial deposits.

Thickness: 10-100 m.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

BONDO SUB-SYNTHEM (SGD₂) (NOCE BASIN)

Sub-glacial, ablation, indistinct deposits and rock glaciers.

Thickness: 10-100 m.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

MALÈ SUB-SYNTHEM (SGD₁) (NOCE BASIN)

Glacial, of glacier contact and fluvioglacial deposits.

Thickness: undefined.

UPPER PLEISTOCENE. P.P.

LATE - ALPINE MAGMATISM**GRANODIORITE AND QUARZODIORITE (APF)**

Granular to porphyric apophyses, tens to hundreds meters sized, composed of plagioclase, hornblende, biotite ± K-feldspar ± sulphides; cross cut by aplite and pegmatite dykes (Pala della Donzella ridge).

OLIGOCENE

APLITIC DYKES (fx)

Cm- to dm-thick, fine-grained aplite dykes, composed of quartz, feldspar and biotite. They cross cut the austroalpine basement, Peio fault mylonites (Malga Alpaner) and tertiary apophyses.

OLIGOCENE

INTERMEDIATE DYKES (fz)

M- to dm-thick, andesite to basalt porphyric dykes, black to grey-green coloured, including amphibole, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts, sometimes with sulphide mineralisation (Monte dei Metalli).

OLIGOCENE

BASIC DYKES (fy)

M- to dm-thick, black porphyric dykes, basaltic in composition with dominant amphibole. The lamphophyre of Giogo Nero is the most famous one.

OLIGOCENE?

TONALITE (TLG)

M- to dm-thick, foliated lamellae of tonalite, composed of plagioclase, quartz, amphibole, biotite and K-feldspar, with strong amphibole lineation. Known as the "Periadriatic lamellae *Auct.*".

OLIGOCENE (28 Ma)

SOUTHALPINE UNITS

SEDIMENTARY MESO-CENOZOIC SUCCESSION

VAL D'AGOLA FORMATION (**VAG**)

Terrigenous and carbonatic-terrigenous rocks. This unit is formerly subdivided in three members, but only two of these crop out in the studied area.

COSTE DI GRUAL MEMBER (**VAG₂**)

Marly and arenaceous, grey to reddish rocks. Carbonatic turbidites with pebbles of Val d'Agola (**VAG₁**) and of metamorphic rocks. Fine-grained terrigenous rocks mainly composed of quartz and biotite, and of red algae, foraminifera and rare *discocyclinae*.

Lower stratigraphic limit over Bregna da l'Ors member (**VAG₁**).

Thickness: 5- 50 m.

UPPER *CRETACEOUS* (*CAMPANIAN*) - *MAASTRICHTIAN*

BREGNA DA L'ORS MEMBER (**VAG₁**)

Marls, foliated marly and black to green-grey or dark grey silty clays, inter-layered with arenites; with conglomerate lenses.

Lower limit not cropping out.

Thickness \geq 200 m.

TURONIAN - *SANTONIAN*

SAN VIGILIO (OOLITE) GRAINSTONES (**OSV**)

Reddish calcarenite and encrinite rocks forming small slices along the North Giudicarie Line.

Sharp lower limit and concordant over Rotzo Formation (**RTZ**).

Thickness \geq 50 m.

TOARCIAN - *LOWER AALENIAN*

CALCARI GRIGI GROUP (**CG**)

This group includes four formations, two of which crop out in this area as tectonic slices along the North Giudicarie Line.

ROTZO FORMATION (**RTZ**)

Bioclastic limestone in peritidal cycles and massive oolitic limestone in thick layers. Lower limit not cropping out.

Thickness \geq 50 m.

SINEMURIAN - *PLIENSBACHIAN*

MONTE ZUGNA FORMATION (FMZ)

Grey micritic limestone with intraclasts, oncoliths, oololiths, foraminifera and mollusca, often with thick green marly interstrata. Lower limit not cropping out.

Thickness \geq 40 m.

RHAETIAN? - *SINEMURIAN*

Zu FORMATION (ZUU)

This formation includes two members

TREMALZO MEMBER (ZUU₃)

Well stratified limestone and dolomitic limestone, with rare clay levels, less frequent in the upper part of the sequence. Stratigraphic transition from bioturbated subtidal micrites in the lower part, to inter- and supra- tidal deposits in the upper part. Lower limit not visible.

Thickness \geq 120 m.

RHAETIAN

GROSTÈ MEMBER (ZUU₁)

Dark micritic limestone, marls, and thin strata of mollusca and brachiopodes - bearing biocalcarenes. Locally, corals are present toward the upper parts of the sequence. Transgressive lower limit over Dolomia Principale (**DPR**).

Thickness: 40 m.

NORIAN? - *RHETIAN*

DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

Stromatolitic dolostone in metric peritidal cycles, microcrystalline and vacuolar grey dolostone, locally with large paleocarsic cavities. The roof formation is locally characterized by dolomitic grey limestone with sulphide. Lower limit nearly concordant over Sciliar Formation (**SCI**).

Thickness: 230-250 m.

NORIAN - *RHETIAN?*

SCILIAR FORMATION (SCI)

White-pinkish dolostone in dm-m strata, *Dasycladacee* algae-rich strata overlapped by stromatolitic dolostone in dm-m thick strata. Volcanic clay levels at the base with red pelites in peritidal cycles in the upper part.

Gradual lower limit over **CTR**.

Thickness: 200-350 m.

ILLYRIAN - *FASSANIC*

CONTRIN FORMATION (CTR)

Light grey algae bearing-dolostone forming up to 1 m thick strata; intertidal horizons of grey-green doloarenites in the upper part of the strata.

Lower limit, evidenced by volcanoclastic red material, nearly concordant with Monte Ozol member (**GIV₃**).

Thickness: 100-200 m.

ILLYRIAN P.P.

GIOVO FORMATION (GIV)

Heterogeneous sequence including carbonate and clastic sediments with variable grain of marginal marine environment. Three members generally overposed or partially tectonic can be distinguished.

MONTE OZOL MEMBER (GIV₃)

Grey dolostone in dm strata. Dolostone and grey-black nodular limestone in thin, moderately bioturbated, strata with abundant crinoids at the base. Gradual lower limit on Cortaccia member (**GIV₂**).

Thickness: 20-25 m.

PELSONIAN P.P.

CORTACCIA MEMBER (GIV₂)

Silt shale and dark grey marls rich in vegetal bits followed by alternated limestone and silty grey sandstone of peridital type.

Sharp lower limit on Passo Palade member (**GIV₁**).

Thickness: 20-25 metri.

PELSONIAN

PASSO PALADE MEMBER (GIV₁)

Yellow-grey lithoarenite with carbonate cement, conglomerates with cross-stratification, locally with abundant vegetal rests and crinoids (*Encrinus liliiformis*, *Dadocrinus gracilis*). Erosional lower limit over red pelites (few dm) of the Voltago conglomerate; this conglomerate is too thin to be represented in the map.

Thickness: 15 m.

PELSONIAN

ANGOLO LIMESTONE (ANG)

Dolostone and dark limestone in closely stratified tabular strata. Lower limit not cropping out.

Thickness: 40 m.

BITYNIAN - LOWER PELSONIAN?

AUSTROALPINE UNITS

PERMO-TRIASSIC SLICES ALONG ALPINE FAULTS

EVAPORITE-DERIVED ROCKS (**FOR_g**)

Jellowish to brown rocks, referred to the Raibl Group of the Ortles nappe Auct. (Val Forcola Formation), including phyllite, dolostone, gypsum (white) and serpentinite lenses. These rocks belong to a tectonic mélange along the Madriccio Line.

TRIASSIC

MYLONITIC LIMESTONE AND QUARTZITE (**LTR**)

Green mylonitic quartzite and grey carbonatic rock derived from permo-mesozoic protoliths. They form slices in the northern side of the Monte Mattonara and Cima Stanga, along the Peio Line.

PERMIAN MAGMATISM

GRANITIC ORTHOGNEISS (**OGM**)

Coarse-grained granular, granitic or quartz-rich (metapegmatite) or feldspar-rich (metapelite) orthogneiss with relics of magmatic texture. At the boundary or along internal shear zones, this orthogneiss is foliated to mylonitic. Minerals are quartz, feldspars, muscovite, rare biotite ± garnet ± tourmaline ± beryl. It crops out in Val Martello.

LOWER PERMIAN (276-274 ± 2 Ma)

SPODUMENE-BEARING METAPEGMATITE (**OGM_b**)

Whitish dm-m thick dykes along the left side of the Val Martello. They are either discordant and undeformed or transposed in the alpine schistosity. They show peculiar centimetric crystals of spodumene.

METAPEGMATITE (**OGM_a**)

Whitish dm-m thick dykes composed of quartz, feldspar, muscovite ± tourmaline ± garnet and beryl. as metapegmatite (**OGM_b**), they are locally undeformed and discordant or strongly transposed within micaschists (**OMI**) and banded-gneiss (**OPL**).

GRANODIORITIC ORTHOGNEISS (**OGQ**)

Fine-grained granular orthogneiss with relics of magmatic texture. Orthogneiss is weakly foliated at the boundary and along internal shear zones. It largely crops out in the surroundings of Quaira lake.

LOWER PERMIAN (272 ± 28 Ma)

CRYSTALLINE BASEMENT UNITS

ORTLES-CAMPO NAPPE

ZEBRÙ SLICE

This unit is composed of greenschist facies schists of pre-alpine age with a greenschist alpine overprint. The Zebrù slice is delimited by the Madriccio Line pointed out by a tectonic mélange of serpentinite, phyllite, dolostone and other evaporitic rocks.

PHYLLITE (SZF)

Finely crenulated phyllite and quart-rich phyllite of grey color. Composed of quartz, sericite, chlorite \pm albite \pm garnet \pm carbonate.

QUARTZITE (SZQ)

Grey to whitish, metric thick, quartzite with massive structure, locally mylonitized. Quartzite may gradually pass towards quartz-rich phyllite.

ORTHOgneiss (SZT)

Coarse-grained orthogneiss from pre-variscan protolith, crop out as lenses within phyllite. Texture is characterized by feldspar porphyroclasts in a grey matrix composed of fine-grained albite, quartz, sericite and chlorite.

CHLORITESCHISTS (SZC)

Fine-grained, strongly crenulated, green colored schists. Minerals are chlorite, tremolite/actinolite, epidote, white mica, albite \pm carbonate \pm quartz.

MARBLE (SZM)

Dm-m thick, jellow impure marble. Minerals are calcite, abundant white mica, tremolite, quartz \pm albite \pm epidote.

SERPENTINITE (SZS)

Fine-grained, dark green (if fresh) to jellowish or reddish (if altered), decametric slices along the Madriccio Line. Minerals are antigorite \pm chlorite \pm magnetite \pm magnesite (breunerite) \pm talc. Tremolite and talc-bearing metasomatic bands occur at the contact with phyllite.

PEIO UNIT

Amphibolite facies rocks of variscan age (Carboniferous), with alpine greenschist metamorphic overprint. It is limited in the upper part by the Peio Line. along this line discontinuous lenses of strongly deformed (mylonitic) permo-mesozoic rocks crop out.

CHLORITE-SERICITE MICASCHISTS (OME)

Fine-grained schists with graphite-rich micaceous levels alternate with quartz-rich levels. Composed of dominant white mica (sericite) and chlorite, with subordinate chloritoid and stilpnomelane. They derive from garnet-staurolite micaschists (**OMI**) due to alpine metamorphic overprint and strong ductile deformation.

CHLORITE-SERICITE SCHISTS WITH CONTACT METAMORPHISM (OME_a)

They form reddish bands of various thickness around the intrusive bodies. Around the Martello (permian) granitic orthogneiss (**OGM**), contact minerals as biotite, muscovite ± garnet ± cordierite ± K-feldspar ± tourmaline are present. Near tertiary apophyses (**APF**), neoblasts of biotite, garnet ± andalusite ± sillimanite ± green spinel and sulphides are crystallized.

GARNET-STAUROLITE MICASCHISTS (OMI)

Mid-grained micaschists, with centimetric garnet and staurolite are associated to feldspar rich gneiss. Common minerals are white mica, biotite, plagioclase, quartz, garnet, staurolite ± sillimanite ± rutile and ilmenite.

STAUROLITE-GARNET MICASCHISTS (OMI_a)

Micaschists around pre-alpine granitic (**OGM**) and granodioritic (**OGQ**) rocks. Contact minerals are biotite, muscovite, chlorite ± garnet ± cordierite ± K-feldspar ± tourmaline. Around tertiary apophyses (**APF**) contact minerals are biotite, garnet ± andalusite ± sillimanite ± green spinel and sulphide.

QUARTZITE (OQU)

Metric-thick grey quartzite, generally massive, with planar texture, locally mylonitic. This rock may gradually pass to quartz-rich gneiss.

QUARTZITE WITH CONTACT METAMORPHISM (OQU_a)

Grey or whitish, mid-grained quartzite. These rocks are observed around Martello orthogneiss (**OGM**).

ORTHOEGNEISS (OOG)

Coarse-grained granitic to aplitic orthogneiss, from pre-variscan protolith. Foliated to mylonitic texture with feldspar porphyroclasts in grey matrix composed of fine-grained quartz, albite, microcline, epidote and orthite, sericite and chlorite.

GRANODIORITIC ORTHOGNEISS (OOG_b)

Fine-grained, grey, granodioritic to tonalitic orthogneiss from per-variscan protoliths. Locally mylonitic texture. Common minerals are amphibole, biotite, garnet, epidote and albite.

AMPHIBOLITE (OAF)

Fine-grained, banded amphibolite with light levels composed of dominant plagioclase and dark levels of amphibole and minor biotite. Coarse-grained amphibolite from high Val Peder shows preserved magmatic texture. Common minerals are amphibole, plagioclase, biotite, muscovite ± garnet ± Caclinopyroxene ± epidote ± rutile ± magnetite.

AMPHIBOLITE WITH CONTACT METAMORPHISM (OAF_a)

Rare amphibolite in contact with orthogneiss **OGM** (Alpe di Flim, right side of Val Martello) show relict mineral referred to a weak contact metamorphism.

MARBLE (OMA)

Marble with yellow to grey transposed bands and with locally preserved dm-size isoclinal folds, characterized by quartz, white mica, tremolite, clinozoisite, graphite and minor plagioclase.

MARBLE WITH CONTACT METAMORPHISM (OMAs)

This is characterized by light bands composed of dominant calcite, coloured bands of grossular, vesuvianite, zoisite, diopside, tremolite, titanite ± quartz ± feldspar ± scheelite (Lago Sassobuco); grey bands of calcite, biotite, amphibole ± titanite ± tourmaline.

LASA UNIT

This unit is formed by amphibolite facies banded gneiss and micaschists of variscan age with a widespread greenschist facies overprint of alpine age.

MICASCHISTS AND BANDED PARAGNEISS (OPL)

The peculiar structure is due to the alternance of muscovite, biotite, staurolite ± amphibole ± garnet rich levels with quartz-feldspar rich ones. Near the "Lasa marble" (**OML**) micaschists become more carbonate rich grading to calcschists. Micaschists show small, clear garnet and chloritoid of alpine age.

QUARTZITE (OLQ)

Metric thick, grey, massive quartzite, gradually changing to quartz-rich gneiss. Common minerals are white mica ± biotite ± chlorite ± tourmaline beside quartz.

ORTHOEGNEISS (ONO)

Coarse-grained granitic orthogneiss, with albite and microcline mm-cm sized clasts in grey matrix of quartz, albite, white mica and biotite.

ANPHIBOLITE (OAL)

Coarse-grained, banded rock with dark green, amphibole rich bands and light, plagioclase-feldspar rich bands. It is associated to marble (Covelano) or quartzite (Succhio di Dentro). Amphibole crystals may attain centimetric size. Other minerals are biotite, plagioclase, quartz \pm garnet \pm epidote \pm clinozoisite.

LASA MARBLE (OML)

Fine-to-coarse grained, very light and brilliant crystalline rock (Croda Bianca). Sometimes it shows bands, due to isoclinal folds, of various colour, grey-to-black is due to graphite, green to chlorite, pink to zoisite abundance. Calc-schist bands and thin levels of impure marbles occur in contact with banded gneiss and micaschists (**OPL**).

TONALE NAPPE**ULTIMO UNIT**

This unit is composed of medium- to high-grade amphibolitic facies basement rocks of variscan age.

GARNET - KYANITE PARAGNEISS (TUG)

Mid-fine grained garnet-kyanite gneiss. Texture is mylonitic near the Rumo Line. They grade into stromatic migmatite (**TUG_b**) including retrogressed eclogite (**TUA**). Dominant minerals are two micas, Na-plagioclase, kyanite, garnet \pm staurolite \pm margarite and rutile.

NEBULITIC MIGMATITE (TUG_c)

Coarse-grained, granular to pegmatitic, trondhjemitic to granitic leucosome, in dm-mm pods and dykes across the schistosity (S1). They crop out along the Cima Stubele - Cima degli Olmi ridge. Common minerals are plagioclase, minor biotite and white mica, garnet \pm kyanite \pm monazite. Locally they are transposed within a new foliation (S2). Major restitic pods of garnet and/or kyanite \pm biotite \pm staurolite, rutile and sulphide are associated to nebulitic migmatite (**TUG_c**). In the map they are indicated by red stars.

STROMATIC MIGMATITE (TUG_b)

Mid-fine grained, banded migmatite composed of quartz + K-feldspar (microcline) and plagioclase rich, cm-thick bands, and of garnet, kyanite, biotite \pm staurolite, rutile and sulphide, melanocratic bands.

MICACEOUS GNEISS (TUN)

Grey to brown-reddish gneiss associated to planar micaschists. Common minerals are micas, chlorite, tourmaline \pm graphite.

ORTHO GNEISS (TUO)

Mid-grained granitic orthogneiss, tens meters thick, from pre-variscan protolith, occurs within garnet-kyanite gneiss (**TUG**) along the Rumo Line (Val di Bresimo). It is strongly foliated with K-feldspar and white mica porphyroclasts in the albite-chlorite rich matrix. Some tonalitic bodies, with mafic xenoliths, are present in the upper Val di Lavazzè.

AMPHIBOLITE (TUA)

Fine-grained metabasite occurs as dm-m long lenses within stromatic migmatite (**TUGb**). Minerals are amphibole, garnet \pm Ca-clinopyroxene, \pm Na-clinopyroxene \pm margarite and accessory epidote, titanite, apatite, rutile and sulphide. Banded fine-grained amphibolite is frequent within garnet-kyanite gneiss (**TUG**) in the Monte Pin area. These do not contain Na-clinopyroxene, but only amphibole, Ca-plagioclase, epidote (forming also thin veins) \pm garnet \pm quartz \pm biotite \pm chlorite.

PERIDOTITE (TUD)

Yellow massive (if altered) or dark green (if fresh), about 1- 50 m thick and up to 250 m long, lenses (Val d'Ora, Cima Vedetta Alta). Common minerals are olivine, clinopyroxene, orthopyroxene, amphibole, spinel \pm garnet in variable proportions. Depending on the mineralogical composition, the rock is dunite (Lago Poinella), lherzolite or harzburgite (Cima Zoccolo, Cima Ometto). Pyroxenitic (Seefeld Alm) and wherlitic (Val Clapa) dykes are transposed within peridotites.

TONALE UNIT

This unit is composed of gneiss with amphibolite facies metamorphism of variscan age, with a weak alpine metamorphism, mostly evident along shear zones.

SILLIMANITE PARAGNEISS (TTP)

Coarse-grained paragneiss composed of sillimanite \pm garnet \pm K-feldspar besides of micas and quartz (upper Val di Bresimo and Val Montechiesa). Along Peio Line, they are strongly deformed (mylonite).

QUARTZITE (TTQ)

Fine-grained, grey-brown and metric thick, quartzite grading to paragneiss (**TTP**). White mica \pm biotite form thin levels. Other quartzites show amphibole, chlorite, Fe-oxide and sulphide.

ORTHOgneiss (TTO)

Large metagranitic body, strongly deformed to mylonitic in Val Montechiesa, at the hang wall of Peio Line.

Other lenses are present in the Cima Quaira - Cima Tuatti area.

AMPHIBOLITE (TTA)

Banded amphibolite with dark biotite + amphibole rich levels and plagioclase + clinozoisite + garnet and rutile rich levels.

MARBLE (TTM)

Banded marble, 2-3 m thick, strongly folded, with yellow to grey levels composed of white mica, tremolite, chlorite, sulphide and magnetite. Small metasomatic lenses of clinopyroxene, amphibole, olivine \pm scapolite are present in the Cima Zoccolo area, associated to gneisses (**TTO**).

APLITIC-PEGMATITIC DIKES (ft)

Metric aplite and pegmatite dykes transposed within Tonale gneiss (**TTP**) in upper Val di Bresimo. More common minerals are feldspar, muscovite, rare biotite \pm garnet \pm tourmaline.

FACIES OF QUATERNARY DEPOSITS

- a** Slope deposits
- a₁** Landslide deposits
- i** Mixed origin deposits
- e₅** Marshy deposits
- c₁** Undifferentiated glacial deposits
- b₅** Contact glacial deposits *s.l.*
- b** Alluvial and fluvio-glacial deposits
- h** Anthropogenic deposits

LITERATURVERZEICHNIS

- AA.VV. (2002) - *Carta Geologica della Regione Lombardia alla scala 1:10.000. Sezione N. D1d4 Passo dello Stelvio*. Reg. Lombardia, Milano.
- AQUATER (1993) - *Report on the thermo-mineral sources of the Bozen Province*. 1993. rel. n. H7233, Project: Thermalism, 160 pp.
- ALBERTINI R. (1951) - *Per una carta sulla distribuzione delle valanghe in Val di Rabbi*. St. Trent. Sc. Nat., **28**: 156-166.
- ALBERTINI R. (1952) - *Brevi osservazioni su alcuni laghetti glaciali e periglaciali delle valli di Lamasè e di Saènt (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., ser. **II**, **3**: 45-64.
- ALBERTINI R. (1953) - *Sulla formazione, natura ed evoluzione dei "coni" di ghiaccio del ghiacciaio del Careser (Ortles-Cevedale) e del ghiacciaio del Venerocolo (Adamello)*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., ser. **II**, **4**: 196-204.
- ALBERTINI R. (1954) - *Nuovi contributi alla conoscenza dei "coni" di ghiaccio del ghiacciaio del Careser nel gruppo Ortles-Cevedale*. Boll. Comit. Glaciol. Ital., ser. **II**, **5**: 55-70.
- ALBERTINI R. (1955) - *Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale*. In: "Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi italiane", Fondaz. per i Problemi Montani dell'Arco Alpino, **11**: 90 pp.
- ALTEHERR R., LUGOVIC B., MEYER H.P. & MAYR V. (1995) - *Early Miocene post-collisional calc-alkaline magmatism along the easternmost segment of the Periadriatic fault system (Slovenia and Croatia)*. Mineral. Petrol., **54**: 225-247.
- AMTHAUER G., BRENNIS P., GRIGEL W. & ROST F. (1971) - *Über orientierte Granatenmischungen in Pyroxenen bei der metamorphen Genese granatführender Ultramafite des Ultentales, Südtirol*. Ber. deutsch. Geol. Wiss., Reihe B Miner. Lagerstättenf., **16**: 227-240.
- ANDREATTA C. (1932) - *Rilevamenti geologici e notizie petrografiche sulla regione Cevedale - Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Atti Acc. Sci. Ven. Trentino-Istria Sci. Nat., **23**: 3-16.
- ANDREATTA C. (1936a) - *La formazione gneissico-kinzigitica e le olivinita di Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina, **3**: 87-245.
- ANDREATTA C. (1936b) - *Sui cosiddetti "Scisti del Verrucano" dell'Alto Adige occidentale*. Studi trentini di Scienze Naturali, **20**: 1-43.
- ANDREATTA C. (1942) - *Sulle rocce eruttive del Gruppo Ortles-Cevedale*. Rend. Acc. Italia, cl. Sc. Fis., **3**: 298-304.
- ANDREATTA C. (1948a) - *La "Linea di Pejo" nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alpina, **1**: 1-63.
- ANDREATTA C. (1948b) - *La tettonica a vortici nei monti della Val di Sole*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **5**: 60-67.
- ANDREATTA C. (1951a) - *Il metamorfismo delle formazioni del gruppo dell'Ortles*. La Ricerca Scientifica, **21/2**: 190-196.
- ANDREATTA C. (1951b) - *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio N° 9, "Monte Cevedale"*. Uff. Idrogr. Magistr. alle Acque, Venezia.
- ANDREATTA C. (1952) - *Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe*. N. Jb. Mineral. Mh. Stuttgart, **1**: 13-28.
- ANDREATTA C. (1953) - *Syntektonische und post-tektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus*. Tscherms. Min. Pet. Mitt., **3**: 93-114.

- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale, studio geo-petrotettonico di una parte del massiccio dell'Ortles*. Acta Geol. Alpina, **5**: 4-337.
- ANDREATTA C. (1957) - *Un contributo alla conoscenza dell'origine dei giacimenti di magnesite: giacimenti metasomatici di Zumpanel (Ortles)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **13**: 71-106.
- ANDREIS F. (1997) - *Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la linea di Pejo*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- AQUATER SPA (1993) - *Studio delle sorgenti termominerali della Provincia di Bolzano*, 161 pp.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale- Corno dei Tre Signori (Austroalpino Superiore, Alpi Orientali)*. Rend. Soc. Geol. It. Min. Petr., **36**: 65-89.
- AVANZINI M. (2003) - *Note illustrative della Tavola 26 III - Fondo in scala 1:25.000*. Provincia Autonoma di Trento, 159 pp.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A. (2007) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio n. 26 "Appiano"*. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico. APAT - Servizio Geologico d'Italia, Roma, 184 pp.
- BAGGIO P., FRITZ C., GATTO G.O., GATTO P., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E.M., SASSI F.P., ZATTIN B. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1971) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 4 Merano*. Servizio geologico d'Italia, Roma, Nuova Tecnica grafica, 161 pp.
- BARGOSSO G.M. & MORTEN L. (1979) - *Le anfiboliti austroalpine della Val di Rumo (Trentino): studio petrografico-geochimico*. Min.Petr. Acta, **23**: 189-209.
- BARGOSSO G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MACCONI P., MAIR V., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S. & ZANCHI A. - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio n. 13 "Merano"* Provincia Autonoma di Bolzano, Servizio Geologico. APAT - Servizio Geologico d'Italia, Roma, 280 pp. In stampa.
- BAUMGARTEN B., FOLIE K. & STEDINGK K. (1998) - *Auf den Spuren der Knappen. Bergbau und Mineralien in Südtirol*. Tappeiner/Athesia, Bozen, 288 pp.
- BECCALUVA L., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GATTO G.O. GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E.M. & TUNESI A. (1983) - *Post collisional dyke magmatism in the Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 341-359.
- BECCALUVA L., GATTO G., GREGNANIN L. PICCIRILLO E. & SCOLARI A. (1979) - *Geochemistry and petrology of dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart, **6**: 321-339.
- BENCIOLINI N. & POLI S. (1993) - *The lower continental crust in the Tonale Nappe (Upper Austroalpine, Ullental): new petrological constrains*. Terra Nova Abstr. Suppl. **2**: p. 398.
- BERGER A. (1989) - *Petrographische und strukturelle Kartierung im mittleren Kirchbergtal (Südtirol Italien). Quarzgefüge Untersuchungen in Myloniten der Pejo-Linie*. Diplomarbeit, Univ. Göttingen.
- BERNOULLI D. & WINKLER W. (1990) - *Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terranes and paleotectonic implications*. Eclogae geol. Helv., **83**: 182-310.
- BERRA F. & JADOUF F. (1999) - *Stratigraphy, paleogeography and tectonic setting of the Norian succession of the Ortles nappe (Central Austroalpine, Lombardy, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **51**: 78-89.

- BERRA F. (1994) - *Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle Falde Ortles e Quaternals (Austroalpino superiore) in Lombardia*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Milano.
- BERRA F. (1995) - *Stratigraphic evolution of a Norian intraplateau basin recorded in the Quaternals Nappe (Austroalpine, Northern Italy) and paleogeographic implications*. *Eclogae geol. Helv.*, **33**: 501-528.
- BERRUTI G. (1992) - *Note preliminari sulla tettonica recente nell'Austroalpino tra le linee di Peio e del Mortirolo (Brescia, Lombardia)*. *Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia*, **28**: 5-31.
- BLANKENBURG F. VON & DAVIES J.H. (1995) - *Slab breakoff. A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. *Tectonics*, **14**: 120-131.
- BOCINI I. (2001) - *Caratterizzazione geochimica del magmatismo terziario delle Alpi orientali a nord del lineamento Periadriatico: implicazioni geodinamiche*. Tesi di Laurea, Università di Pisa.
- BOCKEMÜHL C. (1988) - *Der Marteller Granit (Südtirol, Italien): Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen*. Unpubl. Diss. Univ. Basel.
- BONANI A. (1994) - *Rilevamento geologico della zona tra Rumo e Proves*. Sottotesi di rilevamento inedita, Università di Padova.
- BONDI M., DE FRANCESCO A.M. & MORTEN L. (1992) - *Major elements, 3d transition elements, Cu and Sr geochemistry of peridotitic rocks within the Austroalpine crystalline basement, Nonsberg Area*. IGCP No 276, Newsletter, **5**: Siena 1992.
- BONSIGNORE G., BORGO A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R., POZZI R., RAGNI U. & SCHIAVINATO G. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia*. Foglio n. 8 "Bormio" alla scala 1:100.000, Servizio Geologico Nazionale, Roma.
- BRAGA R., BARGOSI G.M., MAIR V., MAROCCHI M., SAPIENZA G.T. & BONDI M. (2007) - *Garnet peridotites, pyroxenites and migmatites from the Ulten Zone: a tribute to Lauro Morten*. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **153**: 243-261.
- BRENNEIS R. (1971) - *Zur Geochemie und Genese der Ultramafit im Bergzug südlich des Ultentalles Südtirol*. Dissertation, Universität des Saarlandes, Saarbrücken. Mem.
- BRIGO L. & GREGANIN A. (1980/1) - *Relazione geologica e considerazioni tecnico-economiche sulle cave di marmo di Lasa*. Rapporto interno, Milano, 70 pp.
- BRUECKNER H.K. (2000) - *Sinking intrusion model for the emplacement of garnet-bearing peridotites into continent collision orogens (Italy)*. *Geology*, **26**: 631-634.
- BURCKHARDT G. (1968) - *Il Giacimento di magnesite dello Zumpenell (Ortles - Alto Adige)*. *Atti Smp. Int. Giac. Min. Alpi, Trento (1966)*, **2**: 529-544.
- BURRI C. & NIGGLI P. (1949) - *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. Band **2**: 1-206. Verl. Schweizer Spiegel, Zürich.
- CADISCH J. (1931) - *Zur Geologie der Schweizer Mineral- und Thermalquellen*.
- CAMPANA R. (1995) - *Evoluzione del sistema Gabbri-Anfiboliti di Cima Mezzana (Falda del Tonale - Alpi Orientali)*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Padova.
- CANALE N. (1982) - *Studio Geologico di un settore dell'alta Val di Rabbi (Trentino occidentale)* - Tesi di Laurea inedita, Università di Padova
- CANALE N. (1987) - *Evoluzione metamorfica nelle Austridi della regione M. Ortles-Cevedale-C. Peder-C. Gioveretto, con particolare riguardo alle anfiboliti (Trentino-Alto Adige)*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Padova.
- CAPORALI A., BRAITENBERG C. & MASSIRONI M. (2005) - *Geodetic and hydrological aspects of the Merano earthquake of 17 July 2001*. *J. of Geodynamics*, **39**: 317-336.

- CARON M., DOSSEGGER R., STEIGER R. & TRÜMPY R. (1982) - *Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark Graubünden)*. *Eclogae geol. Helv.*, **75**: 159-169.
- CASOLINI F. (1986) - *Rilevamento petrologico e studio petrografico di metamorfiti di medio-alto grado della Val di Bresimo (Alta Val di Non, Trento)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Bologna.
- CASTELLARIN A. & FERRARI A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. *Giorn. Geol.*, **38**: 11-212.
- CASTELLARIN A., MORTEN L. & BARGOSSO G.M. (1976) - *Conglomerati di conoide sottomarina nel Flysch insubrico di Malè e Rumo (Trento)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 513-525.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretacico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95** (1976): 501-511.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. *Journal of Geodynamics*, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the Apennines*. *Annales Tectonicae*, **6**: 62-94.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S., MONTRESOR L., RIGATTI G., PROSSER G., BOLLETTINARI G., PELLEGRINI G.B., CARTON A. & NARDIN M. (2005) - *Note Illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1.50.000 foglio 059 Tione di Trento*. Provincia Autonoma di Trento; stampa Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria*. Tav. 3 dell' "Atlante fisico-economica d'Italia" a cura di G. DAINELLI, T.C.I., Milano.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani*. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. di Padova*, **23**: 131 pp.
- CASTIGLIONI G.B. (1985) - *Appunti sulla Geomorfologia dell'alta Val Martello*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **8**: 208-209.
- CELICO P. (1986) - *Prospezioni idrogeologiche - Vol. I*. Liguore Editore, 736 pp., Napoli.
- CERONI G. (1982) - *Studio geologico del versante sinistro dell'alta Val de la Mare*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, CNR (1962) - *Catasto dei ghiacciai Italiani. Ghiacciai delle Tre Venezie escluso Ortles Cevedale*. **4**, Torino.
- CONTI P. (1995) - *La Falda dell'Ortles: struttura interna e suo ruolo nell'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Prov. Sondrio, Bolzano e Cantone dei Grigioni)*. Tesi di Dottorato, Università di Basilea.
- CONTI P. (1997) - *La Falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **53**: 1- 97.
- CONTI P., MANATSCHAL G. & PFISTER M. (1994) - *Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappes (Eastern Alps, Italy)*. *Eclogae geol. Helv.*, **87**: 63-90.
- CORNELIUS H.P. & FURLANI CORNELIUS M. (1930) - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonale s. Denksch. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturwiss. Kl.* **102**: 207-301, Wien 1930.
- DAL PIAZ G. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. *Atti Acc. Sci. Veneto-Trentino-Istriana*, **17**: 1-7.
- DAL PIAZ G.B. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **10**: 245 pp.

- DAL PIAZ GB. (1936) - *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale.* Atti R. Acc. Sci. Torino, **71**: 1-29.
- DAL PIAZ GB. (1942) - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce.* Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina, **10**: 177-360.
- DAL PIAZ GB. (1956) - *Carta geologica delle tre Venezie, 1:100.000, Bolzano F.10,* Ufficio Idrografico del magistrato alle Acque di Venezia.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1980) - *I porfiroidi della Valle dei Forni, Falda dell'Ortles, Austroalpino Superiore* Rend. Soc. Geol. It., **3**: 17-20.
- DAL PIAZ G.V. & VENTURELLI G.P. (1985) - *Brevi riflessioni sul magmatismo postofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi.* In G.V. DAL PIAZ (Ed): *Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi.* Soc. Geol. It., **26**: 5-19.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S. & VENTURELLI G.P. (1988) - *Post-collisional Magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy).* Jb. Geol. B. A., **131**: 533-551.
- DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1994) - *Some remarks on evolution of the Alpine lithosphere. Proceeding Symp. CROP Alpi Centrali, Sondrio.* 1993, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, **2**: 91-99.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1998) - *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting mesozoico.* Mem. Soc. Geol. It., **53**: 43-62.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., MARTIN S., SELLI L., CARTON A., PELLEGRINI G. B., CASOLARI E., DAMINATO F., MONTRESOR L., PICOTTI V., PROSSER G., SANTULIANA E. & CANTELLI L. (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio n. 42 Malè.* Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico. APAT, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 143 pp.
- DANESE L. (1997) - *Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la linea delle Giudicarie, Braulio, Zembrù e Slingia.* Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- DEL MORO A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & VENTURELLI G.P. (1981) - *Dati radiometrici e geochimici preliminari su migmatiti Oligoceniche del settore meridionale del massiccio Ortles-Cevedale.* Rend. Soc. Geol. It., **4** (1981): 265-266.
- DEL MORO A., MARTIN S. & PROSSER G. (1999) - *Migmatites of the Ulten zone (NE Italy), a record of melt transfer in deep crust.* J. Petrology, **40**: 275-283.
- DEL MORO A., PROSSER G., MARTIN S. (1993) - *Cooling ages from the migmatite-granulite complex of the Austroalpine Ulten zone (Eastern Alps).* Terra Nova, **V**, 5 (Terra Abstracts, Abstract suppl. **4**): 8-9.
- DESIO A. (1967) - *I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale.* C.N.R. Comit. Glaciol. Ital., Tamburini Ed., Torino, 874 pp.
- DÖSSEGGER R. & MÜLLER W. (1976) - *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung.* Eclogae geol. Helv., **69**: 229-238.
- DÖSSEGGER R., FURRER H. & MÜLLER W. (1982) - *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung. Teil 2.* Eclogae geol. Helv., **75**: 303-330.
- EBERT M., MAIR V., TESSADRI R., HOFFMANN P. & ORTNER H.M. (2000) - *Total reflection X-ray fluorescence analysis (TXRF) of geological microsamples.* Spectrochim Acta Part B, **55**: 205-212.
- EXEL R. (1987) - *Guida mineralogica del Trentino e del Sudtirolo.* Athesia, Bolzano, 205 pp.
- EXNER C. (1976) - *Die geologische Position der Migmatite des periadriatischen Lineamentes.* Verh. Geol. B.-A., 1976, **2**: 3-64.
- FACCI G. (2002) - *Rilevamento geologico della Valle Montechiesa (Alto Adige).* Sottotesi di Laurea. Università di Padova.

- FELLIN M.G. (1999) - *Rilevamento geomorfologico dell'alta Val di Bresimo (Gruppo Ortles - Cevedale)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- FELLIN M.G., MARTIN S. & MASSIRONI M. (2002) - *Polyphase Tertiary kinematics and Quaternary fault reactivation in the central-eastern Alps (Western Trentino)*, *J. of Geodynamics*, **33**: 307-323.
- FERREIRO MAHLMANN R., PETSCHIK R. & KRUMM H. (1991) - *Diagenesis to low grade metamorphism in Tyrol, Austria and Switzerland: new maps*. *Terra abstr.*, **3**: 105.
- FERRETTI-TORRICELLI F. (1982) - *Studio geologico del versante destro dell'alta Val de la Mare*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- FERRETTI-TORRICELLI F. (1987) - *Evoluzione metamorfica delle Austridi della regione M. Cevedale-C.ma Peder - C.ma Gioveretto, con particolare riguardo alle metapeliti (Trentino Alto Adige)*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Padova.
- FOLIE K. (1984) - *Die Mineralien Südtirols und des Trentino*. Verlag Tappeiner, Lana bei Meran: 200 pp.
- FRANK S.M. (1986) - *Die Raiblgrupp und ihr Liegendes im Oberostalpin, Graubündens*. *Mitteilungen Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zürich*, **269**: 1-239.
- FROITZHEIM N. (1988) - *Synsedimentary and synorogenic normal faults within a thrust sheet of the Eastern Alps (Ortler Zone, Graubünden, Switzerland)*. *Eclogae geol. Helv.*, **81**: 593-610.
- FROITZHEIM N. & EBERLI G.P. (1990) - *Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **102**: 1297-1308.
- FROITZHEIM N. & MANATSCHAL G. (1996) - *Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland)*. *GSA Bull.*, **108-9**: 1120-1133.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994) - *Repeated changes from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden*. *Eclogae Geol. Helv.*, **87**: 559-612.
- FUCHS H.W. (1988) - *Die transversalen Erzgänge im Gefolge der hercynischen Granitintrusionen in Südtirol*. *Arch. F. Lagerst.forsch. Geol. B.A.*, **9**: 19-32.
- FUGANTI A. (1998) - *Active tectonics and carbon dioxide rich mineral waters at Peio-Rabbi (Trento) and adjoining areas*. *Mem. Sci. Geol.*, **50**: p. 91.
- FUGANTI A., MORTEANI G., DE FRANCESCO F. & PREINFALK C. (1996) - *Tettonica attiva ed acque minerali ricche di anidride carbonica a Peio (Trento) ed aree limitrofe*. *St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol.*, **73**: 135-166.
- FÜRNER H. (1985) - *Field workshop on Triassic and Jurassic Sediments in the eastern Alps of Switzerland, Guide Book*. *Mitteilungen aus dem Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zürich, Neue Folge*, **248**: 1-82.
- GARTNER A. & MAIR V. (1994) - *Granatfundstellen in Südtirol*. *Der Stoansuacher*, **8/1**: 30-32.
- GASSER G. (1913) - *Die Mineralien Tirols, einschließlich Vorarlbergs und der hohen Tauern*. *Verl. der Wagner'schen K. K. Universitätsbuchhandlung, Innsbruck*, 545 pp.
- GASPARI D. (1993) - *Studio geologico-strutturale e geologico-tecnico della bassa Val del Monte e della Val Comasine*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976) - *The andesitic magmatism in the South-Western Tyrol and its geodynamic significance*. *Geol. Rundschau Stuttgart*, **65**: 691-700.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976) - *Le manifestazioni andesitiche polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino*. *Studi Trentini di Sci. Nat.*, **53**: 21-47.

- GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA I.M. (2000) - *Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the steep belt of the central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series)*. *Geodyn. Acta*, **13**: 149-167.
- GEBAUER D. & GRUNENFERLD M. (1979) - *U-Pb zircon dating of mafic and ultramafic rocks*. Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus, 215-218.
- GELATI R. (1966) - *Stratigrafia della Falda di Languard in Valle di Federia (Livigno - Alpi Retiche)*. *Riv. It. Pal.*, **72**: 321-341.
- GELATI R. & ALLASINAZ A. (1964) - *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina*. *Riv. It. Pal.*, **70**: 15-63.
- GIADA M. & ZANON G. (1985) - *Modificazioni volumetriche sul Ghiacciaio del Caresèr (Alpi Centrali, Gruppo Ortles-Cevedale) tra il 1967 e il 1980*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **8**: 10-13.
- GIADA M. & ZANON G. (1991) - *Variazioni di livello e volumetriche sulla Vedretta del Caresèr (Gruppo Ortles-Cevedale) tra il 1980 e il 1990*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **14**: 221-228.
- GODARD G. & MARTIN S. (2000) - *Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps*. *J. of Geodynamics*, **30**: 117-145.
- GODARD G., MARTIN S., PROSSER G., KIENAST G. & MORTEN L. (1996) - *Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, Eastern Austroalpine system*. *Tectonophysics*, **259**: 313-341.
- GRAMACCIOLI C.M. (1978) - *Die Mineralien der Alpen, Band 1 und Band 2*. Franckh'sche Verlags-handlung W. KELLER & Co., Stuttgart, 503 pp.
- GRAUERT B. & SOPTRAJANOVA G. (1972) - *U-Pb and Rb-Sr isotopic analyses on minerals of a pegmatite and its country rock from the Val Martello, Italian Alps: Year book - Carnegie Institution of Washington*, **71**: 305-307.
- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the western Italian Tyrol*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **36**: 49-64.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969) - *Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammittiche: evoluzione degli scisti austriatici affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige)*. *Mem. Mus. Trid. Sc. Nat.*, **18**: 1-56.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972a) - *Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austriatici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **28**: 1-55.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972b) - *Hercynian metamorphism in the Austriatic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**: 241-255.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1986) - *Ricerche geomorfologiche nell'alta Val di Peio (Gruppo del Cevedale)*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **9**: 137-191.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1987) - *Nuovi dati per lo studio dei rock-glaciers del Gruppo Ortles-Cevedale (Alpi)*. *Rivista Geografica Italiana*, **94**: 425-450.
- HAMMER W. (1889) - *Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultental*. *Z. Naturwiss.*, **72**: 1-48.
- HAMMER W. (1902) - *Die kristallinen Alpen des Ultenthales. I. Das Gebirge Südlich der Faltschauer*. *Jb.d. K. K. Geol. Reichsanstalt*, **52**: 105-134.
- HAMMER W. (1903a) - *Über die Pegmatite der Ortler Alpen*. *Verh. geol. Reichsanst.*, Wien 1903, 345-361.

- HAMMER W. (1903b) - *Porphyrite und Diorit aus den Ultentaler Alpen*. Jahrb. Geol. Reichsanst., **53**: 65-90.
- HAMMER W. (1905) - *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jahrb. geol. Reichsanst., **55**: 1-26, Wien 1905.
- HAMMER W. (1906) - *Geologische Beschreibung der Laasergruppe*. Jahrb. Geol. Reichsanst., **56**: 405-494.
- HAMMER W. (1908a) - *Geologische spezialkarte, Blatt Bormio und Passo Tonale und Erläuterungen*. Geol. Reichsanst., Wien.
- HAMMER W. (1908b) - *Die Ortlergruppe und der Ciavallatschkamm*. Jahrb. Geol. Reichsanst., **58**: 79-196.
- HAMMER W. (1912) - *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Österr. - Ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75.000, Blatt Glurns und Ortler*.
- HAMMER W. (1938) - *Bemerkungen zu STAUBS R. "Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler"*. Verhand. Geol. Bundesanst., 227-237, Wien 1938.
- HAMMER W. & TRENER G.B. (1908) - *Geologische Spezialkarte der Österr. - Ungar. Monarchie 1:75.000, SW-Gr. n. 78, Bormio und Passo del Tonale*. Geol. Reichsanst.
- HAUZENBERGER C.A. & HÖLLER W. (1992) - *Metamorphosebedingungen der Paragneise, Ortogneise und Amphibolite des Ultental Kristallins*. Abstracts Min. Pet. 1992. Mitt. Österr. Miner. Ges., **137**: 151-153.
- HAUZENBERGER C.A., HÖLLER W. & HOINKES G. (1996) - *Transition from eclogite to amphibolite-facies metamorphism in the Austroalpine Ulten zone*. Mineralogy and Petrology, **58**: 111-130.
- HAUZENBERGER C.A., HÖLLER W., HOINKES G., THÖNI M. & KLÖZLI U. (1993) - *Metamorphic evolution of the Austroalpine basement in the Nonsberg area, Ultental (Val d'Ultimo), Southern Tyrol*. Terra Nova, **5** (Terra Abstracts Suppl. **4**): 11-12.
- HEINRICH C. (1993) - *Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete*. Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, **40**: 1-206.
- HEMMERICH M. (1976) - *Der Aplitgranit des Martell-Tales und sein geologischer Rahmen*. Unveröff. Diplomarbeit, München, 153 pp.
- HERZBERG C., RICCIO L., CHIESA S., FORNONI A., GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1977) - *Petrogenetic evolution of a spinel-garnet-lherzolite in the Austridic Crystalline Basement from Val Clapa (Alto Adige, northeastern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **30**: 3-28.
- HESS W. (1953) - *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münsteratl und der Valle di Fraele (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., **46**: 39-142.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1983) - *Neue geochronologische und geothermobarometrische Daten zum Ablauf und zur Verbreitung der kretazischen Metamorphose im Ötztalkristallin*. Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt **15**: 73-83, Leoben.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1987) - *New Findings of Eclogites within the Eoalpine Amphibolite grade Area of the Ötztal Basement*. Terra Cognita, **7**: 96.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1993) - *Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units*. In: VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (Eds.), "Pre Mesozoic Geology in the Alps". Springer Verlag, Berlin, 485-494.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1982) - *Zur Abgrenzung der kretazischen Amphibolitfazies im südlichen Ötztal-Kristallin*. Jber.1981 Hochschulschwerpunkt **15**: 87-91, Leoben.

- HOCHLEITNER R. (1989) - *Mineralfundstellen im Land Tirol*. Christian Weise Verlag, München, 128 pp.
- HÖLLER W. (1993) - *Petrologische untersuchungen zur metamorphoseentwicklung des Ultentalkristallins*. Thesis (unpublished), Universität Graz.
- HÖLLER W. & HAUZENBERGER C.A. (1992) - *Metamorphosebedingungen der Paragneise, Orthogneise und Amphibolite des Ultental-Kristallins*. Mitt. Österr. Min. Gessellschaft, **137**: 151-153.
- HÖLLER W. & HOINKES G. (1996) - *Fluid evolution during high-pressure partial melting in the Austroalpine Ulten zone, northern Italy*. Mineralogy and Petrology, **58**: 131-144.
- ISSER M. (1988) - *Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart*. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch **36**: Wien, 224-324.
- ITALIAN IGCP 20 GROUP (Ed.) (1986) - *Permian and permian-Triassic boundary in the Southalpine segment of the western Tethys*. Field Guide Book. Field Conference. SGI-IGCP 203 Project, July 1986, Pavia, 180 pp.
- KAGAMI H, ULMER P., HANSMANN W., OBERLI F., DITRICH W. & STEIGER R.H. (1991) - *Nd/Sr Isotopic characteristic of the Southern Adamello intrusives: implication for crustal versus mantle origin*. J. geophys. Res., **96/B9**: 14331-14346.
- KAPPELER U. (1938) - *Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin*. Mitt. Geol. Inst. Eidg. Hochschule und der Univ. Zürich, **117** pp.
- KELLERHALS P. (1965) - *Einige neue Beobachtungen zur Geologie der Ortlergruppe, des Vintschgaus und der südöstlichen Engadinerdolomiten*. Eclogae geol. Helv., **58**: 39-48.
- KLEBELSBERG R. (1935) - *Geologie von Tirol*. Verl. Gebr. Bornträger, Berlin.
- KÜRSMANN, H. & RICHTER, D.K. (1989) - *Zur Hochdiagenese in permotriadischen Sedimenten der südwestlichen Ostalpen*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**: 160-162.
- LAUBSCHER H.P. (1985) - *The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric Line*. Mem. Soc. Geol. It. (1983), **26**: 21-30.
- LAVEDER R. (2005) - *Caratterizzazione idrogeochimica delle acque sotterranee del territorio della Provincia di Trento*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze Ambientali. Università Cà Foscari di Venezia, Venezia.
- LAUBSCHER H.P. (1988) - *Material balance in alpine orogeny*. Geological Society American Bulletin, **100**: 1313-1328.
- LAUBSCHER H.P. (1991) - *The arc of the Western Alps today*. Eclogae Geol. Helv., **84**: 631-659.
- LAURENZI M.A., GODARD G. & MARTIN S. (2003) - *Zoned pseudotachylytes: do they record multiple events?* Nizza, Geophysical Research Abstracts, **5**.
- LAURENZI M.A., MARTIN S. & KIENAST J.R. (2002) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of scapolite: an example from the Ulen zone (NE Italy)*. 81 Riunione estiva della Società geologica italiana, Torino 10-12 settembre 2002, p. 206.
- LE MAITRE R.W., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE LE BAS M.J., SABINE P.A., SCHMID R., SORENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLLEY A.R. & ZANETTIN B. (1989) - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- LIEBENER L., & VORHAUSER J. (1852) - *Die Mineralien Tirols, nach ihrem eigenthümlichen Vorkommen in den verschiedenen Fundorten beschrieben*. Wagner'sche Buchhandlung Innsbruck, 303 pp.
- MAGAGNA A. (1999) - *Rilevamento geologico del settore nord-orientale della Val di Rabbi*. Sottotesi di Laurea. Università di Padova.

- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1991) - *Petrographie basaltischer und andesitischer Gänge im Ortlergebiet mit Charakterisierung der Einschlüsse*. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. Europ. J. Mineral., **3**: p. 178.
- MAIR V., TESSADRI R. & MIRWALD P.W. (1992) - *Untersuchungen an Vesuvianen und Fluor-Granaten aus kontaktmetamorphen Vorkommen des Marteller Granits /Südtirol*. Mitt. der Österr. Min. Ges., **137**: p. 170.
- MAIR V., RAUCH T., TESSADRI R. & MIRWALD P.W. (1993) - *Crystal-chemical and experimental study on coloured vesuvianites from Southern Tyrol*. Terra Abstracts, Supplement No 1 to Terra Nova, **5**: p. 495.
- MAIR V. (1994a) - *Der Granat. Mineralogie und Kristallographie dieser Mineralgruppe*. Der Stoansuacher, **8/1**: 12-16.
- MAIR V. (1994b) - *Der Königspitzpluton – ein Beispiel komplexer kalkalischer Intrusionen im Zuge des postkollisionalen, periadriatischen Vulkanismus*. Mitt. Österr. Min. Ges., **139**: 338-339.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1995) - *A study on a dike swarm related to the Königspitze (Gran Zebrù) Pluton, Ortler-Campo-Crystalline (Venosta Valley, South Tyrol): Implications on magma evolution and alteration processes*. Geol. Pal. Mitt. Ibk., **20**: 67-86.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1996) - *Geologie und Petrologie des Ortlerkristallins*. Exkursionsführer. Mitt. Österr. Min. Ges., **141**: 285-304.
- MAIR V. STINGL V., KROIS P. & KEIM L. (1996) - *Die Bedeutung andesitischer und dacitischer Gerölle im Unterinntaltertiär (Tirol, Österreich) und im Tertiär des Monte Parei (Dolomiten, Italien)*. N. Jb. Geol. Paläont.Mh., **199**: 369-394.
- MAIR V. (1998a) - *Petrologie, Geologie und Tektonik des Königspitzplutons und seiner Rahmengesteine, Nationalpark Stilfserjoch, Italien*. Unpubl. Diss. Universität Innsbruck, 1-184.
- MAIR V. (1998b) - *Petrology, geology and tectonic of the Königspitzpluton and the surrounding rocks (Nationalpark Stilfserjoch, Italien)*. Mitt. Österr. Min. Ges., **143**: 206-207.
- MAIR V. (1998c) - *Deformation and magmatism at the eastern end of the Zebrù line (Gran Zebrù-Cevedale area, Parco Nazionale dello Stelvio, Northern Italy): Evolution of the deep crust in the central and eastern alps*. Conference abstracts, 80.
- MAIR V. (1998d) - *Petrogenesis of the postcollisional oligocene Königspitz (Gran Zebrù) pluton (Western South Tyrol, Italy)*. Terra abstr., **10**: 37.
- MAIR V. (2002) - *Aspetti geologici della regione dell'Ortles*. In MAIR V., MÜLLER J.P. & REISIGL H. "Vivere al limite". Pubblicazioni del Parco Nazionale dello Stelvio, 12-50.
- MAIR V. (2005) - *Introduzione alla geologia dell'Alto Adige*. Ufficio geologia e Prove materiali, Provincia Autonoma di Bolzano-Alto-Adige, 1-80.
- MAIR V. & SCHUSTER R. (2003) - *New geochronological data from the Austroalpine Ortler Crystal-line in the Martell Valley (Southern Tyrol, Italy)*. Mitt. Österr. Min. Ges., **148**: 215-217.
- MAIR V., TROPPEL P. & PIBER A. (2003) - *The metamorphic evolution of the Ortler Crystalline*. Mitt. Österr. Min. Ges., **148**: 218-219.
- MAIR V., TROPPEL P. & SCHUSTER, R. (2006) - *The P-T-t evolution of the Ortler-Campo Crystalline (South-Tyrol/Italy)*. PANGEO 2006, Innsbruck University Press, 186-187.
- MAIR V., NOCKER C. & TROPPEL P. (2007) - *Das Ortler-Campo Kristallin in Südtirol*. Mitt. Österr. Min. Ges., **153**: 219-240.
- MARCATO E. (1995) - *Rilevamento geologico-strutturale del versante destro della media Val di Sole, Trentino occidentale: il basamento Austroalpino*. Tesi di Laurea, Università di Padova.

- MALARODA R. (1948) - *Morfologia e terreni quaternari nella zona ad oriente del Passo del Tonale, con particolare trattazione del morenico stadiale*. Mem. Museo Civico Storia Nat. Verona, **1**: 311-328, 1 carta.
- MARTIN S. & SANTINI L. (1989) - *Margarite in the Upper Austroalpine Basement (Western Trentino, Italy)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **69**: 99-106.
- MARTIN S. (1978) - *Studio geologico della Valle di Cedec*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- MARTIN S., BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. & BALESTRIERI M.L. (1998a) - *Neogenic kinematics of the Giudicarie fault (Central-eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data*. Terra Nova, **10**: 217-221.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., SCHIAVO A., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998b) - *Evolution of the deep crust at the junction Austroalpine/Southalpine: The Tonale Nappe* - Field trip. In: "Evolution of the deep crust in the Central and Eastern Alps" Atti del Congresso, Padova 5-7 Luglio 1998, Val di Non 8-12 Luglio 1998, 3-50.
- MARTIN S., LAURENZI M., DEL MORO A., SUSINI S. & CAMPANA R. (1998c) - *Geochronology of the Cima Mezzana metagabbro and surrounding gneisses (southwestern Ulten Unit, NE Italy)*. Mem. Sci. Geol., **50**: 86-88.
- MARTIN S., MORTEN L. & PROSSER G. (1993) - *Metamorphic and structural evolution of the Spl- to Grt-peridotites and surrounding basement rocks from the Nonsberg area*. In: MORTEN L. (ed), "Italian eclogites and related rocks". Accademia Nazionale delle Scienze, detta dei XL, scritti e documenti, XIII. Roma, 237-251.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) - *Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the Giudicarie Line (Northern Italy)*. Geol. Rundsch., **82**: 1013-1030.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1991) - *Alpine deformation along the Periadriatic lineament in the Italian Eastern Alps*. Annales Tectonicae, **5**: 118-140.
- MARTIN S. & PROSSER G. (1993) - *Pre-Alpine evolution of Upper Austroalpine units from Northwestern Trentino, Italy*. Terra Nova, **5/4**: 16.
- MARTIN S., PROSSER G., GODARD G., KIÉNAST J.R. & MORTEN L. (1994) - *Tectono-metamorphic evolution of the high-grade gneisses, kyanite-migmatites and spinel- to garnet-peridotites of the Ulten zone (Eastern Austroalpine, Italy)*. Period. Miner., **63**: 71-78.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie Belt (Central Eastern Alps, NE Italy)*. Annales Tectonicae, **10**: 60-79.
- MARTIN S. & RANALLI G. (2001) - *Palaeozoic ultramafic relics in the Adria crust: a record of subduction and exhumation of continental lithosphere*. (Abstract). European Union of Geosciences, EUG XI, Strasbourg.
- MARTIN S., FELLIN M.G., MASSIRONI M., SURIAN N., TOMMASI G. & COCCO S. (2005) - *Recent surface tectonics in a very old and deeply-exhumed basement: the Bresimo valley, Western Trentino*. In PASQUARÉ G., VENTURINI C. & GROPELLI G. "Mapping geology in Italy". APAT, SELCA, 274-278.
- MARTIN S., VIGANÒ A., GODARD G., LAURENZI M. & FELLIN M.G. (2007) - *Structural "old" records in young faults: a case study from Eastern Italian Alps*. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Vienna (Austria), April 2007.
- MARTINA E. (1960) - *Osservazioni geologiche nella valle dell'Alpe di Trela (Alpi Retiche, Bormio)*. Boll. Serv. Geol. It., **78**: 479-495.
- MENDUM J.R. (1976) - *The structural and metamorphic geology of the Tonale Pass area, northern Italy*. PhD Univ. Edinburgh, 269 pp.

- MINGUZZI C. (1940) - *Ricerche petrografiche sopra alcuni lamprofiri, porfiriti e dioriti della Val d'Ultimo*. Studi Trentini, Sci. Nat. , **21**: 46 pp.
- MORTEN L. (1974) - *La tonalite della Valle di Rivi (Rumo)*. Min. Petrogr. Acta, **20**: 79-90.
- MORTEN L., BARGOSSO G.M. & LANDINI BARGOSSO F. (1976/1977) - *Notizie preliminari sulle metamorfiti della Val di Rumo, Val di Non, Trento*. Miner. Petrogr. Acta, **21**: 137-144, Bologna.
- MORTEN L. & OBATA M. (1990) - *Rare earth abundances in the eastern Alpine peridotites, Nonsberg area, Northern Italy*. European Journal of Mineralogy, **2**: 643-653.
- MONTRESOR L. & MARTIN S. (2008) - *Carta geologica della Provincia Autonoma di Trento scala 1:25.000 con note illustrative Tavola 25 III Rabbi*. Provincia Autonoma di Trento. SELCA, Firenze.
- MÜLLER C. (1979) - *Geologische Neuaufnahme des oberen Martelltales (Provinz Bozen/ Italien)*. Unpubl. Diplomarbeit München, 181 pp.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotope dating of deformation using microsampling techniques: The evolution of the Periadriatic fault system (Alps)*. Dissertation, Swiss Federal Institute of Technology, n. 12580 Zurich, 135 pp.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system (Alps)*. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **90**: 623-653.
- MÜLLER W., KELLEY S.P., MANCKTELOW N., MEIER M., OBERLI F. & VILLA I. (1997b) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system*. Abstract 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, **4**: 138 pp.
- NEUBAUER F., DALLMAYER R.D., DUNKL I. & SCHIRNIK D. (1995) - *Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor*. Tectonophysics, **242**: 79-98.
- NIMIS P. & MORTEN L. (2000) - *P-T evolution of "crustal" garnet peridotites and included pyroxenites from the Nonsberg area (Upper Austroalpine), NE Italy: from the wedge to the slab*. J. Geodynamics, **30**: 93-115.
- NOCKER C. (2007) - *Petrologie und Strukturgeologie des Ortler-Campo-Kristallins im Bereich der Jennwand, Laas (Südtirol, Italien)*. Unpubl. diploma thesis, University of Innsbruck.: 115pp.
- NOCKER C., TROPPEL P. & MAIR V. (2003) - *Marbles as petrographic indicators of increasing Eoalpine metamorphic grade in the Ortler Crystalline*. Min. Ges., **148**: 244-246.
- NOCKER C., MAIR V. & TROPPEL P. (2006) - *Petrographic and structural investigations of the Laas Unit in the area of the Jennwand (South-Tyrol/Italy)*. PANGEO 2006, Innsbruck University Press, 219-220.
- NTAFLOS TH. & RICHTER W. (1992) - *Geochemische Prozesse in den Ultramafititen aus dem Ultental*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **137**: 178-181.
- NTAFLOS TH. & THÖNI M. (1994) - *Evolution of uppermantle beneath Bohemian Massive, Lower Austria and beneath Austroalpine Basement in Ultental, Northern Italy S47-GEO Pre-Alpine crust in Austria*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**: 99-101.
- OBATA M. & MORTEN L. (1987) - *Transformation of spinell-lherzolite to garnet lherzolite in ultramafic lenses of the Austridic crystalline Complex, Northern Italy*. Journ. Petrol., **28**: 599-623.
- PAREA G.C. (1960) - *Eskers e kames alla fronte della Vedretta Lunga in Val Martello (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Rivista Geografica Italiana, **67**: 451-456.
- PAYER J. (1872) - *Die Centralen Ortler Alpen (Gebiete: Martell, Laas und Saent)*. Peterm. Geogr., Mitteil. Ergänzungseft, **31**: Karte 1:56.000 Gotha.

- PENK A. & BRUCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Ed. Tauchnitz, Lipsia.
- PENZO F. (1996) - *Studio geologico strutturale della Serie d'Ultimo tra Proves e S. Valburga (Gruppo delle Maddalene) ed evoluzione neogenica del sistema Austroalpino-Sudalpino*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- PETRINI R. & MORTEN L. (1993) - *Nd-isotopic evidence of enriched lithospheric domains: An example from the Nonsberg Area, Eastern Alps*. Terra Abstracts, **5**: 19-20.
- POZZI R. (1965) - *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. Eclogae geol. Helv., **58**: 21-38.
- POZZI R. & GIORCELLI A. (1959) - *Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpi Retiche)*. Boll. Serv. Geol. It., **81**: 1-72.
- PROSSER G. (1990) - *Evoluzione e significato delle strutture tettoniche appartenenti al sistema della Linea delle Giudicarie Nord*. Tesi di Dottorato, Università di Padova.
- PROSSER G. (1992) - *Analisi strutturale e cinematica lungo la Linea delle Giudicarie nord tra la Val di Sole e la Val di Non (Trentino Occidentale)*. Studi Trent. Sci. Nat., **67**: 87-115.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: The North Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, Northern Italy)*. J. of Geodynamics, **30**: 229-250.
- PURTSCHELLER F. & RAMMLMAIR D. (1982) - *Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex*. Tschermarks Mineral. Petrol. Mitt., **29**: 205-221.
- PURTSCHELLER F. & MOGESSIE A. (1988) - *Dikes from Ortler, Sarntal Alps and Brixen Granite: Mineralogy, Chemical Composition and Petrogenesis*. Mineral. Petrol., **38**: 17-35.
- PURTSCHELLER F., HAAS R., HOINKERS G., MOGESSIE A., TESSADRI R. & VELTMAN C. (1987) - *Eoalpine Metamorphism in the Crystalline Basement*. In H.W. FAUPL P. (Eds), "Geodynamics of Eastern Alps". Deuticke, Wien, 185-190.
- RACZKOWSKI W. (1997) - *Rock glaciers in the Martello Valley (Ortles-Cevedale Massif, Italian Alps)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Suppl. III, Tomo **1**: p. 322. (abstract).
- RAMPONE E. & MORTEN L. (2001) - *Records of crustal metasomatism in the garnet peridotites of the Ulten Zone (Upper Austroalpine, Eastern Alps)*. J. of Petr., **42**: 207-219.
- RANALLI G., MARTIN S. & MAHATSENTE R. (2005) - *Continental subduction and exhumation: an example from the Ulten Unit, Tonale nappe, Eastern Austroalpine*. In GAPAIS D., BRUN J.P. & COBBOLD P.R. (Eds) «Deformation, Rheology and Tectonics», Geol. Soc. Lond., Spec. Pubbl., **243**: 159-174.
- RATSCHBACHER L.W., FRISCH H., LINZER G. & MERLE O. (1991) - *Lateral extrusion in the eastern Alps, 2, Structural analysis*. Tectonics, **10**: 257-271.
- RICCIO A. (1999) - *Analisi geomorfologica dei conoidi alluvionali in area alpina (Trentino nord-occidentale)*. Tesi di dottorato, Università di Padova.
- RIELLO M. (1982) - *Studio geologico della dorsale Passo di Rabbi – Cima Sternai (Val di Rabbi – Val d'Ultimo)*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- ROST F. & BRENNIS P. (1978) - *Die Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer Geochemie, Genese und Retromorphose*. Tschemark's Mineral. Petrogr. Mitt., **25**: 257-286.
- SALOMON W. (1901) - *Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzb. k. preuss Akad. Wiss., **1**: 170-185.

- SANDER B. & HAMMER W. (1926) - *Note illustrative della carta geologica delle tre Venezie*. Foglio Merano. Uff. Idr. R. Mag. \Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANTINI L. & MARTIN S. (1988) - *Basamento cristallino e coperture sudalpine nella zona di Samoclevo (Val di Sole, Trentino Occidentale)*. Mem. Sci. Geol. Univ. Padova, **40**: 275-284.
- SATIR M. (1975) - *Die Entwicklungsgeschichte der westliche Hohen Tauern und der suedlichen Öztalmasse auf Grund radiometrischer Alterbestimmungen*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova.
- SCHLAGINTWEIT O. (1908) - *Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und S. Maria in Münstertal*. Z. Deutsch. Geol. Ges., **5**: 736-743.
- SCHMID S. (1973) - *Geologie des Umbrail gebiets*. Eclogae geol. Helv., **66**: 201-210.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinging Thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8** (4): 697-718.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jahrb. geol. Bundesanst., **86**: 115-149, Wien 1936.
- SCHWIENBACHER V. (2008) - *Petrologie und Geochronologie der Grünsee-Kontaktaureole im Ortler-Campo-Kristallin (Ultental, Südtirol, Italien)*. Unpubl. diploma thesis, University of Innsbruck, 89pp.
- SCHWIENBACHER V., TROPPEL P., WYHLIDAL S., MAIR V., HAEFEKER U. & KAINDL R. (2007) - *High-grade contact metamorphism in the southern Austroalpine: petrology of the Grünsee contact aureole in the Ortler-Campo Crystalline Complex (South-Tyrol, Italy)*. Mitt. Öst. Min. Ges., **153**.
- SCHWINNER R. (1912) - *Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen*. Mitteil. der Geol. Ges. Wien, **5**: 128-197.
- SECCHIERI F. (1985) - *Appunti sul glacialismo della Val Martello (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 205-207.
- SECCHIERI F. & VALENTINI P. (1985) - *Indagine glaciologica sulla Vedretta Alta e sulla Vedretta Occidentale di Ries (Alto Adige)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **8**: 137-143.
- SECCHIERI F. & VALENTINI P. (1992) - *I ghiacciai della Val d'Ultimo (Gruppo Ortles-Cevedale) ed il loro contributo agli apporti idrici dei sottostanti bacini*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 171-176.
- SEPPI R. (1999) - *Geomorfologia e storia glaciale dell'alta Valle di Saent (Valle di Rabbi, Gruppo Ortles Cevedale)*. St. Trent. Sci. Nat., Acta Geologica, **76**: 17-31.
- SEPPI R., BARONI C. & SMIRAGLIA C. (1999) - *Geomorfologia e storia glaciale dell'alta Valle di Saent (Valle di Rabbi, Gruppo Ortles Cevedale)*. VIII Convegno Glaciologico Italiano, Bormio, 9-12 settembre 1999, 121-122.
- SERVIZIO BACINI MONTANI P.A.T (2002) - *La difesa del territorio montano fra tradizione ed innovazione. I° Bilancio sociale di un anno di lavoro*. Provincia Autonoma di Trento, Assessorato all'Agricoltura e Montagna, Trento, 2002.
- SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., NICHOLINCH R., REBEZ A. & SEMENZA E. (1987) - *Seismotectonic model of northeastern Italy: an approach*. In «Engineering geology problems in seismic areas», Geologia applicata e Idrogeologia, Bari.: 153-165
- STACHE G. (1876) - *Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes*. Verh. K.K. Geol. Reichsanst., **14**: 346-347.
- STACHE G. (1878) - *Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Bormio und Passo del Tonale*. Verhand. Geol. Reichsanst., 174-175.

- STACHE G. & JOHN C. (1879) - *Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. II. Das Cevedale-Gebiet aliis Hauptdistrict älterer dioritischer Porphyrite (Paläoporphyrite)*. Jahrb. Geol. Reichsanst., **2**: 317-404.
- STACHE G. (1879) - *Die Eruptivgesteine des Cevedale-Gebietes*. Verh. K. K. Geol. Reichsanst., **3**: 66-70.
- STAUB R. (1921) - *Tektonische Karte der südöstlichen Schweiz Alpen*. 1:250.000, Ed. A. Franke.
- STAUB R. (1922) - *Profile durch die westlichen Ostalpen. 1:150.000, II Hälfte. Geologie der Schweiz*, A. heim, tavv. 35, Leipzig.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz., N.F., (s. 2A), **52**: 1-272 + tectonic map 1:1.000.000.
- STAUB R. (1926) - *Tektonische Karte der Alpen in 1:1.000.000*. Geol. Spezialkarte u.105A (1923); Längsprofile u.105C (1926).
- SUSINI S. (1994) - *Studio geologico-strutturale della Serie d'Ultimo tra la Val di Sole e la Val Cerenca (Trentino occidentale)*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- SUSINI S. & MARTIN S. (1996) - *Microstrutture nelle peridotiti della Serie d'Ultimo (Austroalpino Superiore, Alpi Orientali)*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, serie spec., **4**: 47-63.
- TERMIER P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**: 939-941.
- TERMIER P. (1904) - *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. Bull. Soc. géol. France, **3**: 711-765.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline*. Bull. Soc. géol. France, **5**: 209-289.
- THÖNI M. (1980a) - *Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the southern Ötztal Mass and the Scharl Unit, based on K/Ar age determinations*. Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/27**: 139-165.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas*. Jahrb. geol. Bundesanst., **124**: 111-174.
- THÖNI M. (1983) - *The thermal climax of the early alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet*. Mem. Sc. Geol., **36**: 211-238.
- THÖNI M. (1986) - *The Rb/Sr thin slab isochron method - An unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? Evidence from the Austroalpine Basement Nappe, eastern Alps*. Mem. Sci. Geol., **38**: 283-352.
- THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 209-230.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1987) - *The Southern Ötztal basement: Geochronological and petrological consequences of Eoalpine metamorphic overprinting*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.), «*Geodynamics of the Eastern Alps*». Deuticke, Vienna, 200-213.
- THÖNI M. & JAGOUTZ (1993) - *Isotopic constraints for Eoalpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **73**: 177-189.
- TOLMANN A. (1987) - *Geodynamic concepts of the evolution of the Eastern Alps*. In FLÜGEL H.W. AND FAUPL P., (Eds.) «*Geodynamics of the Eastern Alps*». Vienna, Franz Deuticke, 361-378.
- TOMASI L. (1956) - *Studi petrografici dei filoni e contatti del Passo della Bottiglia (Gruppo dell'Ortler)*. Acta Geol. Alpina, **2**: 1-52.
- TREVISAN L. (1939) - *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**: 128 pp.

- TROPPER P. & MAIR V. (2003) - *The formation of coexisting muscovite + paragonite + margarite during Eo-Alpine replacement of staurolite in Marteller micaschists from the Ortler Crystalline*. Mitt. Öst. Min. Ges., **148**: 303-304.
- TRUMPHY R. & HACCARD D. (1969) - *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France: Les Grisons*. CR Soc. Géol. France, **9**: 330-396.
- TRÜMPY R. (1980) - *Geology of Switzerland; a guide book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*. Wepf & Co., Basel, 104 pp.
- TUMIATI S. (2002) - *Le peridotiti a granato di Cima Vedetta Alta (Val d'Ultimo, Alto Adige)*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- TUMIATI S. & MARTIN S. (2003) - *Garnet-peridotite in the Italian Eastern Alps: 150 years of discoveries*. Memorie di Scienze Geologiche dell'Università di Padova, **55**: 31-46.
- TUMIATI S., THÖNI M., NIMIS P. & MARTIN S. (2003) - *Mantle-crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg-Ulten zone): geochronology and new petrological constraints*. Earth Planet. Sci. Lett., **210**: 509-526.
- TUMIATI S., GODARD G., MARTIN S., NIMIS P., MAIR V. & BOYER B. (2005) - *Dissakisite-(La) from the Ulten unit peridotite (Italian Eastern Alps): A new end-member of the epidote group*. American Mineralogist, **90**: 1177-1185.
- TUMIATI S., GODARD G., KLÖTSLI U. & MARTIN S. (2006) - *The metasomatic chloro-ferrokinnoshitalite-bearing amphibolite of Mt. Hochwart (Ulten zone, Eastern Alps, Italy) and its meaning in terms of crustal metamorphism on orogenic peridotites*. Lithos, **94**: 148-167.
- TURNER F.J. (1953) - *Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles*. American Journal of Sciences **251**: 276-298.
- ULMER P., CALLEGARI E. & SONDEREGGER U. (1985) - *Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith, (Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 171-222.
- ULMER P. (1986) - *Basische und ultrabasische Gesteine des Adamello (Prov. Brescia, und Trento, Norditalien)*. Ph.D. Thesis, diss ETH Nr 8105, Zürich, 241pp.
- USTASZEWSKI K. (1999) - *Eine stratigraphische Neubearbeitung der Triasvorkommen am Zumpnell und Übergrimm (Ortler Gruppe, Südtirol): Revision der tektonischen Position und Abschätzung des alpidischen Metamorphosegrades mittels IC und VR*. In: Hubmann B, Piller W.E. (eds) Abstracts zum 4. Österreichischen Sedimentologen-Workshop, 19. November 1999, Seewalchen (Österreich).
- USTASZEWSKI K. (2000) - *Stratigraphische und strukturegeologische Untersuchungen am Ostrand der Engadiner Dolomiten (Ortler Gruppe, Südtirol)* 1-102. Unpubl. diploma thesis, University of Innsbruck.
- VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M. & SCHREUS G.M.M. (1987) - *Structural Investigations along an E-W Cross section in the Southern Otztal Alps*. In FLÜGEL H.W., FAUPL P. (Eds), «Geodynamics of Eastern Alps». Deuticke, Wien, 214-225.
- VAN GOSEN (1989) - *Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in Southeast Austria*. Geol. Mag., 126, (1), 55-71 Verh. d. Naturfor. Gesellsch. in Base, I B.dLXII, 138-176.
- VENTURELLI G., THORPE R.S., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A. & POTTS P.J. (1984) - *Petrogenesis of calcalkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy*. Contrib. Min. Petr., **86**: 209-220.

- VIOLA G. (1995) - *Evoluzione del basamento Austroalpino della Zona d'Ultimo (Alto Adige sudorientale)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- VIOLA G. (2000) - *Kinematics and timing of the Periadriatic dault system in the Giudicarie region (central-eastern Alps)*. PhD. ETH Zürich, Diss. 13590.
- VIOLA G., MANCKTELOW N.S., SEWARD D., MEIER A. & MARTIN S. (2003). - *Pejo fault system: an example of multiple tectonic activity in the italian Eastern Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **115**: 515-532.
- WERLING E. (1992) - *Tonale - Pejo, und Judicarie Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden aber verschiedenartigen Verwerfungszonen*. Ph.D. Thesis ETH Zürich, 276 pp.
- ZAMBOTTI G. (1995a) - *Sovrascorrimenti e miloniti nell'Austroalpino della Valle di Pejo (Trentino NW)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- ZAMBOTTI G. (1995b) - *Rilevamento geologico di un settore della zona d'Ultimo in Val di Sole*. Tesina di Rilevamento, Università di Padova.
- ZARSKE G. (1988) - *Gefügekündliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungskinematik im Umgebungsbereich von Tonale und Judicarie Linie*. Göttinger Arb. Geol. Paleont., **38**: 143 pp.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG