

Provincia Autonoma di Trento Servizio Geologico



NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI TRENTO alla scala 1:25.000

tavola 25 III RABBI

a cura di Laura Montresor¹, Silvana Martin² © 2008 – Tutti i diritti riservati Giunta della Provincia Autonoma di Trento Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento

Revisione testo ed immagini: M. Balboni³, P. Trainotti³

Cartografia tratta dai rilievi originali alla scala 1:10.000, Foglio n. 025 "Rabbi", eseguiti nell'ambito della Convenzione con il Servizio Geologico d'Italia (Progetto CARG-PAT).

Responsabile del Progetto: S. Cocco³ (M. Nardin³, fino al 1997, L. Veronese³, fino al 1998)

Coordinatore Scientifico del Foglio: S. Martin²

Direttori di Rilevamento:

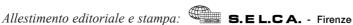
per il substrato V. Mair4 per i depositi quaternari G.B. Pellegrini⁵

Rilevatori: G. Fellin⁶, D. Gaspari¹, R. Lovat¹, V. Mair⁴, L. Montresor¹, F. Penzo⁷, G. Piccin¹, G. Piffer¹, N. Surian⁸

Responsabile dell'informatizzazione: G. Tommasi³ (fino al 2003)

Gruppo tecnico di supporto: M. Balboni³, C. Tomazzolli³, P. Trainotti³

- 1 Libero Professionista;
- 2 Dipartimento di Scienze Ambientali, Università dell'Insubria, Como;
- 3 Servizio Geologico Provincia Autonoma di Trento;
- 4 Servizio Geologico Provincia Autonoma di Bolzano;
- 5 Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica Università di Padova;
- 6 Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna;
- 7 Servizio Suolo e Verde Pubblico Comune di Venezia;
- 8 Dipartimento di Geografia, Università di Padova.



Editore: Provincia Autonoma di Trento

Montresor, Laura

Tavola 25 III Rabbi - Trento: Provincia autonoma di Trento. Giunta, 2008. - 1 kit (1 c. geogr., 1 v.); 22 cm. -(Carta geologica della Provincia di Trento : scala 1 : 25.000 : con note illustrative ; 25.3)

Tit. dal contenitore. - In testa al contenitore: Provincia autonoma di Trento. Servizio geologico ISBN 978-88-7702-212-7

- 1: Carta geologica / a cura di: L. Montresor; con la collaborazione scientifica di: S. Martin Scala 1: 25.000. 1 c. geogr.: color; 84x63 cm ripieg. a 21x14 cm
- 2: Note illustrative della carta geologica della Provincia di Trento alla scala 1:25.000 / a cura di Laura Montresor, Silvana Martin. - 112 p.: ill.; 21 cm.
- 1. Rabbi (Territorio) Carte geologiche I. Martin, Silvana II. Trento (Provincia). Servizio geologico 554.538 52

ISBN: 978-88-7702-212-7

INDICE

1 INTRODUZIONE pag.	7
2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO »	13
3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI »	15
3.1 AUSTROALPINO – BASAMENTO METAMORFICO»	15
3.1.1. - La Falda del Tonale»	17
3.1.1.1 Unità d'Ultimo»	19
3.1.1.2 Unità del Tonale»	19
3.1.2 La Falda Ortles-Campo	20
3.1.2.1 Scaglia di Zebrù»	22
3.1.2.2. - Unità di Lasa»	22
3.1.2.3. - Unità di Peio»	23
3.1.3 Magmatismo Pre-Alpino»	23
3.1.3.1 Magmatismo Pre-Varisico»	23
3.1.3.2 Magmatismo Tardo-Varisico	24
3.2 MAGMATISMO ALPINO PERIADRIATICO»	24
4 LA STORIA DEFORMATIVA»	27
4.1. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE EO-ALPINA»	27
4.2 LE FASI DEFORMATIVE TERZIARIE»	28
5 LITOSTRATIGRAFIA»	31
5.1 AUSTROALPINO – BASAMENTO METAMORFICO»	31
5.1.1. - La Falda del Tonale»	31
5.1.1.1. - Unità d'Ultimo»	31
5.1.1.1.1. - Paragneiss a granato e cianite (TUG)»	31
5.1.1.2. - Unità del Tonale	32
5.1.1.2.1. - Paragneiss a sillimanite (TTP)»	32
5.1.1.2.2. - Ortogneiss (TTO)	32
5.1.1.2.3. - <i>Marmi</i> (TTM)	33
5.1.2 La Falda Ortles - Campo	33
5.1.2.1. - Unità di Peio	33
5.1.2.1.1. - Micascisti e paragneiss a granato e staurolite (OMI) .»	33
5.1.2.1.2. - Micascisti a clorite e sericite (OME)»	34
5.1.2.1.3. - Micascisti a clorite e sericite con metamorfismo	
di contatto (OME ₃)»	36
5.1.2.1.4. - Quarziti (OQU)»	36
5.1.2.1.5. - Ortogneiss (OOG, OOG _b)	37

5.1.2.1.5.1. - Ortogneiss granodioritici (OOG _b)»	38
5.1.2.1.6. - Anfiboliti (OAF)	39
5.1.2.1.7. - Marmi (OMA)	41
5.2 MAGMATISMO TARDO-ALPINO»	41
5.2.1. - Apofisi e Plutoni (APF)»	41
5.2.1.1. - Apofisi della Pala della Donzella - Tof di Malé»	42
5.2.1.2. - Apofisi di Malga Prabon»	43
5.2.1.3. - Apofisi di località Cilvestrè	44
5.2.2. - FILONI ANDESITICI (fz)	44
6 SUCCESSIONI QUATERNARIE»	47
6.1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GENERALE»	47
6.2. - DEPOSITI ANTICHI»	48
6.2.1. - Depositi pertinenti all'ultima Grande Espansione Glaciale	
("LOCAL LAST GLACIAL MAXIMUM" L.L.G.M.)»	48
6.2.1.1. - Depositi glaciali»	48
6.2.1.2 Accumuli a grandi blocchi (rock glaciers)»	50
6.2.1.3. - Depositi di contatto glaciale»	51
6.2.1.4. - Depositi di frana»	52
6.3. - DEPOSITI RECENTI E ATTUALI»	52
6.3.1. - Depositi glaciali»	52
6.3.2. - Accumuli a grandi blocchi (<i>rock glaciers</i>)»	55
6.3.3 Depositi alluvionali»	55
6.3.4. - Depositi di versante»	57
6.3.5 Depositi palustri»	57
6.3.6. - Depositi di frana»	57
6.3.7. - Depositi da <i>debris flow</i>	59
6.4. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE	
(DGPV)»	61
6.5 CANALONI DI VALANGA»	65
7 TETTONICA E METAMORFISMO»	(5
7.1 EVOLUZIONE PRE-ALPINA»	65 65
7.1 EVOLUZIONE PRE-ALPINA	67
	67
7.2.1 METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA DEL TONALE	
7.2.2 METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA ORTLES-CAMPO	67 70
	70 70
7.3.1 LA FALDA DEL TONALE	
7.3.2 La Falda Ortles-Campo	70
7.4 LE FAGLIE ALPINE	73
7.4.1. - Zona di Faglia di Peio»	74

	»
7.4.3. - Zona di Faglia della Val Maleda	»
7.4.4 Zona di faglia del Rio Careser	»
7.5 TETTONICA FRAGILE	»
CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA	»
8.1. - SISMICITA'	»
8.2 IDROGEOLOGIA	»
8.2.1 Impianti Idroelettrici	»
8.2.2 Carta di Sintesi Geologica	»

1 - INTRODUZIONE

La Tavola 25 III SW "Rabbi" della Carta Geologica della Provincia Autonoma di Trento, alla scala 1:25.000, copre un'area completamente montuosa del Trentino nord-occidentale pari a 88.7 Km². Trae il suo nome dalla Val di Rabbi di cui comprende i segmenti settentrionale e intermedio (Fig. 1).

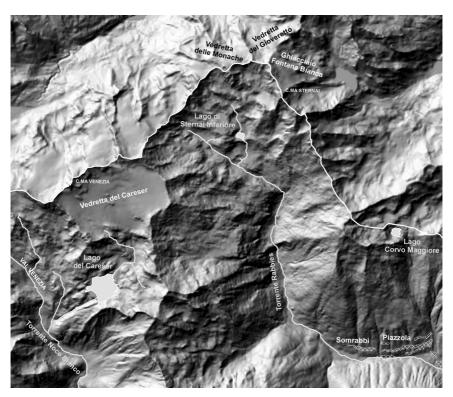


Fig. 1 - "Modello digitale del terreno" (D.T.M.) del Trentino occidentale con evidenziata l'area descritta nelle presenti note.

Dal punto di vista geografico, l'area comprende il settore sud-orientale del gruppo montuoso del Cevedale con la cima omonima (quota 3769 m) situata ad Ovest dell'area della Tavola in oggetto, il gruppo di Cima Venezia (quota 3371 m) e di Cima Sternai (quota 3443 m).

Dal punto di vista geologico, il territorio della Tavola Rabbi ricade entro il basamento cristallino austroalpino ed è attraversato da alcuni importanti lineamenti tettonici, alcuni dei quali sismogenici quali la faglia di Peio e la faglia del Rio Careser. L'assetto geologico dell'area considerata è stato determinato soprattutto dall'orogenesi alpina, quello geomorfologico dall'evoluzione dei ghiacciai nel corso del Pleistocene e dell'Olocene.

Le valli maggiori come l'alta Val di Rabbi e la Val Venezia sono orientate NW-SE mentre la Valle della Mare e il segmento intermedio della Val di Rabbi sono orientate in direzione Nord-Sud.

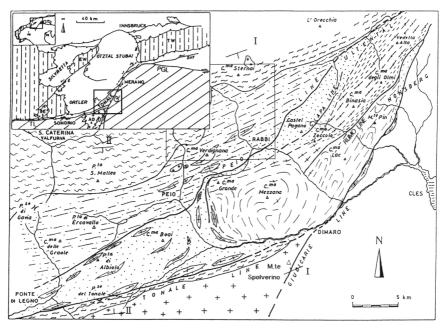


Fig. 2 - a) Carta Geologica schematica del Trentino occidentale (da Godard et alii, 1996). Sono indicati i plutoni della Pala della Donzella (vicino a Peio) e del Lago Verde (vicino a Cima Sternai). I – II = tracce dei profili geologici della fig. 2b. Il riquadro indica l'area della Tavola Rabbi. La legenda è rappresentata in Fig. 2c.

Legenda del riquadro regionale: EW: Finestra tettonica dell'Engadina, TW: Finestra tettonica dei Tauri, BE: Plutone di Bregaglia, AD: Batolite dell'Adamello, E: Linea dell'Engadina, S: Linea di Slingia, TL: Linea del Tonale, PL: Linea di Peio, GL: Linea delle Giudicarie, PGL: Linea della Val Pusteria-Gailtal, DAV: Linea Deferegger-Anterselva-Valles.

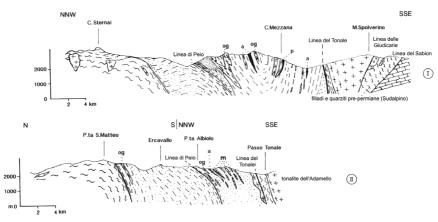


Fig. 2 - b) Profili geologici secondo Termier (1905), Amferer & Hammer (1911), Andreatta (1954) e Godard et alii (1996). a)= anfiboliti, m = marmi, og = ortogneiss, p = peridotiti (in Martin et alii, 1998a). La legenda è rappresentata in Fig. 2c.

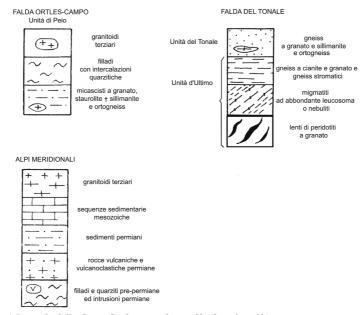


Fig. 2 - c) Legenda della Carta Geologica e dei profili (figg. 2a e 2b).

I nuovi rilevamenti hanno permesso di confermare il carattere unitario del metamorfismo varisico di medio grado nel basamento della Falda Ortles-Campo ("Micascisti di Mesozona", Andreatta, 1951a, b) (Fig. 2 a, b, c) e di caratterizzare l'Unità di Peio che affiora estesamente nella Tavola Rabbi.

La Tavola 1:25.000 "Rabbi" è stata rilevata tra il 1998 e il 2002 nell'ambito del Progetto CARG-PAT 1996 (Accordo di Programma del 13.11.1996 tra la Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico e la Provincia Autonoma di Trento) sotto la direzione di L. Veronese e S. Cocco ed il coordinamento scientifico di S. Martin. Il rilevamento geologico è stato svolto da L. Montresor e N. Surian con la collaborazione di D. Gaspari, F. Penzo e G. Piccin e coordinato da G.B. Pellegrini per quanto riguarda il rilevamento delle forme e dei depositi quaternari.

Il rilevamento è stato effettuato utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Provinciale (CTP) alla scala 1:10.000. La carta degli affioramenti, è stata omogenenizzata, informatizzata e riportata sulla base topografica I.G.M. alla scala 1:25.000 a cura del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.).

Queste note illustrative tengono conto dei contributi contenuti nelle Note Illustrative del Foglio n. 25 alla scala 1:50.000 "Rabbi" della Carta Geologica d'Italia (in preparazione).

L'elaborazione della Tavola Rabbi è basata su criteri tettono-metamorfici, più idonei a rappresentare dal punto di vista strutturale e metamorfico le unità geologiche cristalline. Nel corso del lavoro di rilevamento e analisi cartografica delle unità di basamento e copertura che costituiscono il Sistema austroalpino delle Alpi Orientali si è tenuto conto soprattutto dell'assetto strutturale alpino. Si è quindi preferito mantenere distinte le unità di basamento che hanno seguito traiettorie metamorfiche diverse nel corso dell'orogenesi alpina, benchè derivassero dallo stesso livello crostale pre-alpino (es., Unità di Peio e di Lasa).

Il rilevamento ha evidenziato nel settore SE della Tavola la presenza di unità paleozoiche (Falda del Tonale) di alto grado con associazioni mineralogiche relitte di alta/altissima pressione (migmatiti a cianite, eclogiti e peridotiti a granato), indenni dalla storia alpina. Queste unità sono state descritte utilizzando il criterio tettono-metamorfico, tenendo conto della rielaborazione metamorfica operata dall'orogenesi tardo paleozoica (Varisica) precedentemente a quella cretacico-eocenica (Alpina).

Un contributo importante alla caratterizzazione metamorfica del basamento è stato dato da A. Del Moro (datazioni Rb-Sr) e M. Laurenzi (datazioni Ar-Ar) del Laboratorio C.N.R. di Pisa.

L'analisi dei sistemi di faglia e frattura neo-alpini e recenti sono state effettuate tramite telerilevamento e analisi comparate di foto aeree da M. Massironi e C. Squarzoni, la datazione delle faglie tramite l'applicazione delle tracce di fissione su

apatite da G. Viola presso il Politecnico Federale di Zurigo e da G. Bigazzi presso il Laboratorio C.N.R. di Pisa; l'analisi Ar-Ar su vene di pseudotachiliti associate alle faglie alpine è stata eseguita da M. Laurenzi del Laboratorio C.N.R. di Pisa.

Le successioni quaternarie sono state cartografate con accuratezza, seguendo criteri litomorfogenetici. E' stata cartografata la geomorfologia e sono stati distinti depositi antichi e depositi attuali /recenti (si veda il capitolo relativo).

L'analisi e la valutazione della sismicità regionale è stata a cura del personale del Servizio Geologico di Trento (L. Veronese); la caratterizzazione delle numerose sorgenti minerali distribuite lungo la faglia di Peio è basata su dati geochimici prodotti con la collaborazione di F. Quattrocchi e M. Calcara (Istituto Nazionale di Geochimica e Vulcanologia: I.N.G.V.). Le analisi chimiche delle acque minerali riportate in queste note sono state eseguite nel laboratorio INGV di Roma.

I dati relativi all'impianto idroelettrico in Valle della Mare presente nell'area della Tavola sono stati invece elaborati a cura del personale ENEL (Dr. Sapigni e Dr. Astolfi).

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

La Tavola 25 III SW alla scala 1:25.000 "Rabbi" è compresa solo in parte nel territorio della Provincia Autonoma di Trento. Il territorio trentino si estende in Val di Rabbi e in Valle della Mare. Entrambe queste valli si congiungono più a Sud (Foglio alla scala 1:50.000 Malè) con la Val di Sole con andamento Est-Ovest.

Il settore trentino della Tavola è così delimitato dalla cresta spartiacque che separa le due valli sopra citate dalla Val Martello e dalla Val d'Ultimo che giacciono in territorio altoatesino. La cresta è caratterizzata da cime che superano quasi sempre i 3000 metri di altitudine. Tra le varie cime citiamo le principali da Ovest verso Est: Cima Marmotta (3330 metri s.l.m.), Cima Venezia (3388 metri s.l.m.), Cima Rossa di Saent (3341 metri s.l.m.), Cima di Saent (3215 metri s.l.m.), Cima di Rabbi (3255 metri s.l.m.), Cima Lorchen (3305 metri s.l.m.), Cima Sternai (3441 metri s.l.m.), la più elevata, e il Collecchio (2957 metri s.l.m.).

I versanti a ridosso della cresta spartiacque sono glacializzati prevalentemente sul versante esposto a Nord (Val Martello e in minor misura Val d'Ultimo).



Fig. 3a - La Vedretta del Careser.

Sul versante meridionale della Valle della Mare sono presenti l'esteso ghiacciaio di circo noto come Vedretta del Careser e la Vedretta Rossa (Fig. 3a, 3b); sono inoltre presenti sia in Valle della Mare che in Val di Rabbi piccole lingue glaciali relitte con estensione limitata.

I corsi d'acqua di questo settore delle Alpi Retiche appartengono al bacino idrografico dell'Adige; essi alimentano il Torrente Noce, come affluenti di sinistra della Val di Sole, prima che il Noce stesso affluisca nell'Adige, presso Trento.

Nella Valle della Mare, a valle della Vedretta del Careser, si trova l'omonimo lago di sbarramento ad uso idroelettrico, situato alla quota di 2603 metri s.l.m.. Sempre nella medesima valle si può osservare uno degli apparati morenici più completi e meglio conservati della Piccola Età Glaciale situato in corrispondenza di un braccio della valle (Val Venezia) a valle dell'omonima vedretta (quest'ultima è situata al di fuori dell'area compresa in questa Tavola). L'area della Valle della Mare è stata oggetto di un approfondito studio geomorfologico da parte del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia C.N.R. (1986).

L'alta Val di Rabbi, modellata nei micascisti e paragneiss della Falda Ortles-Campo, é esposta a Sud e per questo è priva di masse glaciali significative; è caratterizzata da un cospicuo riempimento di detrito di versante e glaciale, dovuto alla presenza durante l'Ultima Grande Espansione Glaciale di un esteso ghiacciaio che occupava la valle fino al suo sbocco nella Val di Sole, presso Malè. L'intensa azione crioclastica, seppure discontinua, sulle rocce metamorfiche è documentata da cospicui depositi di accumulo periglaciale descritti da Albertini (1955).



Fig. 3b - La Pala della Donzella (in primo piano) con la Cima Vioz e la Vedretta Rossa sullo sfondo.

3 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

Nell'area della Tavola affiorano esclusivamente unità di basamento cristallino di medio e alto grado del sistema di falde dell'Austroalpino superiore. All'estremità sud-orientale della Tavola, lungo la faglia di Peio, il basamento cristallino austroalpino della Falda Ortles-Campo è in contatto con le rocce della Falda del Tonale di grado metamorfico più alto. Tuttavia, per fornire un quadro più completo e comprensibile delle problematiche geologiche dell'area, nell'inquadramento geologico saranno descritte brevemente anche alcune delle unità tettono-metamorfiche affioranti nelle aree limitrofe.

3.1. - AUSTROALPINO – BASAMENTO METAMORFICO

Il sistema austroalpino superiore affiora tra il Passo del Brennero e l'alta Valtellina. Comprende sottili unità di basamento cristallino pre-permiano (varisico) intruse da granitoidi sia pre-permiani che permiani, e scaglie di sequenze di copertura permo-mesozoica (Hammer, 1905, 1908a, 1908b, 1912; Andreatta, 1952, 1954; Gregnanin & Piccirillo, 1974, Dal Piaz G.V. & Martin, 1980; Thöni, 1981; Hoinkes & Thöni, 1993). Le falde austroalpine derivano dalle propaggini settentrionali della placca africana o molto più probabilmente da una microplacca dotata di moto autonomo, indicata con il nome di Adria (o Apulia), che hanno subito un processo di estensione e assottigliamento tra il Permiano e il Giurassico inferiore (Froitzheim & Eberli, 1990; Conti, 1995; Froitzheim & Manatschal, 1996).

Le unità strutturalmente più elevate nella pila delle falde alpine (Falda del Tonale) appaiono essere state le meno coinvolte dagli eventi tettono-metamorfici alpini e conservano le strutture e la storia metamorfica pre-alpina (Thöni, 1981; Martin, *et alii*, 1998a). Le unità più profonde (Falda Ortles-Campo) appaiono invece essere state più deformate e rielaborate dall'orogenesi alpina e conservano minori relitti pre-alpini. In generale queste ultime sono derivate da crosta africana medio-superiore e spesso sono state trasposte insieme a frammenti dell'originaria copertura sedimentaria. L'alloctonia delle falde alpine è stata postulata per le Alpi Orientali da Termier (1903, 1905), Staub (1924,

1926) e DAL PIAZ GB. (1934, 1936).

Nella catena attuale il limite tra la placca africana/adriatica e il cuneo orogenico alpino è rappresentato dal Lineamento Periadriatico (o Insubrico), di cui la faglia delle Giudicarie e la faglia del Tonale (entrambe fuori Tavola) sono segmenti importanti.

Nell'area della Tavola affiorano la Falda del Tonale costituita da crosta profonda e la sottostante Falda Ortles-Campo costituita da unità di crosta superiore; queste sono in contatto tettonico lungo la Linea di Peio (Fig. 2) (Andreatta, 1948a; Martin *et alii*, 1991).

Storicamente, le falde austroalpine delle Alpi Orientali furono raggruppate da Staub (1924), in base al criterio di sovrapposizione, in tre Sistemi: inferiore (o Grigionidi inferiori comprensive delle Falde Carungas, Err e Bernina), medio (o Grigionidi superiori comprensive delle Falde Campo, Umbrail, Languard-Tonale e Ortles) e superiore (o Tirolidi comprensive delle Falde Ötztal e Silvretta). Questi raggruppamenti non vennero condivisi da Dal Piaz Gb. (1936) che invece preferì raggruppare le falde in due soli sistemi: superiore (comprendente le Falde Ötztal, Ortles, S-Charl, Umbrail, Quatervals, Languard e Tonale) e inferiore (comprendente le Falde Carungas, Err e Bernina).

Gran parte dei geologi alpini svizzeri e austriaci continuarono a basare l'attribuzione delle falde austroalpine sui criteri proposti da Staub (es. Tollmann, 1987), i geologi alpini italiani basarono invece le loro classificazioni sul criterio proposto da Dal Piaz Gb. e condiviso da altri ricercatori (es. Pozzi, 1965; Argenton *et alii*, 1980; Dal Piaz G.V. *et alii*, 1988).

Entrambe le suddivisioni attribuirono la Falda del Tonale all'Austroalpino superiore grazie alla sua posizione strutturale sommitale nella pila delle falde alpine (Fig. 4). L'attribuzione del basamento sottostante di grado medio che affiora tra la faglia di Peio e la faglia di Slingia (Fig. 2a) non è invece univoca. Alcuni ricercatori svizzeri ed austriaci attribuiscono anche attualmente questo basamento (*Altkristallin*) all'Austroalpino medio.

Dal canto loro invece, i ricercatori italiani e parte dei ricercatori svizzeri ed austriaci attribuiscono entrambi, sia il basamento di grado medio (Falda di Campo) che quello di grado basso e le sequenze di copertura scollate (Serie dell'Ortles *Auct.*) all'Austroalpino superiore.

All'interno del basamento austroalpino superiore, nell'area compresa tra la Val Venosta e la Val di Sole, Andreatta (1951a, 1951b, 1952, 1953, 1954) aveva distinto, in base al grado metamorfico, tre complessi metamorfici principali: (i) il basamento di epizona costituito da filladi quarzifere, marmi, cloritoscisti e ortogneiss; (ii) il basamento di mesozona costituito da micascisti e paragneiss a granato, quarziti, ortogneiss, anfiboliti; (iii) il basamento di catazona, limitato al settore situato a Sud-Est della faglia di Peio e diviso in Serie del Tonale, composta da paragneiss di alto grado a sillimanite, marmi, serpentiniti con abbondanti

ortogneiss pegmatitici, e Serie d'Ultimo, composta di paragneiss a cianite e granato, gneiss granulitici, kinzigiti, migmatiti e intercalazioni di ortogneiss, peridotiti a spinello e granato e anfiboliti. Secondo l'autore, il basamento di epizona o "Complesso delle filladi" formava una blanda sinclinale aperta con andamento ENE-WSW che si allargava da Merano verso Sud-Ovest fino a raggiungere l'estensione massima tra il Passo di Gavia e Bormio. Il contatto tra questo e il basamento di mesozona era graduale e concordante. Tuttavia da un punto di vista metamorfico la distinzione tra le due unità non era chiara perché nell'area di affioramento delle filladi erano presenti anche intercalazioni di micascisti a staurolite (si veda Andreatta, 1951b). Secondo Andreatta il basamento di epizona era costituito dalle stesse rocce del basamento di mesozona, ma con un grado di retrocessione molto più marcato.

I nuovi rilevamenti hanno confermato il carattere unitario del metamorfismo pre-alpino nel basamento che affiora tra la faglia di Peio e la faglia di Slingia, e permesso di distinguere all'interno di questo basamento due unità con metamorfismo pre-alpino (varisico) di mesozona e un'impronta metamorfica alpina più pervasiva nell'unità più profonda (Unità di Lasa) e meno pervasiva nell'unità sovrastante (Unità di Peio). Inoltre la sovrastante Scaglia dello Zebrù mostra un metamorfismo pre-alpino in facies scisti verdi con sovraimpronta alpina di basso grado nelle rocce cristalline (Conti, 1997).

3.1.1. - LA FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale (Zona del Tonale *Auct*.) affiora nella porzione sud-orientale della Tavola ed è delimitata verso Nord-Ovest dalla faglia di Peio.

Essa venne cartografiata sin dagli inizi del secolo scorso da cartografi austriaci ed italiani (Hammer,1902, 1905; Hammer & Trener, 1908; Schmidegg, 1936; Dal Piaz Gb., 1942; Andreatta, 1935, 1948a, 1948b, 1951, 1954). Hammer & Trener (1908a) ne descrissero dettagliatamente le litologie nella carta geologica "Bormio und Passo del Tonale".

L'assetto tettonico della Falda del Tonale fu delineato nel secolo scorso da Termier (1903, 1905, Fig. 4), da Staub nella carta tettonica delle Alpi Svizzere alla scala 1:250.000 (Staub, 1921b), nelle sezioni geologiche alla scala 1:150.000 (Staub, 1922) e nelle sintesi sulle Alpi del 1924 e del 1926, infine da Cornelius-Furlani & Cornelius (1930) e Dal Piaz Gb. (1936). Essa è stata recentemente reinterpretata come un frammento di crosta profonda adriatica (africana), esumata in distensione lungo il margine africano (Dal Piaz G.V. & Martin, 1998) prima di essere retroscorsa sulle sequenze mesozoiche delle Alpi Meridionali lungo il tratto settentrionale della faglia delle Giudicarie per effetto della tettonica neoalpina (Santini & Martin, 1988).

Andreatta (1948a) distinse, all'interno della Falda del Tonale, le unità d'Ul-

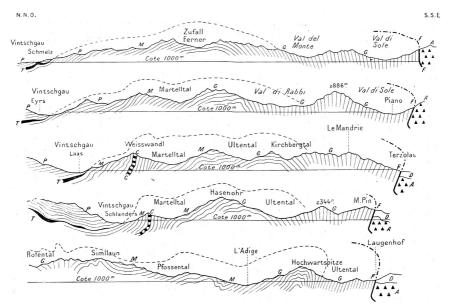


Fig. 4 – Profili di Termier (1905) attraverso il Trentino-Alto Adige occidentale. Legenda (dall'originale): Profili NW-SE normali alle pieghe degli gneiss, dalla Valle dell'Adige (Vintschgau- Val Venosta) alla faglia Alpino-Dinarica (Linea del Tonale n.d.r.) - Scala 1:250.000. G, Gneiss antichi e subordinati micascisti, anfiboliti, pegmatiti e marmi cipollini; M, Micascisti granatiferi con gneiss e rare anfiboliti, in cui sono intercalati i Marmi di Lasa (Kalkphyllitgruppe di Stache & Teller); C, Marmi di Lasa; P, Filladi quarzifere con paragneiss porfiroidi (Casannaschiefer di Theobald, filladi della Val Venosta); T, Trias (sinclinale dell'Ortles); D, Terreni Mesozoici e Permiani oltre il bordo Alpino-Dinarico (a Sud della Linea del Tonale n.d.r.); A, Tonaliti dell'Adamello e scisti ad esse associati e metamorfosati per contatto; F, Faglia Alpino-Dinarica (Linea del Tonale n.d.r.).

timo e del Tonale s.s. sulla base della posizione strutturale, delle caratteristiche litologiche e della storia metamorfica. L'Unità del Tonale è situata strutturalmente sotto l'Unità d'Ultimo. E' caratterizzata dal punto di vista metamorfico da relitti di alta temperatura, mentre l'Unità d'Ultimo é caratterizzata dalla presenza di relitti eclogitici pre-alpini e di numerose scaglie di peridotiti di mantello di età paleozoica (Godard et alii, 1996; Martin et alii, 1998a; Tumiati et alii, 2003). Il limite tra le due unità non è chiaro a causa della sovraimpronta metamorfica tardo varisica in facies anfibolitica che è sovraimpressa su tutte le rocce della Falda del Tonale. In Val di Peio la zona di contatto tettonico tra l'Unità del Tonale sottostante e l'Unità d'Ultimo sovrastante è situata in corrispondenza del sovrascorrimento di Cima Grande lungo il quale, sul versante sinistro della valle, affiora un orizzonte di marmi mineralizzati e intensamente ripiegati. Questo contatto tettonico pre-alpino è stato riattivato come il piano del sovrascorrimento nord-vergente alpino di Cima Grande, datato all'Eocene (Müller et alii, 1997)

(si veda il Foglio geologico IGM n. 42 "Malé", alla scala 1:50.000).

Recentemente alcuni lavori hanno evidenziato significative analogie litostratigrafiche e metamorfiche tra il basamento della Falda del Tonale e le unità del basamento Sudalpino delle Alpi Lombarde, quali gli Gneiss di Morbegno, gli Scisti dei Laghi e la Zona Strona-Ceneri (si veda Martin *et alii*, 1998a per le referenze). Le relazioni geologiche tra la Falda del Tonale e il basamento Sudalpino della Zona dei Laghi sono illustrate da Laubscher (1991) il quale ha ipotizzato che la faglia del Tonale abbia traslato verso Est per almeno 50 km un frammento di basamento adriatico posto a Nord della faglia (e che forma attualmente la Falda del Tonale) e il complesso magmatico di Bregaglia ivi intruso, rispetto al basamento Sudalpino dei Laghi.

3.1.1.1. - Unità d'Ultimo

Questa unità tettono-metamorfica affiora molto limitatamente nell'angolo Sudest della Tavola, quindi si accenna appena al suo inquadramento geologico, rimandando per maggiori dettagli alle note Illustrative del Foglio 1:50.000 "Malè".

Comprende due unità di ordine inferiore che si sono giustapposte all'Unità del Tonale prima della riequilibrazione in facies anfibolitica tardo-varisica: (i) l'Unità d'Ultimo sud-occidentale corrispondente all'area delimitata dalle faglie alpine di Rumo (a NW), del Tonale (a Sud) e delle Giudicarie (a Sud-Est); (ii) l'Unità d'Ultimo nord-orientale che affiora nell'area delimitata dalle faglie di Val Clapa (a Nord-Ovest) e di Rumo (a Sud-Est) (si veda il Foglio geologico IGM n. 25 "Rabbi" alla scala 1:50.000).

L'Unità d'Ultimo sud-occidentale è costituita da gneiss a cianite-granato-staurolite, gneiss a due miche, quarziti, metagabbri, rare eclogiti retrocesse, peridotiti serpentinizzate (versante sinistro della Val di Sole) e corpi granitoidi, trasposti lungo la scistosità regionale pre-alpina (S_1) .

L'Unità d'Ultimo nord-orientale affiora lungo il versante sinistro della Val di Bresimo, il versante destro della Val Clapa, l'alta Valle di Lavazzè, e il versante destro della Val d'Ultimo a Nord della faglia di Rumo. E' costituita da gneiss a granato-cianite, migmatiti a bande, migmatiti ricche in leucosoma e restiti (*Granatgranulit* e *Granatgneiss* di Hammer, 1902, gneiss kinzigitici e kinzigiti di Andreatta, 1932, 1935).

3.1.1.2. - Unità del Tonale

Questa unità è relativamente poco estesa nella Tavola Rabbi. Affiora lungo il versante destro della Val di Rabbi tra Cima Zoccolo e Cima Tuatti, in Val di Bresimo e in Val Montechiesa (citando località immediatamente a Est della presente Tavola), e limitatamente sul versante destro della Val di Rabbi. È costituita da paragneiss di alto grado che includono ortogneiss, marmi, marmi a silicati

di calcio (fels), quarziti, anfiboliti ed epidositi, peridotiti serpentinizzate (Cima Zoccolo), metaapliti e metapegmatiti.

Il litotipo dominante è un paragneiss di alto grado a plagioclasio, granato, sillimanite prismatica e K-feldspato (*Tonaleschiefer* di Salomon, 1901), a grana grossa, localmente migmatitici, retrocessi in gneiss a due miche con sillimanite fibrolitica (Martin *et alii*, 1998a). Dal punto di vista litologico e metamorfico quest'unità mostra una notevole analogia con le rocce di basamento cristallino della Scaglia del Passo dei Pastori costituite da scisti a granato sillimanite, marmi, anfiboliti etc. (Bonsignore *et alii*, 1969).

L'Unità del Tonale mostra una storia deformativa polifasica con almeno due eventi deformativi pre-alpini in facies anfibolitica.

L'assetto litologico e tettonico dell'Unità del Tonale è piuttosto monotono. Tuttavia tra il Passo del Tonale e Peio, lungo le dorsali di Punta Albiolo, Cima Redival, Cima Forzellina e Cima Boai si osservano ampie cerniere di pieghe isoclinali ettometriche che deformano serpentiniti, marmi a silicati di calcio (fels), marmi a bande localmente mineralizzati a magnetite e pirite, (Andreatta, 1954; Mendum, 1976; Ronchi, 1987; Martin *et alii*, 1991; Martin & Prosser, 1993; Marcato, 1995). Nel settore più orientale, queste rocce affiorano solo lungo il versante sud-occidentale di Cima Zoccolo.

L'età della scistosità regionale è varisica sulla base dell'età di raffreddamento (Rb-Sr) delle miche bianche di metapegmatiti trasposte nel basamento (Grauert & Soptrajanova, 1972; Thöni, 1981).

3.1.2. - LA FALDA ORTLES-CAMPO

La Falda Ortles-Campo affiora nel massiccio dell'Ortles-Gran Zebrù-M. Cevedale. In queste Note illustrative e nella legenda della Tavola Rabbi, la Falda Ortles-Campo non va confusa con la "Falda dell'Ortles" *Auct.*, costituita esclusivamente dalle sequenze mesozoiche che affiorano nel massiccio dell'Ortles e di cui fanno parte le Dolomiti dell'Engadina (Kappeler, 1938; Pozzi & Giorcelli, 1959; Pozzi, 1965; Dössegger & Müller, 1976; Dössegger *et alii*, 1982; Fürrer, 1985). La Falda dell'Ortles *Auct.* consiste della Dolomia Principale (*Hauptdolomit*) e di successioni carbonatiche di età giurassico-cretacica (Kappeler, 1938; Gelati, & Allasinaz, 1964; Gelati, 1966; Caron *et alii*, 1982).

La Falda Ortles-Campo a cui si fa riferimento nella Tavola Rabbi è costituita esclusivamente da basamento cristallino di medio e basso grado (mesozona ed epizona di Andreatta, 1951a; Fig. 5) con abbondanti intercalazioni di quarziti, ortogneiss e anfiboliti e rari marmi che affiorano al di sotto della Falda dell'Ortles *Auct*. nell'area compresa tra la Val Venosta e la Val di Sole. Staub (1924) aveva attribuito questo basamento all'Austroalpino medio per analogie di tipo geometrico, litologico e metamorfico con il basamento cristallino di medio-basso grado

privo di copertura sedimentaria che affiora nell'area della Cima di Campo fino alla Linea del Gallo, noto anche come basamento di Sesvenna (Falda di S-charl).

Lungo la Linea dello Zebrù, che rappresenta la zona di contatto delle sequenze sedimentarie dell'Ortles (o Falda dell'Ortles *Auct.*) con il basamento cristallino ("Zebrù Bruchlinie", Hammer, 1908), affiorano scaglie di dolomie, brecce e gessi presumibilmente carnici (Raibl, alta Val Zebrù), arenarie e vulcaniti presunte permo-scitiche (Berra & Jadoul, 1999), gneiss chiari e filladi (Tollmann, 1987, Conti, 1997), denominate nel loro insieme "Scaglia di base" dai primi studiosi (Schlangintweit, 1908; Hammer, 1902, 1908a, 1908b; Kappeler, 1938; Hess, 1953; Pozzi 1965; Martina, 1960).

La successione sedimentaria dell'Ortles è sovrascorsa dalla Falda Umbrail verso Est (Umbrail-Chavallatsch Shuppenzone, SCHMID, 1973) e dalla Falda di Quattervals e dalla Scaglia di Piz Terza verso Ovest (Conti, 1997). La prima falda è composta da scaglie di basamento alternate a sedimenti norici e carnici, la seconda é costituita da successioni carbonatiche di età Norica (Berra & Jadoul, 1999).

La Falda Ortles-Campo deriva da un frammento di crosta superiore adriatica (o africana), costituito da varie unità di basamento metamorfico di medio e basso grado e scaglie di copertura permo-mesozoica scollate e appilate (DAL PIAZ GB., 1936, 1942; HAMMER, 1908b, 1938; POZZI, 1965; MARTIN, 1978; ARGENTON *et alii*, 1980).

Recentemente Trümpy (1980), Froitzheim (1988) e Schmid & Haas (1989)

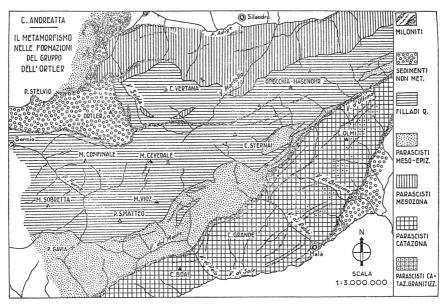


Fig. 5 – Distribuzione del metamorfismo nelle rocce della Falda Ortles – Campo secondo Andreatta (1951a).

hanno denominato in modo più generico "Austroalpino centrale" il complesso di tutte le falde di basamento ad Ovest degli Alti Tauri, ivi comprese l'Ötztal, Campo, Languard, Tonale, Silvretta, Ortles, Quattervals, S-charl e Sesvenna.

Nell'area del Foglio alla scala 1:50.000 Rabbi, attribuiamo alla Falda Ortles-Campo dall'alto verso il basso le seguenti unità tettono-metamorfiche: (a) la "Scaglia dello Zebrù"; (b) l'Unità di Peio, ivi compresa un'estesa fascia di scisti retrocessi, ("filloniti", Andreatta 1951a, 1951b, 1953 1954) e (c) l'Unità di Lasa.

Si tratta di unità costituite da basamento cristallino e prive di sequenze di copertura sedimentaria.

Tuttavia sottili scaglie di rocce quarzitiche e carbonatiche associate alla zona di faglia di Peio a Nord di Cima Stanga/Kachelstubscheid (Andreatta, 1948a) potrebbero essere interpretate come frammenti di copertura dell'unità di basamento dell'Unità di Peio.

3.1.2.1. - Scaglia di Zebrù

La Scaglia di Zebrù non affiora nell'area della presente Tavola ed è presente limitatamente al settore nord-occidentale del Foglio n.25 alla scala 1:50.000 Rabbi, nell'alta valle del Plima e lungo il versante destro della Val Peder (tributaria sinistra della Val Martello). Affiora al tetto dell'Unità di Peio e alla base della sequenza sedimentaria della Falda dell'Ortles *Auct*. Dal punto di vista litologico la Scaglia di Zebrù comprende filladi quarzifere con bande metrico-decametriche di cloritoscisti, sottili marmi e granitoidi pre-varisici con metamorfismo in facies scisti verdi di età varisica e sovraimpronta in facies scisti verdi di età alpina (Argenton *et alii*, 1980; Mair & Purtscheller, 1996; AA.VV., 2002). Non sono presenti apofisi e dicchi pegmatitici di età permiana che sono invece diffusi nell'Unità di Peio. È delimitata da due faglie inverse (sovrascorrimenti) di età alpina: a letto la Linea di Madriccio, a tetto la Linea di Zebrù che convergono a Ovest del Lago di Gioveretto chiudendosi a lente.

3.1.2.2. - Unità di Lasa

L'Unità di Lasa (unità tettono-metamorfica) non affiora nell'area della presente Tavola ed è presente nel settore più settentrionale del Foglio alla scala 1:50.000 "Rabbi" in Valle di Lasa e bassa Val Martello. Costituisce l'elemento più profondo della Falda Ortles-Campo.

L'Unità di Lasa è costituita da alternanze a scala centimetrico-decametrica di gneiss e micascisti a staurolite, anfiboliti a granato e/o plagioclasio e marmi (il Marmo di Lasa). Dal punto di visto metamorfico quest'unità è caratterizzata da una sovraimpronta metamorfica in facies anfibolitica di età varisica, con dominante sovraimpronta in facies di scisti verdi di età alpina. L'Unità di Lasa ha subito un processo di intensa deformazione duttile in ampie porzioni dell'intero

ammasso e una ricristallizzazione alpina più pervasiva rispetto all'Unità di Peio sovrastante.

3.1.2.3. - Unità di Peio

L'Unità di Peio (unità tettono-metamorfica) si estende dalle alte valli di Rabbi e Peio, dove è delimitata dalla Linea di Peio a Sud-Est, fino alla parte superiore del versante destro della Val Venosta a Nord (al di fuori della presente Tavola). Il limite settentrionale è dato dalla larga fascia di miloniti che contraddistinguono la Linea di Lasa tra l'alta Val di Lasa e la bassa Val Martello, in corrispondenza del limite del Foglio alla scala 1:50.000 "Rabbi". Nella presente Tavola affiora nel Gruppo del Cevedale (Cime Forcola, Marmotta, Venezia e Croda Rossa), e comprende la Valle della Mare e quasi tutta la Val di Rabbi.

Quest'unità è costituita prevalentemente da rocce metamorfiche in facies anfibolitica di età varisica, con sovraimpronta metamorfica alpina poco pervasiva in facies scisti verdi. Si tratta di un complesso monotono di micascisti e paragneiss quarzosi con intercalazioni di ortogneiss, anfiboliti, porfiroidi, quarziti ± feldspatiche e marmi. Queste sequenze erano state denominate "Scisti di Peio" da Hammer (1908b) e "basamento di mesozona" da Andreatta (1951a). Nell'area della Tavola l'Unità di Peio é intrusa da granitoidi pre-varisici (es. granodioriti di Cima Verdignana) e terziari (Pala della Donzella-Tof di Malè) e da dicchi terziari.

La porzione superiore dell'unità è caratterizzata dall'estesa presenza di rocce con più marcata sovraimpronta metamorfica alpina, già descritte da Andreatta (1954) come scisti fillonitici di meso-epizona. Queste rocce affiorano lungo la dorsale che separa la Val di Rabbi dalla Val d'Ultimo e la Valle della Mare dalla Val Martello, alla testata delle valli sopra citate.

3.1.3. - Magmatismo Pre-Alpino

Il basamento della Tavola mostra evidenze di eventi magmatici pre-varisici testimoniati dalla presenza del complesso magmatico di Cima Verdignana e da un corteo filoniano ad esso associato.

3.1.3.1. - Magmatismo pre-varisico

Gli ortogneiss tonalitico-granodioritici di Cima Verdignana (che affiorano tra le valli della Mare, di Rabbi e Cercena; si veda anche il Foglio alla scala 1:50.000 "Malè"), derivano da un complesso magmatico datato all'Ordoviciano da Del Moro (in Ferretti-Torricelli, 1987; si veda, inoltre, la Tabella 2). Il complesso ortogneissico dell'Angelo Grande che affiora tra la Val Martello, la Val di Lasa e la Val Solda (al di fuori della presente Tavola) potrebbe forse riferisrsi alla stessa fase magmatica.

Negli ortogneiss tonalitico-granodioritici di Cima Verdignana le miche bianche datate con metodo Rb-Sr su roccia totale-mica hanno dato un'età di raffreddamento di 315 ± 5 Ma (Del Moro, dati inediti in Tabella 2).

Numerosi filoni di composizione granodioritica, tonalitica e granitica, presumibilmente correlabili con l'intrusione di Cima Verdignana, sono trasposti entro il basamento della Falda Ortles-Campo.

3.1.3.2. - Magmatismo tardo-varisico

Apofisi e dicchi tardo-varisici di composizione trondhjemitica e granitica tagliano le strutture varisiche nel basamento della Falda del Tonale in alta Val di Non, ortogneiss granitici ricchi in quarzo di presunta età tardo-varisica affiorano in Val Montechiesa e in Val di Bresimo (Unità del Tonale, Del Moro *et alii*, 1999). Graniti tardo-varisici affiorano anche in Val Martello (Bockemühl, 1988). Nell'area della Tavola Rabbi essi non sono tuttavia stati segnalati.

Le intrusioni tardo-varisiche si inseriscono in un quadro magmatico complesso delle Alpi Orientali che comprende le intrusioni di Ivigna, Monte Croce (contiguo Foglio n.26, 1:50.000 "Appiano") e Bressanone, l'intensa attività vulcanica permiana che ha dato luogo al complesso vulcanico Atesino e l'attività magmatica triassica delle Dolomiti Trentine.

3.2. - MAGMATISMO ALPINO PERIADRIATICO

Il magmatismo tardo-alpino comprende tutte le intrusioni post-collisionali del basamento di questo settore delle Alpi Orientali ivi incluse le apofisi e cortei di filoni di composizione basica e intermedia. Nella seconda metà dell'800, il cartografo austriaco Julius Payer descrisse per primo i filoni porfirici dell'alta Val Solda e, dato che questi filoni tagliavano tutte le strutture, egli ritenne che queste rocce fossero le più giovani del basamento del massiccio dell'Ortles. Nel 1879 Stache & John distinsero tra i filoni le "Suldeniti" e le "Ortleriti" in base alla loro diversa composizione chimica.

Numerose intrusioni vennero cartografate da Andreatta (1951b) nell'area del Foglio 1:100.000 Cevedale e sono state descritte in varie pubblicazioni (Fig. 6). Altri lavori sono stati pubblicati sulle rocce intrusive da Hammer (1903, 1908b); Klebelsberg 1935; Minguzzi, 1940; Andreatta, 1953, 1954; Tomasi, 1950; Gatto *et alii*, 1976; Beccaluva *et alii*, 1979; Dal Piaz G.V. & Martin, 1980; Beccaluva *et alii*, 1983; Dal Piaz G.V. & Venturelli, 1985; Dal Piaz G.V. *et alii*, 1988; Purtscheller & Mogessie, 1988; Mair, 1998, 2002).

In base agli studi geochimici e radiometrici esistenti, queste intrusioni sono state attribuite al "Sistema magmatico periadriatico" (Salomon, 1887) perchè localizzate in prossimità dell'omonimo lineamento tettonico (Exner, 1976; Dal Piaz G.V. & Venturelli, 1985; Laubscher, 1985; Dal Piaz G.V. et alii, 1988;

BIGI *et alii*, 1990; Altherr *et alii*, 1995). Questi corpi magmatici hanno età oligocenica, in gran prevalenza attorno a 32-31 Ma. Hanno affinità calcalcalina riferibile a processi di fusione parziale di peridotiti e della crosta profonda associati a processi di contaminazione (Dal Piaz G.V. & Venturelli, 1985; Venturelli, *et alii*, 1984; Dal Piaz G.V. *et alii*, 1988; BIGI *et alii*, 1990; Von Blanckenburg & Davies, 1995).

L'evento magmatico è stato probabilmente attivato da produzione di fusi nel mantello superiore e nella crosta profonda ed è stato portato in superficie grazie ad una tettonica estensionale nella crosta superiore dovuta al distacco post-collisionale della porzione litosferica dello *slab* alpino e alla risalita di astenosfera (DAL PIAZ G.V. & Gosso, 1994; Von BLANCKENBURG & DAVIES, 1995). I fusi oligocenici si sono evoluti in camere magmatiche insediate nella crosta

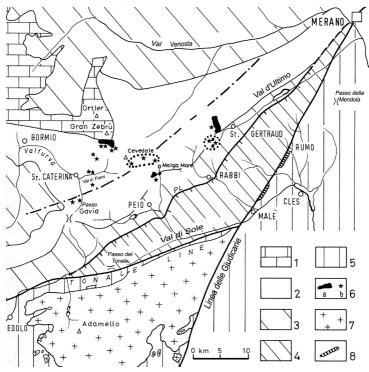


Fig. 6 – Mappa schematica del basamento austroalpino nel Trentino occidentale tra Edolo e Merano (DAL PLAZ et alii, 1988). 1. Sequenze sedimentarie della Serie dell'Ortles Auct.; 2. Filladi e micascisti retrocessi di meso- epizona, secondo la definizione di Andreatta, 1954; 3. Micascisti e paragneiss della Falda Ortles-Campo; 4. Paragneiss e litologie associate della Falda del Tonale; 5. Basamento e sequenze sedimentarie delle Alpi Meridionali; 6. Plutoni (a) e filoni terziari (b); 7. Batolite dell'Adamello; 8. Scaglie tonalitiche di Rumo e Samoclevo lungo la faglia delle Giudicarie Nord.

profonda e intermedia attorno a 25 km di profondità, dove hanno subito processi di cristallizzazione frazionata e contaminazione crostale di varia entità (ULMER *et alii*, 1985; ULMER, 1986; KAGAMI *et alii*, 1991; BLUNDY & SPARKS, 1992; MAIR, 1998, 2002).

I corpi magmatici del Trentino occidentale e Alto Adige sud-occidentale sono rappresentati dalle apofisi quarzodioritiche della Pala della Donzella-Tof di Malè (in Valle della Mare), del Lago Verde (in Val d'Ultimo) dell'Alpe di Soy (in Val Martello) e dall'apofisi del Passo della Bottiglia (in alta Val Solda). Numerosi filoni sono stati descritti in Val di Rabbi sulla cresta Sternai (Canale, 1982) e nell'area del Giogo Nero-Collecchio (Riello, 1982). Filoni aplitici che tagliano le miloniti della linea di Peio sono stati rilevati sul versante sinistro della Valle di Montechiesa presso Alplaner (Werling, 1992; Viola, 2000). Corpi filoniani presenti in Val Martello sono stati descritti da Purtscheller & Mogessie (1988). L'andamento dei filoni è variabile, in quanto talora sono intrusi parallelamente alla scistosità regionale (ENE-WSW), ma anche lungo sistemi di fratturazione orientati da NNE-SSW a Nord-Sud.

Dato che i corpi intrusivi dell'area non hanno evidenze di deformazione duttile essi rappresentano un *marker* cronologico di prim'ordine, confermando che dopo la loro intrusione non vi sono state deformazioni regionali significative.

La profondità d'intrusione delle apofisi della Falda Ortles-Campo è stata inizialmente stabilita tramite calcoli termobarometrici sulle rocce intrusive stesse e sulle rocce metamorfosate di contatto del plutone del Passo della Bottiglia (MAIR, 1998), dando valori di temperatura di circa 750°C, per profondità attorno ai 6-7 km. Questi dati sono stati confermati anche per l'apofisi del Lago Verde sulla base delle analisi effettuate sulle rocce metamorfosate per contatto. Dato che queste rocce magmatiche oggi si trovano in superficie, possiamo dedurre che la Falda Ortles-Campo, dal momento delle intrusioni ad oggi, è rimasta tettonicamente più o meno stabile e che il processo di esumazione ha smantellato circa 4-7 km di rocce in circa 32 Ma.

4. - LA STORIA DEFORMATIVA

Le unità austroalpine del Trentino occidentale conservano tracce di una storia deformativa complessa iniziata nel Paleozoico. Tuttavia la struttura e le deformazioni più evidenti sono dovute all'orogenesi alpina a cui è stata rivolta maggior attenzione nel corso del rilevamento.

La Falda del Tonale appare essere stata deformata dagli eventi tettono-metamorfici alpini esclusivamente lungo le zone di taglio.

La Falda Ortles-Campo è invece deformata da un sistema di pieghe alpine plurichilometriche, con fianchi in parte elisi, cui è associato lo sviluppo di una scistosità alpina sottolineata da minerali quali cloritoide, sericite, clorite, albite, biotite e granato, che è pervasiva solo nelle unità più profonde (es., Unità di Lasa, non compresa nella Tavola).

4.1. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE EO-ALPINA

In questo settore delle Alpi il primo evento alpino (eo-alpino) fu caratterizzato da sovrascorrimenti con vergenza verso W-WNW del basamento austroalpino orientale durante il Cretacico (SCHMID & HAAS, 1989). Questi produssero la sovrapposizione di porzioni di crosta profonda (basamento di alto grado della Falda del Tonale) su porzioni di crosta di grado medio-basso (Austroalpino medio) e deformarono dapprima i settori più orientali dell'Austroalpino (età: 130-100 Ma) e progressivamente i settori occidentali come l'area dei Grigioni/Graubunden (età: 100-75 Ma, Thöni, 1981). Le sequenze mesozoiche della Falda dell'Ortles *Auct*. furono deformate nel corso dei sovrascorrimenti eo-alpini ovest-vergenti della fase deformativa denominata Trupchum e datata 100-80 Ma da Froitzheim *et aii*,. (1994).

Il secondo evento eo-alpino fu caratterizzato da una generalizzata distensione con sviluppo di faglie normali E- e ESE-vergenti che tagliarono i lineamenti e le strutture duttili precedenti con un senso di trasporto verso Est. Questa fase estensionale venne denominata Ducan-Ela da Froitzheim *et alii* (1994). La faglia di Peio (faglia transtensiva sinistra, Fig. 7) e la faglia di Rumo sono rispettivamente esempi della tettonica estensionale che avvenne tra il Cretacico superiore

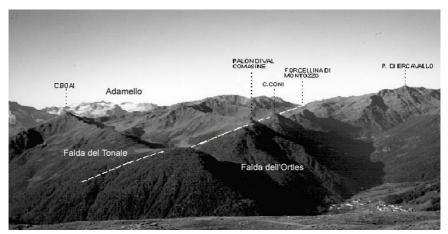


Fig. 7 - La faglia di Peio (indicata con tratteggio) vista dal Passo Cercen verso Sud-Ovest (foto G. Zambotti).

(MÜLLER *et alii*, 1997: età Ar-Ar di 70-80 Ma su pseudotachiliti) e il Paleocene (MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992). La tettonica estensionale nell'Austroalpino superiore è stata correlata con la formazione del bacino flyschoide Kainch Gosau nell'area delle Alpi Calcaree settentrionali durante il Santoniano-Maastrichtiano (NEUBAUER *et alii*, 1995).

I piani di taglio maggiori (es., faglia di Peio) hanno agito ora come faglie compressive nel corso della collisione alpina, ora come faglie distensive durante il processo di esumazione.

4.2. - LE FASI DEFORMATIVE TERZIARIE

La tettonica terziaria produsse: (a) sovrascorrimenti nord-vergenti (es., il sovrascorrimento di Cima Grande, al margine settentrionale della Falda del Tonale (Andreatta 1948a; Martin *et alii*, 1991; Zambotti, 1995b), di età eocenica (età Ar-Ar di circa 37 Ma determinata su pseudotachiliti prossime al piano di sovrascorrimento; Müller *et alii*, 1997), (b) grandi pieghe ad asse ENE-WSW (es.: le pieghe dell'Ortles-Gran Zebrù), che riattivarono le strutture eo-alpine sia compressive che estensionali (fase Blaisun; Froitzheim *et alii*, 1994) e (c) strutture estensionali e intrusione di apofisi e filoni durante l'Oligocene inferiore e medio (MAIR, 1998).

In aree contigue, faglie transpressive sud-vergenti di età Oligocene superiore/ Miocene inferiore come la faglia del Tonale (MÜLLER 1998; VIOLA, 2000) e faglie transpressive destre come la faglia precoce delle Giudicarie Nord (PROSSER, 1990), produssero ulteriori raccorciamenti in senso Nord-Sud. Riattivazioni transpressive sinistre e compressive di età Miocene Medio-superiore si osservano al tetto del sistema delle Giudicarie Nord (Prosser, 1992; Martin *et alii*, 1998); Martin *et alii*, 1998b; Fellin *et alii*, 2002).

Le pieghe e i sovrascorrimenti cretacici, le faglie estensionali cretacico superiore-paleoceniche, quali ad es. le miloniti estensionali della linea di Peio descritte al Passo dei Contrabbandieri e in Valle di Montechiesa (Alplaner), le grandi pieghe terziarie con assi orientati ENE-WSW (Gran Zebrù) e le miloniti della Linea dello Zebrù (Martin 1978; Mair, 1998, Conti *et alii*, 1994) sono tagliate dalle intrusioni del Passo della Bottiglia (32-30 Ma; datazioni Rb-Sr su biotite, Dal Piaz G.V. *et alii*, 1988; Mair, 1998) e da filoni di composizione intemedia, acidi e basici oligocenici (Minguzzi, 1940; Tomasi, 1950; Martin *et alii*, 1991; Werling, 1992).

La principale faglia pre-oligocenica dell'area della Tavola é rappresentata dal fascio deformativo della linea di di Peio di cui il piano maggiore affiora nei pressi del Passo di Rabbi. Essa rappresenta il contatto tettonico tra le falde del Tonale e Ortles-Campo (Thöni, 1981) e ha avuto un'evoluzione duttile da compressiva a transtensiva sinistra nel Cretacico (Martin *et alii*, 1991; Müller, 1998; Viola, 2000). Nell'Oligocene superiore-Miocene questa faglia é stata riattivata come un sovrascorrimento vergente verso N-NNW (sovrascorrimento di Cima Grande, Andreatta, 1948). Le successive fasi deformative hanno riattivato in modo fragile il piano di movimento duttile trasformandolo in una fascia cataclastica di circa 100 metri di spessore (Martin *et alii*, 1991). In bassa Val di Rabbi, all'estremità sud-orientale della Tavola, affiora per un breve tratto la faglia di Passo Palù orientata dapprima NE-SW, quindi E-W verso la Val di Bresimo (Tavola 1:25.000 Bresimo).

La deformazione alpina posteriore al magmatismo oligocenico é ben documentata nelle Alpi Meridionali lungo la linea delle Giudicarie dove sono state riconosciute e descritte tre fasi deformative caratterizzate da una direzione di massima compressione che è variata nel tempo da Nord-Ovest (Oligocene superiore-Miocene inferiore), a NNW (Miocene medio) ed infine a WNW (Miocene superiore; Castellarin *et alii*, 1992; Castellarin & Cantelli, 2000; Castellarin *et alii*, 2005).

Nell'area della Tavola Rabbi, gli eventi deformativi post oligocenici sono rappresentati da lineamenti fragili quali ad esempio le faglie del Careser e del Passo di Saent orientate rispettivamente NE-SW e NW-SE.

5. - LITOSTRATIGRAFIA

5.1. - AUSTROALPINO – BASAMENTO METAMORFICO

5.1.1. - LA FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale (Zona del Tonale *Auct.*) affiora limitatamente nella porzione più meridionale della Tavola ed è delimitata dalle faglie del Tonale a Sud (non in carta), di Peio a Nord-Ovest, delle Giudicarie Nord ad Est (non in carta).

5.1.1.1. - Unità d'Ultimo

Affiora nell'estremo settore sud-orientale della Tavola. L'estensione degli affioramenti è assai ridotta. L'Unità d'Ultimo (unità tettono-metamorfica) è costituita da paragneiss a granato e cianite (TUG) a grana media, localmente milonitici, che in zone limitrofe (nel Foglio alla scala 1:50.000 "Malè" e in altre aree del Foglio alla scala 1:50.000 "Rabbi"), mostrano intercalazioni più o meno frequenti di anfiboliti talora con relitti di eclogiti, ortogneiss e peridotiti ± serpentinizzate. A Nord della faglia di Rumo diventano predominanti le migmatiti o gneiss stromatici con locali *pods* trondhjemitici e tonalitici a cui sono associate peridotiti a granato. In questa Tavola affiorano solo i paragneiss a granato e cianite (TUG).

5.1.1.1.1. - Paragneiss a granato e cianite (TUG)

Come ricordato sopra, essi affiorano con un'estensione molto limitata sul versante destro della bassa Val di Rabbi all'altezza dell'abitato di S. Bernardo.

Si tratta di gneiss di medio-alto grado, a grana variabile con biotite, mica bianca, granato e cianite riconoscibili talora macroscopicamente, localmente a sillimanite fibrolitica. I minerali accessori sono apatite, zircone, tormalina, margarite e rutilo. La mica bianca di prima generazione (fengitica) è rara e tende ad essere sostituita da biotite, mentre la mica bianca di retrocessione (muscovite) è abbondante e, insieme alla biotite, sottolinea la scistosità regionale (S₂). I granati sono da pre- a sin-cinematici rispetto alla scistosità e talora includono biotite o rara mica bianca.

La cianite in questo settore non è stata osservata macroscopicamente; essa è generalmente circondata da un bordo di margarite o sericite, o entrambi, indice di un processo di retrocessione in condizioni statiche (Martin & Santini, 1989).

5.1.1.2. - Unità del Tonale

L'Unità del Tonale (unità tettono-metamorfica) affiora limitatamente alla bassa Val di Rabbi all'altezza dell'abitato di S. Bernardo, nel settore sud-orientale della Tavola.

È costituita da paragneiss a grana media a due miche, sillimanite \pm granato con intercalazioni di ortogneiss, metapegmatiti, marmi, fels a silicati di calcio, quarziti e anfiboliti a plagioclasio (non tutte queste intercalazioni sono presenti nell'area di questa Tavola). Sono generalmente piuttosto deformati e retrocessi con frequenti livelli micacei ricchi in clorite. La scistosità che caratterizza queste rocce è una S_2 .

5.1.1.2.1. - Paragneiss a sillimanite (TTP)

I paragneiss del Tonale affiorano in Val di Rabbi sia in destra che in sinistra idrografica, all'altezza dell'abitato di Fonti di Rabbi.

Sono rocce costituite da quarzo, feldspato, biotite, mica bianca, sillimanite, ± granato (non molto frequente); questi minerali sono sostituiti in modo più o meno diffuso da clorite e sericite di retrocessione. Nella ristretta zona in cui affiorano, le rocce sono caratterizzate da tessitura anastomosata, dallo sviluppo di fasce milonitiche con caratteristiche strutture S/C e *shear bands* S/C' (Passchier & Trouw, 1996). Nella zona con più intensa deformazione, a ridosso della linea di Peio, gli gneiss sono a grana fine e ricchi in quarzo con struttura nastriforme; la deformazione è talora molto spinta fino allo sviluppo di ultramiloniti e alla completa parallelizzazione del *fabric*. In queste bande di deformazione si osserva la diffusa cristallizzazione di clorite a spese di biotite e in minor misura di granato.

5.1.1.2.2. - *Ortogneiss* (TTO)

Intercalate nei paragneiss sono presenti alcune lenti di ortogneiss. Sono rocce a grana grossa, con composizione generalmente granitica e tessitura pegmatoide. Anche queste rocce, come i paragneiss sopra descritti, sono interessate da intensi fenomeni di deformazione duttile/fragile nella zona in prossimità della linea di Peio. Le rocce milonitizzate si presentano a grana fine (nonostante che il protolite fosse a grana grossa) e sono arricchite in quarzo. La tessitura pegmatitica è spesso obliterata dalla deformazione che ha prodotto *shear bands*, strutture asimmetriche su porfiroclasti di feldspato e aggregati di quarzo, e *mica fish*. Gli ortogneiss milonitici mostrano frequentemente bande millimetrico-decimetriche

verdastre ricche in clorite, tipiche strutture nastriformi del quarzo e lineazioni di allungamento a basso angolo (vedi capitolo sulla deformazione).

5.1.1.2.3. - *Marmi* (TTM)

Alcune bande di marmi sono presenti sul versante destro della Val di Rabbi, in prossimità della linea di Peio.

Si presentano in lenti di spessore inferiore a 3 metri, colore bianco-latteo, a bande grigie e giallastre, fittamente deformati da piani di taglio sia duttili che fragili. Si tratta di marmi impuri per la presenza di quarzo, sericite e clorite.

5.1.2. - LA FALDA ORTLES - CAMPO

In base alla posizione strutturale entro la Falda Ortles - Campo, dal basso verso l'alto sono state distinte le seguenti unità: (i) Unità di Lasa, la più profonda dal punto di vista strutturale e caratterizzata da una diffusa sovraimpronta tetto-no-metamorfica alpina, che affiora in Val di Lasa (al di fuori di questa Tavola); (ii) Unità di Peio, sovrastante, che affiora nelle valli di Peio, della Mare, di Rabbi, d'Ultimo fino alla Val Martello, con distribuzione disomogenea della sovraimpronta metamorfica alpina; (iii) la Scaglia di Zebrù (Zebrù Schuppenzone), presente nel settore occidentale del Foglio Rabbi (fuori dalla presente Tavola) sovrastante l'Unità di Peio.

5.1.2.1 - Unità di Peio

5.1.2.1.1. - *Micascisti e paragneiss a granato e staurolite* (OMI)

Si tratta della litologia più diffusa nell'area di questa Tavola, a Nord-Ovest (a letto) della linea di Peio. Si tratta di micascisti a grana media, bruno-rossastri con marcata foliazione.

L'associazione mineralogica comprende quarzo, biotite, mica bianca, albite, granato \pm staurolite e rara sillimanite fibrolitica. Tra gli accessori sono segnalati ilmenite, rutilo (relitto) e localmente abbondante tormalina. Si osserva inoltre la crescita secondaria più o meno diffusa di clorite a spese di biotite e granato, di cloritoide (si veda più avanti la Fig. 23), sericite e clorite a spese di staurolite. Sono spesso caratterizzati dalla presenza di letti a quarzo che sottolineano la scistosità regionale (S_2).

In queste rocce i granati possono raggiungere dimensioni centimetriche ed essere talora molto abbondanti (es: zona del Rifugio Dorigoni; in Valle della Mare, Fig. 8) fino a divenire uno dei minerali fondamentali; contengono inclusioni di rutilo, quarzo e biotite che sottolineano talora scistosità interne (Lago Careser). Raramente è possibile osservare macroscopicamente individui di

granato di due diverse generazioni, di dimensioni centimetriche e di dimensioni millimetriche rispettivamente (es., Cascate di Saent, Val di Rabbi). La staurolite macroscopica è stata osservata solo raramente nella bassa valle in prossimità della linea di Peio e talora nella Valle della Mare (Ferretti- Torricelli, 1982); nella maggior parte dei casi invece essa è riconoscibile al microscopio. In alcuni campioni è stata osservata al microscopio la crescita di cloritoide a spese di staurolite (Fig. 23).

Spesso i micascisti contengono intercalazioni quarzitiche con spessore variabile (da decimetrico a decametrico). In Valle della Mare affiorano sulla cresta tra Cima Campisol e Cima Ponte Vecchio (Ferretti- Torricelli, 1982). In Val di Rabbi affiorano nella zona di cresta Collecchio-Giogo Nero, sul versante destro della Valle Lago Corvo (Riello, 1982) e sotto le Cascate di Saent. Nelle intercalazioni quarzitiche l'associazione mineralogica è data da mica chiara, biotite, clorite, granato e scarso plagioclasio oltre al quarzo; talora sono presenti anche tormalina, anfibolo e granato. Oltre alle quarziti sono frequenti sia intercalazioni di paragneiss a grana più sviluppata, come ad esempio presso Mandra Buse (Pra di Saent), sia di micascisti quarzosi con alternanze di paragneiss a bande, sia di bande gneissiche ricche in granato e plagioclasio, come ad esempio sulle rocce montonate a Nord del più basso tra i Laghetti di Sternai.

Altre intercalazioni di dimensioni plurimetriche sono costituite da anfiboliti a granato, meta-pegmatiti a granato, ortogneiss e marmi; tuttavia i marmi formano solo due piccoli affioramenti nell'alta Valle di Rabbi.

In corrispondenza delle zone di taglio i micascisti assumono un aspetto argenteo dovuto alla trasformazione della mica bianca pre-alpina in fine sericite molto diffusa e del granato in clorite; sui feltri di sericite e clorite si osservano talora cristalli di staurolite relitta.

I micascisti a granato e staurolite passano in modo graduale ai micascisti a clorite e sericite (OME) (limiti sfumati in carta). In realtà più che di un passaggio vero e proprio da una litologia all'altra si tratta di alternanze sempre più frequenti e diffuse di micascisti a clorite e sericite all'interno dei micascisti a granato e staurolite. La presenza di pieghe isoclinali relitte a scala variabile (da decametrica a centimetrica) nelle fasce retrocesse ricche in clorite e sericite suggerisce una stretta relazione tra deformazione duttile e retrocessione e neoblastesi in condizioni inizialmente dinamiche, relazione che generalmente caratterizza i fianchi stirati e in parte elisi delle pieghe.

5.1.2.1.2. - *Micascisti a clorite e sericite* (OME)

Queste rocce affiorano in corrispondenza delle creste spartiacque tra la Val Martello (che si estende immediatamente a Nord dell'area in esame) e l'alta Valle della Mare e tra la Val di Rabbi e la Val d'Ultimo (anch'essa si estende immedia-



Fig. 8 - Micascisti a granato in Valle della Mare.

tamente a Nord-Est dell'area della Tavola in esame).

Si tratta di rocce a grana fine, di colore scuro, lucenti o argentee, a seconda della composizione mineralogica, con spesse bande a dominanti sericite e clorite alternate a bande più ricche in quarzo. I minerali fondamentali sono mica bianca sericitica, clorite, albite, quarzo ± cloritoide con rari relitti di biotite, staurolite e granato. Tra gli accessori sono abbondanti la grafite, l'ilmenite e la tormalina. La tessitura di queste rocce è caratterizzata da frequenti zone di taglio localizzate prevalentemente in corrispondenza di fianchi di pieghe isoclinali ascrivibili alla deformazione eo-alpina (scistosità S₃ mimetica sulla scistosità regionale varisica S₂, si veda il capitolo sulla tettonica) sia in posizione apparentemente casuale. Frequentemente i micascisti retrocessi contengono intercalazioni quarzitiche con spessore variabile (da decimetrico a decametrico). In Valle della Mare esse affiorano tra il Rifugio Larcher e il Lago Careser, a Est del Lago Lungo, presso la cresta Cima Lago Lungo-Cima Marmotta-Cima Venezia (Ferretti-Torricelli, 1982).

I micascisti a clorite e sericite formano fasce metrico-plurimetriche nei micascisti e paragneiss OMI. Si differenziano da questi per la composizione mineralogica, la grana più fine e l'aspetto filladico.

Nei micascisti retrocessi della Valle della Mare e della Val di Rabbi, entro la matrice sericitica sono diffusi aggregati di minuti (microscopici) cristalli prismatici di cloritoide.

Nella carta geologica 1:100.000 "Monte Cevedale" i micascisti retrocessi

erano stati definiti da Andreatta (1951b) "Filladi" e costituivano, secondo l'autore, il nucleo di una ampia sinforme con asse NE - SW, situata in corrispondenza della cresta che separa la Val d'Ultimo dalla Val Martello. Come già ricordato, dai rilevamenti effettuati è emerso che si tratta soprattutto di alternanze tra micascisti retrocessi e non retrocessi e che le fasce a prevalenti micascisti retrocessi sono parallele alla scistosità regionale.

5.1.2.1.3. - Micascisti a clorite e sericite con metamorfismo di contatto (OME_a)

In prossimità delle apofisi terziarie della Pala della Donzella-Tof di Malè (Valle della Mare) i micascisti a clorite e sericite assumono una struttura massiccia dovuta all'impronta metamorfica di contatto associata all'intrusione delle apofisi magmatiche. L'area interessata dal metamorfismo di contatto è piuttosto ampia (circa 3 km²) e suggerisce la presenza di corpi estesi in profondità. Queste rocce ("cornubianiti") sono tagliate da numerosissimi filoncelli e venette millimetrico-centimetriche ricche in quarzo e feldspati. In prossimità del contatto con la massa intrusiva sono state osservate cornubianiti di alto grado, con tessitura isotropa, compatte che hanno dato origine a pareti ripide e strapiombanti e torrioni con forte risalto morfologico. La scistosità tende ad essere obliterata e il colore della roccia diviene grigio-scuro-violaceo con patine di alterazione color giallo ocra o giallo rossastro. Al contatto con le rocce magmatiche esse danno origine talora a brecce di intrusione.

Le cornubianiti sono rocce completamente ricristallizzate ove la biotite di contatto è abbondante e riconoscibile macroscopicamente. Al microscopio sono state osservate associazioni mineralogiche di contatto a biotite, granato, \pm sillimanite, \pm andalusite, \pm corindone, \pm mica chiara, \pm K-feldspato, \pm spinello verde, \pm cordierite; nelle facies a biotite e andalusite talora è ancora conservata la tessitura scistosa. L'andalusite è spesso sostituita da un feltro di sericite.

Lontano dall'intrusione, i micascisti con scarsa ricristallizzazione di contatto sono macroscopiacamente indistinguibili dai micascisti normali. La tessitura scistosa in questo caso è spesso preservata e si osserva, esclusivamente al microscopio, la neoblastesi di biotite e di mica chiara di contatto (FERRETTI- TORRICELLI, 1982).

5.1.2.1.4. - *Quarziti* (OQU)

Intercalazioni di quarziti e micascisti quarzitici sono frequentemente presenti all'interno dei micascisti a granato e staurolite. Affiorano presso la Vedretta del Careser, a Ovest di Cima Marmotta, a Est di Cima Venezia e al Collecchio. Sono costituite, oltre al quarzo, da feldspato, mica bianca, biotite e clorite in quantità variabili. Talora si tratta di quarziti quasi pure. Formano lenti di spessore metrico di colore grigio scuro o biancastre; mostrano struttura massiccia e tessitura planare. Alcune intercalazioni localizzate entro l'ampia fascia estremamente defor-

mata della linea di Peio sono caratterizzate da tessitura milonitica con sviluppo di strutture nastriformi del quarzo (es., Lago Corvo, Passo di Rabbi).

5.1.2.1.5. - *Ortogneiss* (OOG, OOG_b)

Si tratta di rocce intrusive di età pre-varisica che affiorano sia in lenti metrico-decametriche (Fig. 9) che in due corpi di maggiori dimensioni. Uno di questi attraversa la Val di Rabbi attorno a quota 2000 metri s.l.m., un altro affiora a partire dalla cresta a Sud-Est del Collecchio tra la Val d'Ultimo e la Valle di Montechiesa (Giogo di Montechiesa). Sono trasposti lungo la scistosità regionale nei micascisti dell'Unità di Peio. Il primo è un ortogneiss granitico a grana media. Negli affioramenti attorno al Rifugio Saent l'ortogneiss mostra una notevole diminuzione di grana in corrispondenza di una zona di taglio orientata NE-SW con immersione a Nord-Ovest. L'ortogneiss, originariamente debolmente occhiadino e foliato si trasforma in una roccia a grana fine per ricristallizzazione dinamica dei minerali lungo la foliazione milonitica.

A Sud-Est del Collecchio, nei pressi del Lago Corvo, affiorano lenti metrico-decametriche di ortogneiss granitici con aspetto massiccio, a grana medio-grossa, talora a granato, occhiadini con evidenti cristalli feldspatici chiari in matrice grigia. In prossimità del Lago Corvo gli ortogneiss sono anche intensamente fratturati. In corrispondenza di fasce milonitiche localizzate gli ortogneiss assumono struttura a bande e colore nerastro.

Al microscopio la roccia mostra una tipica composizione granitica data da



Fig. 9 - Corpo decametrico di ortogneiss granitico in Valle Campisol (Foto G. Piccin).

K-feldspato, albite, quarzo, muscovite, biotite, epidoto (talora allanitico). Ove la roccia è deformata la clorite è abbondante.

5.1.2.1.5.1. - Ortogneiss granodioritici (OOG_b)

Ortogneiss del Complesso di Cima Verdignana con età di intrusione pre-varisica. Affiorano estesamente in sinistra idrografica della Valle della Mare a ridosso della cresta spartiacque che separa questa valle dalla Val di Rabbi fino a Cima Verdignana e verso Sud, nell'area compresa nel Foglio geologico IGM alla scala 1:50.000 "Malè", fino alla Val Cercena. Ad Est del Lago del Careser e nella zona di Cima Ponte Vecchio formano lenti di varie dimensioni. L'ortogneiss presenta variazione di composizione, tessitura e grana. Dal punto di vista della composizione mineralogica sono stati osservati prevalentemente ortogneiss epidotico-anfibolici (di composizione granodioritico-tonalitica) e minori ortogneiss pegmatoidi. I primi affiorano estesamente a Sud del Lago Careser, fino alla zona della Cima Verdignana. Mostrano una tipica tessitura occhiadina, grana grossolana ed una lineazione evidenzata dall'isoorientazione di miche e anfibolo. Sono costituiti da quarzo, feldspati, biotite, mica chiara, epidoto ed anfibolo (Fig. 10). Sono inoltre presenti, anche se raramente, piccoli individui di granato. Al piede

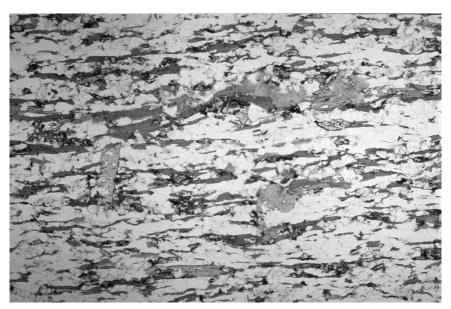


Fig. 10 - Foto al microscopio dell'ortogneiss tonalitico-granodioritico di Cima Verdignana. La foliazione è evidenziata dall'iso-orientazione della biotite e in minor misura dell'anfibolo. Sono presenti rari individui relitti di anfibolo non riorientati durante lo sviluppo della foliazione varisica. Si osservi inoltre la presenza di epidoto relativamente abbondante. Larghezza della foto 5 mm circa.

del versante sud-occidentale della Cima Ponte Vecchio, in sinistra idrografica del Lago Careser, gli ortogneiss sono localmente milonitizzati. Nell'alta Val Maleda essi mostrano una spiccata foliazione evidenziata da orneblenda verde e biotite (Figg. 10 e 11).

Gli ortogneiss pegmatoidi affiorano in prossimità dei laghetti a quota 2809 metri s.l.m. ad Est del Lago Careser e a Nord-Ovest di Cima Ponte Vecchio, dove formano una lente di circa 100 metri di larghezza e 350 metri di lunghezza. Si tratta di una delle lenti di ortogneiss leucocratici che affiorano nei "parascisti di meso-epizona" a Nord degli ortogneiss di Cima Verdignana descritti da Andreatta (1954). L'ortogneiss pegmatoide è costituito da quarzo, plagioclasio, feldspato e mica chiara. L'assenza quasi totale di miche e ovviamente la grana conferiscono a questa litologia una tessitura massiccia.



Fig. 11 - Ortogneiss tonalitico-granodioritico a struttura milonitica del complesso di Cima Verdignana in Val Maleda (Foto G. Piccin).

5.1.2.1.6. - *Anfiboliti* (OAF)

Nel basamento dell'Unità di Peio le intercalazioni di anfiboliti non sono molto frequenti. Formano corpi generalmente poco potenti (qualche metro fino alla decina di metri) trasposti parallelamente alla scistosità regionale. Si tratta di rocce a bande, caratterizzate da un'alternanza di letti scuri millimetrici ricchi in anfibolo e livelli chiari in cui si concentrano le componenti leucocratiche.

L'associazione mineralogica è data da anfibolo, biotite, plagioclasio \pm muscovite, \pm quarzo, \pm granato, \pm epidoto, \pm clorite, \pm magnetite, titanite \pm rutilo. Più raramente sono state osservate anfiboliti ricche in plagioclasio con preservata parzialmente l'originaria struttura magmatica.

Dati gli spessori molto esigui, spesso esse non sono state rappresentate in carta. Il corpo più esteso si trova in Val di Rabbi in località "Il Fontanino". Qui sono stati osservati due tipi litologici di cui il primo è caratterizzato da aspetto compatto, colore verde scuro e grana fine, dove la biotite evidenzia una struttura debolmente scistoso-piana (affiora in destra idrografica del Torrente Rabbies). Il secondo litotipo ha una struttura a bande verde scuro e bande leucocratiche quarzoso-feldspatiche. Questa struttura a bande evidenzia la presenza di pieghe metriche con cerniere tonde (Canale, 1982).

In alta Valle della Mare le anfiboliti affiorano sulla cresta che collega Cima Venezia con Cima delle Marmotte e sullo sperone roccioso parzialmente coperto dalla Vedretta del Careser, a Sud-Est di Cima Venezia. Le anfiboliti sono compatte, di colore verde scuro, a grana medio-fine con blanda foliazione data dall'alternanza di livelli quarzoso-albitici e anfibolici. Al microscopio la foliazione è sottolineata dall'isoorientazione di anfibolo e biotite e da una struttura micropiegata.

In bassa Valle della Mare affiorano anfiboliti a grana grossa, a granato con frequenti piani di taglio duttile, sottolineati da anfibolo (Fig.12).

FERRETTI-TORRICELLI (1982) ha segnalato la presenza di una scaglia di serpen-

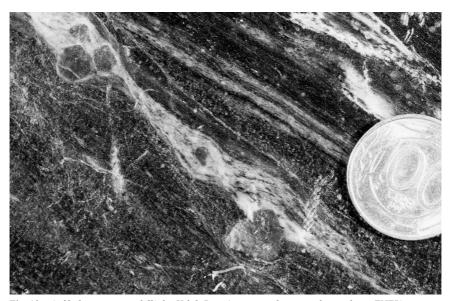


Fig. 12 - Anfiboliti a granato dell'alta Val di Peio (campione da carote dei sondaggi ENEL).

tiniti listvenitiche associate ad una lente di ortogneiss sulla cresta Cavaion-Le Lame (WNW della Cima Cavaion, a Nord-Est di quota 3112 metri s.l.m.). La roccia ha colore verde marcio, è costituita prevalentemente da serpentino ed estremamente scistosa

Sotto Cima Cavaion sono presenti inoltre concentrazioni irregolari di attinolite in cristalli centimetrici e serpentiniti strizzate all'interno di una roccia costituita da mica fuchsitica verde smeraldo, carbonato, quarzo e feldspati.

Questi tipi di brecce serpentinitiche a carbonato, fuchsite (cromifera) e quarzo sono note come "listveniti" e derivano da un processo di metasomatosi su rocce ultramafiche da parte di fluidi saturi in silice e carbonato.

Dal punto di vista strutturale le alternanze di rocce serpentinitiche e ortogneiss potrebbero essere imputabili a ripetizioni dovute a pieghe isoclinali analoghe a quelle osservate nei micascisti e ortogneiss circostanti. Le serpentiniti potrebbero rappresentare antiche scaglie tettoniche all'interno del basamento varisico deformate successivamente assieme ad esso (Ferretti-Torricelli, 1982).

5.1.2.1.7. - *Marmi* (OMA)

Si tratta di marmi a bande giallastro-grigie, impuri, caratterizzati dalla presenza di pieghe isoclinali che evidenziano la pervasiva deformazione dei micascisti e paragneiss nei quali i marmi sono intercalati. Sono costituiti da dominante calcite, quarzo, mica bianca, tremolite, clinozoisite, plagioclasio $e \pm grafite$.

Nelle valli della Mare e di Rabbi i marmi affiorano generalmente con assetto da poco inclinato a suborizzontale sotto Cima Venezia, in Valle della Mare entro la Vedretta del Careser e a valle del Passo di Saent alla testata della Val di Rabbi (Fig. 13).

5.2. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

Il magmatismo tardo-alpino comprende le apofisi terzarie della Pala della Donzella -Tof di Malè, di Prabon e Cilvestrè in bassa Valle della Mare, e un corteo di filoni di composizione andesitica (fz) intrusi nel basamento austroalpino. Questi ultimi sono più diffusi nel basamento dell'Unità di Peio, e più rari nel basamento della Falda del Tonale.

5.2.1. - Apofisi e plutoni (APF)

Le apofisi terziarie che affiorano nell'area della Tavola alla scala 1:25.000 Rabbi sono di composizione prevalentemente quarzodioritica. Alcuni plutoni terziari sono presenti in altre aree del Foglio alla scala 1:50.000 "Rabbi" e in altre zone dell'Alto Adige (es: Vedrette di Ries).

Le rocce mostrano colore grigio e grana media, struttura massiccia da olo-



Fig. 13 - Lenti di marmi alla testata della Val di Rabbi, sotto Passo di Saent intercalati all'interno dei micascisti a clorite e sericite dell'Unità di Peio (Foto G. Piccin).

cristallina granulare a porfirica con fenocristalli di plagioclasio (biancastri) e orneblenda e biotite (scuri). Ad occhio nudo si possono riconoscere i minerali principali (quarzo, biotite, orneblenda, plagioclasio). In affioramento appaiono spesso ricoperte da patine di alterazione chiare.

Il chimismo di queste apofisi, cristallizzate a poca profondità (6 ÷ 8 km) nei micascisti dell'Unità di Peio, è calc-alcalino con elevato contenuto in potassio, dovuto a contaminazioni del magma da parte di materiale crostale (DAL PIAZ G.V. *et alii*, 1988; MAIR, 1998). A scala regionale, questi corpi si differenziano, per quanto concerne il chimismo, dalle apofisi più occidentali situate nella zona del Gran Zebrù e Passo della Bottiglia dove la composizione dei filoni e dei corpi magmatici è invece nettamente calc-alcalina (DAL PIAZ G.V. *et alii*, 1988).

L'età di intrusione di questi corpi risale all'Oligocene superiore (DAL PIAZ G.V. et alii, 1988).

La presenza di una zona piuttosto ampia di rocce interessate dal metamorfismo di contatto attorno a queste apofisi, fa supporre che esse siano piuttosto estese in profondità.

5.2.1.1. - Apofisi della Pala della Donzella - Tof di Malé

L'apofisi principale affiora tra gli speroni rocciosi del Tof di Malé e le pareti della Pala della Donzella, tra quota 2500 metri e 2600 metri. Ha forma allungata in direzione Nord-Sud e copre un'area di circa 0,6 km². Due corpi filoniani affio-

rano in prossimità del corpo maggiore in località Pozzuol.

L'apofisi maggiore è costituita da quarzodioriti localmente a struttura porfirica con subordinate facies leucocratiche. La roccia è molto alterata e fratturata e ha prodotto una locale coltre di materiale d'alterazione rossiccio. In corrispondenza della massa intrusiva principale, piuttosto alterata, la morfologia del versante è meno ripida e contrasta con le pareti e le guglie che caratterizzano invece la zona di affioramento delle circostanti cornubianiti (FERRETTI-TORRICELLI, 1982).

Sono stati riconosciuti due tipi di rocce magmatiche: quarzodioriti e leucograniti aplitici (Ferretti Torricelli, 1982).

La quarzodioriti mostrano grana da media a grossolana e colore grigio scuro - verdastro. La composizione mineralogica è data da plagioclasio, biotite, quarzo, ± anfibolo, ± K-feldspato. In qualche caso è stata osservata al microscopio la presenza di clinopirosseno relitto entro l'anfibolo. L'anfibolo è in genere presente in individui di dimensioni plurimillimetriche, con frequenti inclusioni di plagioclasio e apatite. Spesso è sostituito da clorite ed opachi.

Il contatto con la roccia incassante è articolato e caratterizzato dalla presenza di un fitto intreccio di filoni chiari aplitici e pegmatitici e di brecce di intrusione costituite dal basamento circostante

5.2.1.2. - Apofisi di Malga Prabon

Questa piccola massa intrusiva è situata circa 100 metri a Nord di Malga Prabon, sulla strada per Malga Mare e si estende per non più di 50 m² (Andreatta, 1954; Ceroni, 1982; Ferretti-Torricelli, 1982). Essa costituisce un'apofisi irregolare di composizione quarzodioritica ricca in concentrazioni femiche ed inclusi, attraversata da numerosi filoncelli aplitici e microgranitici (Fig. 14).

La grana della roccia è media. Biotite ed anfibolo sono riconoscibili macroscopicamente. La composizione mineralogica è data da plagioclasio, biotite ed anfibolo, cui si associano minori clinopirosseno, quarzo, K-feldspato e, tra gli accessori, zircone, tormalina, rutilo, titanite ed epidoto. I nuclei di concentrazione femica a grana fine e colore nero formano chiazze irregolari e di dimensioni variabili dal centimetro al metro. La composizione mineralogica di questi nuclei include plagioclasio, biotite, anfibolo (talora molto abbondante), clinopirosseno e scarso quarzo e riflette una composizione dioritica. Gli inclusi di scisti incassanti sono poco frequenti.

Filoncelli e vene leucocratici di varia dimensione costituiscono un fitto intreccio. Hanno per lo più colore biancastro, talora rosato per la presenza di feldspato potassico, o grigiastro nelle facies a tendenza granitica; mostrano grana variabile. Nell'ambito di un singolo filone si può osservare la transizione dalla facies pegmatitica alla facies granitica (per la comparsa di biotite) o granodioritica per la comparsa di raro anfibolo (FERRETTI-TORRICELLI, 1982).



Fig. 14 - Apofisi di Malga Prabon con evidenti filoncelli aplitici (Foto G. Zambotti).

5.2.1.3. - Apofisi di località Cilvestrè

Una piccola massa particolarmente fresca in confronto alle precedenti anche se fratturata, affiora tra quota 2010 metri e quota 2040 metri con un'estensione di circa $40 \div 50 \text{ m}^2$, in località Cilvestrè (600 metri a Est del Tof di Malè, lungo il sentiero che da Malga Mare porta a Vallenaia). In questa apofisi è stata osservata maggior diffusione delle facies leucocratiche rispetto ai due corpi precedenti. La composizione mineralogica è data da plagioclasio e biotite abbondanti, cui si associano K-feldspato, anfibolo e quarzo (scarso) (Ferretti Torricelli, 1982). Sono presenti inoltre nuclei centimetrici di concentrazione femica e filoncelli aplitici. Il contatto con i micascisti incassanti, ove visibile, è articolato.

5.2.2. – Filoni Andesitici (fz)

Nell'area compresa nella Tavola sono presenti numerosi filoni di composizione andesitica, generalmente di colore grigio-verde (DAL PIAZ *et alii*, 1988) (Tabella 1) e a struttura porfirica per la presenza di fenocristalli di anfibolo e plagioclasio.

In Val di Rabbi i filoni sono per lo più concentrati in sinistra idrografica, nella zona di cresta tra Sass Forà e Cima Sternai e, in minor misura, in Val Maleda. Sono spesso alterati e spesso ricoperti da una patina biancastra. In qualche caso sono accompagnati da fenomeni di circolazione idrotermale che hanno determinato la formazione di mineralizzazioni a quarzo, pirite e altri ossidi in cristalli ben sviluppati (es., la mineralizzazione associata al grande filone che affiora sulla cresta a Sud di Cima Sternai Meridionale). L'intrusione dei filoni é avvenuta spesso lungo i piani della scistosità regionale orientata NE-SW (Sass Forà, Lago della Marmotta, Cima Sternai Meridionale) e in parte lungo i piani di fratturazione regionale orientati E-W e NNW-SSE. Tuttavia, dato l'esiguo spessore, molti corpi filoniani non sono stati rappresentati nella carta geologica.

Lungo la cresta meridionale di Cima Sternai Meridionale i filoni hanno dimensioni variabili dal decimetro a qualche metro. Hanno aspetto massiccio, colore grigiastro e spiccano nettamente negli scisti incassanti.

In Valle della Mare rari filoni affiorano nei pressi del Lago della Marmotta. La loro tessitura varia da porfirica ad afirica in massa di fondo grigio-verde. Nelle facies porfiriche si riconoscono macroscopicamente fenocristalli di plagioclasio e raro anfibolo (Ferretti-Torricelli, 1982). Al microscopio è stata osservata la presenza di anfibolo (orneblenda verde-bruna) e di pirosseno augitico entrambi sostituiti da clorite e calcite; il plagioclasio è profondamente alterato. La massa di fondo è minutissima e costituita da clorite, sericite, calcite ed epidoto. Tra i minerali accessori sono stati osservati pirite e magnetite (Andreatta, 1954).

	Lago della Marmotta (Valle della Mare)	Sass Forà (Val di Rabbi)	Giogo Nero (Val di Rabbi)	Giogo Nero (Val di Rabbi)
SiO ₂	55.97	58.90	57.04	56.21
TiO ₂	0.55	0.56	0.68	0.68
Al_2O_3	18.76	16.36	16.17	15.53
Fe ₂ O ₃	2.45	2.13	2.28	1.75
FeO	4.51	3.13	4.06	4.45
MnO	0.15	0.11	0.13	0.12
MgO	2.49	3.14	3.59	3.61
CaO	5.26	5.25	5.87	6.70
Na ₂ O	3.96	3.54	2.80	2.72
K ₂ O	1.89	3.86	3.49	3.56
P ₂ O ₅	0.28	0.32	0.38	0.42
P.F.	2.52	2.04	3.08	3.87
Totale	98.79	99.34	99.57	99.62

Tabella 1 – Analisi chimiche di alcuni filoni della Val di Rabbi e della Valle della Mare. I filoni della Val di Rabbi sono rocce a composizione andesitica caratterizzate da un elevato contenuto in potassio (Riello, 1982).

I filoni sono spesso alterati con sviluppo di aggregati di sericite, calcite e prodotti argilloso-caolinici a spese del feldspato e di clorite, epidoto, calcite e altri minerali secondari a spese dei minerali basici.

6. - SUCCESSIONI QUATERNARIE

6.1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GENERALE

L'area compresa nella Tavola 25 III SW Rabbi è un'area di alta montagna situata a quote comprese tra 3441 metri (Cima Sternai) e quota 950 metri circa (fondovalle della Val di Rabbi). Una gran parte della Tavola (senz'altro più di tre quarti di essa) comprende zone situate a quote superiori a 1800 metri. L'area è coperta da depositi di varia origine di età pleistocenica ed olocenica.

La Tavola Rabbi comprende uno dei più grandi ghiacciai del Trentino noto come Vedretta del Careser, (estensione: 4,83 km²) che è stato oggetto di osservazioni continue fin dagli anni venti (Desio, 1967). Queste hanno evidenziato, a partire dal 1923 ad oggi, un arretramento della fronte pari a 1,3 km, cui è corrisposto un innalzamento di quota pari a 215 mteri (Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia C.N.R., 1986).

Nel corso del Pleistocene e dell'Olocene gran parte dell'area della Tavola Rabbi era glacializzata e questo ha influenzato fortemente sia la morfologia del territorio che la distribuzione e la tipologia dei depositi quaternari.

I depositi glaciali del Tardiglaciale (Pleistocene sup.) formano attualmente morene laterali a quote intermedie; nelle valli sospese dei bacini del Noce e del Rabbies quelli dell'Olocene sono conservati solo alla testata delle valli e sono ubicati in prossimità delle fronti glaciali attuali dove sono localmente presenti anche depositi fluvioglaciali. La parte inferiore dei versanti vallivi è ricoperta da ampie falde e coni detritici che si raccordano alla piana alluvionale di fondovalle e danno luogo a limitate aree pianeggianti, oppure è occupata da depositi di *debris flow*.

I depositi dovuti a frane di crollo sono relativamente poco frequenti. In Val di Rabbi è stata segnalata inoltre una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV).

I depositi crioclastici hanno dato origine ad una copertura quasi continua ai piedi delle pareti rocciose al di sopra del limite del bosco; essi sono piuttosto frequenti in corrispondenza di fasce cataclastiche.

I rock glacier sono presenti un po' ovunque nell'area attivi o inattivi, soprat-

tutto nei circhi di alta quota.

Per quanto riguarda l'età, tutti i depositi sono ascrivibili al Pleistocene superiore e all'Olocene, dato che in tutta l'area della Tavola non sono stati segnalati depositi antecedenti l'ultima grande espansione glaciale (*Local Last Glacial Maximum*, L.L.G.M., Pleistocene, con picco intorno ai 18.000 anni B.P.).

Per quanto riguarda la Tavola alla scala 25.000 "Rabbi", le distinzioni operate nell'ambito dei depositi quaternari sono basate su criteri litomorfogenetici. I depositi sono indicati con colori di fondo (giallo chiaro e verde chiaro che forniscono un'indicazione di massima relativa all'età del deposito) e sovrassegni differenziati a seconda dei diversi tipi di sedimenti. In verde chiaro sono indicati i depositi più antichi legati ad eventi deposizionali che risalgono all'ultima grande espansione glaciale (stadio würmiano *Auct.*) comprensiva del suo acme e delle fasi tardiglaciali (Bühl, Steinach, Egesen, Daun, Gschnitz); queste ultime fasi indicano una netta ripresa del glacialismo nel Pleistocene superiore, come osservato in altri gruppi montuosi delle Alpi (si vedano ad es. i lavori di Trevisan, 1939; Castiglioni, 1961 e Malaroda, 1948 che descrivono gli stadi dell'ultima glaciazione in aree limitrofe). In colore giallo chiaro sono indicati i depositi relativi ad eventi glaciali e di altra natura attuali, oppure riferibili a condizioni climatiche analoghe a quelle odierne (Olocene –Attuale).

Depositi relativi alla massima espansione (stadio würmiano *Auct.*) del ghiacciaio pleistocenico, si trovano sui versanti della Val di Rabbi circa in corrispondenza della zona in cui la valle cambia direzione (da Nord-Sud a Est-Ovest).

Per la ricostruzione dei vari stadi di avanzata e ritiro delle lingue glaciali sia nel Tardiglaciale che durante la Piccola Età Glaciale e per uno studio delle morfologie glaciali e periglaciali della Val di Peio, si rimanda al lavoro pubblicato dal Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia C.N.R. nel 1986.

6.2. - Depositi antichi

6.2.1. - Depositi pertinenti all'ultima Grande Espansione Glaciale ("Local Last Glacial Maximum" L.L.G.M.)

6.2.1.1. - Depositi glaciali

In questa Tavola i depositi legati alle fasi di espansione del L.L.G.M. sono decisamente limitati in confronto a quelli associati alle fasi tardiglaciali. Essi, come accennato appena sopra, sono limitati ai versanti della Val di Rabbi, tra la località "Il Fontanino" e l'abitato di S. Bernardo. Si estendono su entrambi i versanti fino a quote di circa 2000 metri s.l.m.. Si tratta di depositi di *till* indifferenziato e mancano gli edifici morenici. La presenza di questi depositi è stata riconosciuta in base alle morfologie del versante e al ritrovamento di blocchi arrotondati e modellati che affiorano dalla copertura vegetale.

I depositi ascrivibili alle fasi tardiglaciali del L.LGM sono invece diffusi. Si tratta di materiale deposto durante la fase di ritiro dei ghiacciai dell'Adige in Val Venosta, del Noce in Val di Sole e in Val di Non e di quelli delle valli laterali tributarie, alla ripresa dell'attività glaciale nel Tardiglaciale. Questa nuova fase, che si era manifestata con avanzate delle fronti glaciali in tutte le valli laterali, è riconducibile agli stadi di Bühl, Steinach, Egesen, Daun e Gschnitz *Auct.*, riconosciuti nelle aree vicine e ampiamente descritti nelle Note Illustrative del contiguo Foglio geologico alla scala 1:50.000 "Malè".

La presenza di *till* e dossi morenici a quote diverse nella medesima valle indica che questi fenomeni di avanzata e di ritiro dei ghiacciai sono avvenuti più volte durante le fasi di deglaciazione.

Alla fine del Pleistocene superiore i ghiacciai delle valli laterali non erano più raccordati con i ghiacciai delle valli principali e spesso le loro lingue arrivavano a sovrapporsi e a tagliare i depositi lasciati dai ghiacciai principali durante il L.L.G.M..

Depositi glaciali nella Valle della Mare

I depositi del Tardiglaciale coprono con spessori variabili una vasta porzione della Valle della Mare. Dalla distribuzione dei depositi e degli edifici morenici è possibile dedurre che durante la fase finale Tardiglaciale (Pleistocene sup.) l'area della valle fosse ricoperta dalle masse glaciali dei tre maggiori ghiacciai ancora ben riconoscibili alla testata del vallone (Vedretta della Mare, Vedretta Rossa – situate entrambe nella zona limitrofa a Ovest della Tavola Rabbi - e Vedretta del Careser) le cui lingue convergevano verso la località Malga Mare, e di due ghiacciai minori quali la Vedretta di Cavaion, che confluiva nella Vedretta del Careser, e la Vedretta Marmotta che confluiva sia nel ghiacciaio del Careser che in quello della Mare. Le morene laterali depositate dal ghiacciaio che scendeva dal circo del Lago delle Marmotte, sono ben conservate e si possono riconoscere in destra idrografica della Val Lagolungo. Tali morene, che costituiscono attualmente lo spartiacque con la Val Venezia, risultano interrotte in più punti in cui, presumibilmente, si verificarono fenomeni di transfluenze.

La sezione più significativa di questi depositi si trova presso il Lago Lungo. Si tratta di *diamicton* con la tipica struttura massiva a supporto di matrice con blocchi di dimensioni inferiori al metro, poco arrotondati, costituiti da micascisti ed ortogneiss. I blocchi sono immersi in una matrice sabbioso-limosa. Localmente la matrice è scarsa e la struttura del deposito è a supporto di clasti. Questi depositi che formano dossi allungati in direzione della valle e che costituiscono la separazione con la sottostante Val Venezia, possono essere interpretati come *till di ablazione*. I depositi che si trovano sul fondo della Val Lagolungo sono stati interpretati come *till di alloggiamento*. Il loro spessore varia da una decina ad un centinaio di metri.

Depositi glaciali nella Val di Rabbi

Questi depositi sono relativi agli stadi tardiglaciali. Hanno la tipica struttura massiva a supporto di matrice con blocchi anche di notevoli dimensioni (sono stati osservati massi con diametri di alcuni metri) costituiti da prevalenti micascisti e minori ortogneiss. I clasti sono immersi in una matrice sabbiosolimosa di colore variabile dal grigio al rosso/giallastro (quest'ultimo colore, prevalente, è dovuto a fenomeni di ossidazione). Non sono stati distinti il till di alloggiamento e il till di ablazione in quanto non sono presenti affioramenti tali da permetterne una distinzione. E' stata invece curata la cartografia delle forme d'accumulo (cordoni morenici) che hanno permesso di ricostruire le varie fasi di avanzata delle lingue glaciali. Lo spessore dei depositi varia da una decina fino a un centinaio di metri.

In alcuni settori, come nella zona a Nord-Ovest del Rifugio Dorigoni intorno a quota 2750 metri, è presente un deposito generalmente denominato "morenico scheletrico o sparso" caratterizzato dal totale asporto della frazione fine; esso forma caratteristici "campi di pietre" di varie dimensioni.

Abbondanti depositi tardiglaciali si rinvengono alla testata della Val di Rabbi (Valletta e zona del Rif. Dorigoni). Su entrambi i versanti, alcune morene laterali disposte parallelamente all'asse della valle indicano la presenza di una lingua glaciale lunga e stretta (si vedano le due morene ubicate rispettivamente a quota 2600 e 2750 metri in destra idrografica della valle). Nell'alta Valle Campisol sono presenti diverse morene laterali che tendono a chiudersi ad arco nei pressi del Malghetto permettendo così di riconoscere la geometria della lingua glaciale che era ampia oltre 1 km nella parte alta e ristretta (150 - 200 metri di larghezza) in bassa valle. In Val Maleda, nella zona del Malghetto Forborida, sono presenti cordoni morenici il cui andamento circa Est-Ovest suggerisce che essi siano stati depositati da una lingua glaciale che confluiva nel ghiacciaio principale della Val di Rabbi. Sul versante sinistro della Val di Rabbi, in località Tovo dei Buoi, si trovano edifici morenici depositati da una lingua glaciale che scendeva dal circo situato a Ovest del Collecchio (Fig. 15). Depositi tardiglaciali sono presenti su entrambi i versanti della Val Lago Corvo. Essi formano morene disposte ortogonalmente rispetto alla Val di Rabbi e indicano una probabile transfluenza del ghiacciaio della Valle Montechiesa (N. Surian e G. Piccin, dati inediti).

6.2.1.2. - Accumuli a grandi blocchi (rock glaciers)

Rock glaciers di varie dimensioni riferibili al Tardiglaciale sono relativamente diffusi. Questi depositi hanno una tipica morfologia caratterizzata da contropendenze, solcature, ondulazioni con forma ad arco convesso verso valle. Le fronti sono ripide e costituite da blocchi angolosi con grana variabile dalle sabbie



Fig. 15 - Morene laterali in località Tovo dei Buoi (Val di Rabbi) ascrivibili al Tardiglaciale (Foto G. Piccin).

(visibili presso la fronte) ai massi con diametro talvolta superiore al metro. I *rock glacier* tardiglaciali sono caratterizzati da pronunciate depressioni centrali (dovute alla fusione postuma del ghiaccio), coperture vegetali (inerbimenti e alberi) e abbondanti licheni sui blocchi, in accordo con quanto descritto in letteratura (Albertini, 1955; Raczkowski, 1997).

Gli accumuli più antichi sono presenti al di sotto di quota 2500 metri che risulta essere il limite inferiore tra i depositi di questo tipo attuali ed antichi. Questo limite può subire variazioni locali, legate all'esposizione del versante.

Questi depositi sono diffusi in tutta l'area, ma sono particolarmente numerosi in Val Maleda.

6.2.1.3. - Depositi di contatto glaciale

Questi depositi sono molto limitati. Sono stati rinvenuti nel fondovalle della Val di Rabbi alla base dei versanti a Nord della località Fonti di Rabbi. E' verosimile supporre che si siano formati nella fase immediatamente successiva all'acme dell'espansione glaciale, quando la lingua glaciale presente nella valle principale era in fase di ritiro. Essi sono stati riconosciuti soprattutto sulla base di osservazioni geomorfologiche dato che la copertura vegetale impedisce l'osservazione degli affioramenti.

6.2.1.4. - Depositi di frana

I depositi di frana sono relativamente rari. Poche sono le frane ormai inattive che sono state definite "antiche"; esse sono presenti soprattutto in Val di Rabbi.

La frana antica più rilevante è situata nei pressi di Malga Fratte bassa (versante destro della Val di Rabbi). In corrispondenza di questa frana si osserva un notevole restringimento del fondovalle ed una deviazione del T. Rabbies. La frana interessa una notevole porzione del versante, con una larghezza di 1100 metri ed una lunghezza di 750 metri. Il fenomeno è stato riconosciuto e delimitato non solo attraverso il rilevamento geologico, ma anche grazie alla fotointerpretazione e ad un'accurata analisi della morfologia del versante. L'intero corpo di frana è ricoperto da vegetazione ad alto fusto.

Un'altra frana è situata a monte della Piana di Saent, in destra idrografica, circa a quota 1900 m. Si tratta di un grande accumulo costituito da massi (anche di qualche metro di diametro) che ha causato la deviazione verso Est del Torrente Rabbies.

Ricordiamo infine la frana situata sul versante sinistro della Val di Rabbi immediatamente a Nord-Ovest di Malga Cespedè o Samocleva: si tratta una frana con probabile movimento rotazionale che ha coinvolto depositi glaciali.

6.3. - Depositi recenti e attuali

Si tratta di depositi che si sono formati nelle valli ormai quasi completamente deglacializzate, in condizioni morfologiche e climatiche simili a quelle attuali; ne fanno parte anche i depositi glaciali legati all'ultima piccola glaciazione (Piccola Età Glaciale, P.E.G., 1500-1895 d.C).

6.3.1. - Depositi glaciali

Si tratta per la maggior parte di *till* indifferenziato (*diamicton* massivo a supporto di matrice, con matrice prevalentemente ghiaioso – sabbiosa), la cui potenza è di difficile valutazione. Nei casi più frequenti lo spessore medio varia da qualche metro ad alcune decine di metri ed aumenta considerevolmente ove i depositi assumono la forma di argine, in corrispondenza della massima culminazione.

In Val di Rabbi essi si rinvengono all'interno di circhi a quote comprese tra 2800 metri e 3200 metri a ridosso delle poche lingue glaciali ancora presenti. Si tratta di morene laterali, frontali o di fondo la cui freschezza viene evidenziata dalla forma affilata, dalla mancanza di copertura vegetale e dalla modestissima copertura di licheni sulla superficie dei massi. Il deposito è caotico con ciottoli e clasti di tutte le dimensioni (fino ad alcuni metri di diametro) immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa di colore che va dal grigio al rosso/gialla-stro (prevalente) dovuto a fenomeni di ossidazione dei litotipi presenti. Questi depositi presentano talora evidenze di una mobilizzazione sotto forma di colate

successiva alla loro deposizione.

A titolo di esempio ricordiamo i depositi situati nel circo a Est di Cima Rossa di Saent (Fig. 16), a Sud-Est di Cima di Saent, a Est di Cima Mezzena (Fig. 17) a Est della Cima di Rabbi, a Sud-Ovest di Cima Sternai Meridionale e a Ovest di Cima Sternai. In quest'ultimo caso i depositi formano la morena laterale della Vedretta di Sternai (quota 3050 metri), che rappresenta una delle poche forme glaciali chiaramente attribuibili ad un ghiacciaio attuale (Fig. 18).

L'evoluzione glaciale recente delle vedrette di Sternai e di Saent in Val di Rabbi è stata descritta da SEPPI *et alii*, 1999. Sulla base del confronto di dati cartografici e fotografici di età diversa gli autori hanno valutato a partire dalla massima espansione olocenica (metà del 1800) ai giorni nostri, un ritiro complessivo di 570 metri per la Vedretta di Sternai e di 640 metri per la Vedretta di Saent.

In Valle della Mare i depositi glaciali sono rappresentati da *till* di alloggiamento e cordoni morenici frontali o laterali, localizzati in prossimità delle attuali lingue glaciali come la Vedretta del Careser, Fig. 3a, e la Vedretta della Mare (quest'ultima si sviluppa immediatamente a Ovest della Tavola Rabbi) e di piccoli ghiacciai relitti come quello situato a Nord di Cima Cavaion e la Vedretta Marmotta situata al passo che collega la Valle dei Laghi con la Val Martello. In prossimità della fronte della Vedretta del Careser sono state osservate interessanti



Fig. 16 - Depositi riferibili alla Piccola Età Glaciale a Est di Cima Rossa di Saent. Localmente si osserva una forma a colata dei depositi (ad esempio al centro della foto appena sopra al lago più esteso) dovuta alla mobilizzazione dei depositi glaciali successiva alla loro deposizione (Foto G. PICCIN).



Fig. 17 – Argine morenico a Est di Cima Mezzena ascrivibile alla Piccola Età Glaciale.

forme glaciali definite "coni di ghiaccio" alla sommità delle quali si osservano dei depositi laminati fini che testimoniano la presenza di acqua di fusione sulla superficie del ghiacciaio.

Le forme di modellamento glaciale

Nell'area della Tavola Rabbi sono presenti numerosissime forme di modellamento glaciale. Le più comuni sono il profilo delle valli a "U", la presenza di circhi glaciali (numerosissimi alle testate delle valli), la presenza di valli laterali sospese (ad es. la Valle Campisol), la presenza di gradini in roccia (es. la zona delle Cascate di Saent), contropendenze e nicchie di sovraescavazione occupate da laghetti di circo o *tarn* (Fig. 19) (si vedano le nicchie a Nord del Rif. Dorigoni). Molto comuni sono le rocce montonate e striate, utilizzate per riconoscere la direzione del flusso dei ghiacciai (es., la zona dei Laghetti di Sternai, la zona del Rifugio Dorigoni, la zona del Lago Valletta, il pendio a Sud-Ovest del Lago del Careser) (Fig. 20).

In corrispondenza di alcuni passi e forcelle sono state osservate morfologie che evidenziano transfluenze, come ad esempio a Sud-Ovest di Cima Careser (dove è stata ipotizzata la transfluenza del Ghiacciaio del Careser verso Sud-Est), in corrispondenza del Passo di Saent (dove è stata ipotizzata la transfluenza di una lingua glaciale dalla Val Martello verso Sud-Est) al Passo di Rabbi (dove si ipotizza invece una transfluenza dalla Valle di Montechiesa) (N. Surian e G. Piccin, dati inediti).

6.3.2. - Accumuli a grandi blocchi (rock glaciers)

Si tratta di diamicton massivo, a grandi massi spigolosi con ghiaie e sabbie, di provenienza esclusivamente locale. Abbondanti depositi sono stati osservati alla testata della Val Maleda (a Sud della Cima Cavaion) e nel circo ad Est di Cima Rossa di Saent. Essi sono segnalati anche in quasi tutti i piccoli circhi delle valli principali. Gli accumuli di blocchi si presentano come lobi a fronte ripida, con rughe di scorrimento poco pronunciate.

Dal punto di vista genetico sono riconosciuti *rock glacier* attribuibili ad almeno due fasi di formazione. I depositi caratterizzati da fronti in continuo e lento movimento e privi di copertura lichenica e di alterazione pedologica sono stati attribuiti alla Piccola Età



Fig. 18 - La Vedretta di Sternai alla testata della Val di Rabbi.

Glaciale; quelli invece con superficie detritica parzialmente inerbita e non più attivi, ad un'età più antica (Pleistocene sup. p.p.- Olocene).

6.3.3. - Depositi alluvionali

I depositi alluvionali sono costituiti da ghiaie e sabbie con elementi da subarrotondati ad arrotondati e rare intercalazioni di orizzonti fini a matrice limosa.

In Val di Rabbi i depositi alluvionali sono presenti principalmente sul fondovalle del corso d'acqua principale (T. Rabbies). Essi sono stati osservati lungo tutta l'asta fluviale e costituiscono piane alluvionali, spesso inerbite ed in alcuni casi antropizzate, in alcuni tratti del fondovalle. Queste piane sono presenti presso il Rifugio Fontanino, a SW di Somrabbi, da Fonti di Rabbi a Masnovo ed infine nei pressi di S. Bernardo.

In Valle della Mare i depositi alluvionali sono di modesta estensione e legati al Torrente Noce Bianco e al Rio Careser.



Fig. 19 - Nicchia di sovraescavazione glaciale occupata da un lago di circo "tarn" (Laghetti di Sternai, lago a quota 2744 metri) (Foto G. PICCIN).



Fig. 20 - Tipiche forme di modellamento glaciale: rocce montonate nei pressi dei Laghetti di Sternai in alta Val di Rabbi.

6.3.4. - Depositi di versante

Si tratta di depositi caratterizzati dalla presenza di frammenti rocciosi eterometrici a tessitura aperta, con clasti di provenienza locale e matrice in quantità variabile. Ricoprono il substrato pre-pleistocenico e/o i depositi antichi di varia natura. Sono caratterizzati in genere dall'assenza di orizzonti pedogenizzati. I maggiori accumuli sono presenti ai piedi delle pareti rocciose sottoposte ai processi di gelivazione.

La granulometria del deposito varia da sabbia molto grossolana al masso, le dimensioni medie degli elementi clastici si aggirano attorno a 10 - 20 cm. Prevalentemente si osservano clasti tabulari e a lama ove costituiti da rocce scistose, clasti equidimensionali laddove prevalgono le rocce magmatiche. La cementazione è praticamente assente. L'unica struttura sedimentaria osservabile è la selezione dimensionale dei clasti, che risultano essere generalmente più grossolani alla base dei pendii.

Questi depositi sono diffusi ovunque alla base delle pareti rocciose. A titolo di esempio, si possono citare i depositi che si trovano a Ovest e a Sud del Collecchio in Val di Rabbi e più in generale alla base di tutta la dorsale che collega il Collecchio con Cima Sternai. Il detrito forma falde ben sviluppate, caratterizzate, nella parte sommitale, da depositi a granulometria fine. Queste fasce detritiche si spingono fino a quote molto elevate limitando gli affioramenti rocciosi alla sola zona di cresta; talvolta, sulle creste poco affilate, la gelivazione frantuma le rocce e il detrito va a ricoprire interamente le rocce, nascondendo gli affioramenti. Questo fenomeno è stato osservato anche lungo le creste occidentali della Val di Rabbi (Cima Cavaion e Cima Mezzena).

6.3.5. - Depositi palustri

Depositi limoso-sabbiosi di spessore modesto sono stati osservati in vari settori dell'alta Valle della Mare e di Rabbi. I depositi torbosi derivano da accumuli di materiale organico in decomposizione all'interno di depressioni che coincidono generalmente con conche di sovraescavazione glaciale (ad es. zona del Lago Lungo e zona a Est del Rif. Dorigoni).

6.3.6. – Depositi di Frana

I depositi di frana recenti sono rari e di modeste dimensioni. Essi sono ben riconoscibili perchè quasi sempre privi di copertura vegetale. Le frane di crollo sono le più frequenti. I depositi di queste frane sono pricipalmente costituiti da massi, talvolta di dimensioni notevoli (diametro di qualche metro). La tessitura del deposito è normalmente aperta mentre la cementazione è assente. Questi depositi formano accumuli ai piedi di pareti intensamente fratturate. Cause pre-

disponenti alle frane di crollo sono la natura delle litologie (i micascisti) e dei depositi e l'assetto strutturale (fratture e faglie). Cause preparatorie sono in genere il clima di alta montagna (crioclastismo) e gli eventi piovosi particolarmente intensi. Generalmente si tratta di frane che interessano porzioni di roccia molto fratturate. In certi casi risulta difficile dire se i depositi di frana sono il risultato di un unico evento o di più eventi intervallati nel tempo.

Le frane di crollo recenti possiedono nicchie di distacco con lunghezze dell'ordine del centinaio di metri. Tra i depositi di frana di crollo maggiori possiamo ricordare i depositi di Cima Sternai Meridionale e di Cima Rossa di Saent (frana attiva anche nell'estate del 1999) (Fig. 21).

Tra le frane attuali, due sono significative dal punto di vista applicativo: la frana di Malga Stablasolo, riattivata nel settembre 1999 il cui deposito è stato trasportato a valle da un *debris flow* (di questa si parlerà nel paragrafo successivo) e la frana della Val di Prà Gambai, situata sul versante destro della Val Prà Gambai a quota 1800 metri s.l.m., la cui zona di distacco si trova nell'area della Tavola 1:25.000 Bresimo. Quest'ultima è una frana di crollo che coinvolge gli gneiss del Tonale proprio in corrispondenza di una zona di faglia. La continua caduta di detrito grossolano dalla scarpata di degradazione, mescolato con una frazione fine, ha provocato l'accumulo di una notevole quantità di materiale ai piedi della scarpata stessa. In caso di precipitazioni eccezionali, questo materiale viene trasportato a valle sotto forma di *debris flow* che, incanalandosi lungo la valle di Prà Gambai, talora arreca notevoli danni agli insediamenti e alle infrastrutture del



Fig. 21 - Frana recente ad Est di Cima Rossa di Saent (Foto G. Piccin).

fondovalle (frazione di Casna e strada provinciale). Al momento del rilevamento erano in corso lavori di sistemazione del versante ad opera dei Servizi Forestali, con disgaggi e opere di consolidamento della scarpata in disgregazione.

Sulla carta geologica i movimenti lenti del suolo (*creep*) non sono stati rappresentati: tuttavia va sottolineata la frequenza di questo tipo di deformazione dei depositi sciolti. Essi sono evidenziati dalla forma incurvata dei fusti delle conifere che crescono lungo i versanti. A titolo di esempio citiamo l'assetto delle piante ad alto fusto osservabile lungo i sentieri vicino al Rif. Fontanino.

6.3.7. - Depositi da debris flow

I *debris flows*, ossia le colate di detrito da trasporto in massa, sono molto diffusi nell'area della Tavola. Sono depositi ad elevata pericolosità e rischio geologico che si accumulano nei fondovalle, ossia le zone più antropizzate, grazie a processi erosivi veloci (velocità di alcuni m/s), ad elevata energia e difficilmente mitigabili.

I *debris flow* sono flussi di materiale misto ad acqua, incanalati o non incanalati; nel primo caso essi danno origine a conoidi, nel secondo caso a colate detritiche. In particolare i conoidi hanno tipiche pendenze elevate, superfici con morfologia irregolare e dossi allungati secondo la direzione di massima pendenza e talora includono blocchi di notevoli dimensioni. A quote elevate i conoidi e le colate sono privi di copertura vegetale, mentre nei fondovalle essi sono coperti da vegetazione. In Val di Rabbi i conoidi di *debris flow* terminano sul fondovalle principale dove il Torrente Rabbies li incide formando scarpate alte alcuni metri. Alcuni conoidi non presentano segni di attività recente, tuttavia essi sono da ritenere di recente deposizione in quanto i corsi d'acqua che ne hanno determinato la formazione sono poco incisi (incisioni dell'ordine 1÷2 m).

Il deposito dei *debris flow* è costituito da materiale di frana, detriti di falda e depositi glaciali. Generalmente sono presenti blocchi a supporto di matrice limoso-sabbiosa e ghiaie; i blocchi sono generalmente da subangolosi a subarrotondati ed hanno dimensioni pluridecimetriche (generalmente quelli di maggiori dimensioni sono prevalenti nella porzione superiore del deposito).

Alcuni depositi possono essere definiti di tipo misto in quanto originati sia da processi di trasporto in massa (*debris flow* s.s.) che dall'azione delle valanghe (es., i conoidi dell'area di Malga Stablet e Malga Stablasolo, in Val di Rabbi). Quest'ultimo è modesto e, per questo motivo, si è preferito rappresentare nella Carta Geologica anche questo tipo di deposito come "conoide da *debris flow*".

I corsi d'acqua presenti nell'area della Tavola e i relativi conoidi hanno un assetto relativamente stabile grazie agli interventi di sistemazione idraulica (briglie, muri longitudinali) che sono stati effettuati recentemente.

In Val di Rabbi segnaliamo i debris flows di Malga Stablasolo riattivatosi nel

settembre 1999 e quello di Pra Gambai nel 1997.

Lungo il versante sinistro della Val di Rabbi sono stati osservati i conoidi da *debris flow* di Mandria Buse, Somrabbi, Casna, Pralongo, Zanon e Ceresè; sul versante destro analoghi conoidi sono presenti a valle del Dosso della Croce, a Sud di Malga Stablasolo, nei pressi del Rif. Fontanino, a Ovest del campeggio di Fonti di Rabbi. Quest'ultimo conoide genera una situazione di rischio per il Rif. Fontanino e il campeggio situato a Sud-Ovest di Somrabbi, posizionato nei pressi della confluenza tra il Torrente Rabbies ed il Torrente Ragaiola che scende dalla Val Cercena.

In Valle della Mare si segnalano il conoide del torrente di ablazione glaciale Rio Vedretta Rossa (che si unisce al Noce Bianco a valle di Malga Mare) caratterizzato da abbondante trasporto solido, che diventa massimo in concomitanza con la fusione del ghiacciaio nel periodo estivo. In località Saline, nei pressi di Malga Pontevecchio, sono presenti conoidi che sono alimentati anche da eventi valanghivi (vedi paragrafo relativo).



Fig. 22 – Il debris flow presso Malga Stablasolo.

<u>Il debris flow di Malga</u> Stablasolo

Nel Settembre 1999, nei pressi della Malga Stablasolo, in seguito ad un evento piovoso intenso, si è verificato un fenomeno di *debris flow* che ha provocato notevoli danni in un'area già degradata (Fig. 22).

La zona d'alimentazione del materiale è situata nell'area in frana a monte del conoide. La frana è costituita da detrito a supporto di clasti di tutte le dimensioni (sono stati osservati massi con diametro di alcuni metri) generato da intensi fenomeni di degradazione meccanica dell'ammasso roccioso, in matrice fine costituita da sabbie marrone scuro.

Questa frazione fine deriva da cataclasiti associate ad una zona di faglia. Il torrente che scende dalla Val Campisol ha eroso al piede la zona di frana, causando così il *debris flow*. Esso è suddiviso in due lobi: il primo lobo è localizzato a Nord del conoide principale ed ha raggiunto il fondovalle, danneggiando la strada che porta alla Malga Stablet; il secondo lobo è sceso sino alla Malga Stablasolo incidendo le colate precedenti (nella zona delle briglie l'erosione ha raggiunto 5 – 6 metri di profondità) dando luogo a due argini laterali. Sull'argine sinistro, in corrispondenza della malga, è stata osservata anche la presenza di depositi con gradazione inversa. La Malga Stablasolo è stata solo sfiorata dalla colata grazie alla presenza a monte di un muro di contenimento.

Le "cause predisponenti" la frana in questo caso sono state la natura delle rocce (micascisti) e l'assetto strutturale. La combinazione di entrambe ha determinato una costante produzione di materiale detritico costituito da clasti mescolati con le frazioni sabbiose e limose derivanti dai depositi di versante e/o glaciali, che possono aver trattenuto una certa quantità d'acqua appesantendo il deposito di frana. Nella zona in esame, tra l'altro, manca del tutto la copertura vegetale.

Le "cause preparatorie" del *debris flow* sono da ricercarsi nell'azione del torrente che scende dalla Val Campisol e che ha eroso al piede la frana; l'intenso evento piovoso del 20 settembre 1999 ha indotto l'ingrossamento del corso d'acqua aumentandone l'energia, e inciso al piede il deposito di frana determinando il *debris flow*.

6.4. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

Le defomazioni gravitative del versante (DGPV) sono fenomeni di movimento dell'ammasso roccioso, di grandi dimensioni e caratterizzati da lenta e continua evoluzione. Si estendono fino a notevoli profondità nel versante e comportano dislocazioni limitate in rapporto alle dimensioni della massa interessata dal movimento. Le zone soggette a DGPV sono ubicate principalmente sui versanti a partire dalle creste e sono riconoscibili per la presenza di contropendenze, fratture da trazione, trincee e depressioni generalmente di dimensioni notevoli e allungate secondo direzioni che spesso coincidono con strutture tettoniche (faglie e fratture). L'entità degli spostamenti osservati in corrispondenza delle trincee e delle fratture è modesta se confrontata con le dimensioni della massa in movimento.

Nell'area compresa nella Tavola Rabbi è presente solo una parte della deformazione gravitativa sulla destra idrografica della valle all'altezza di Fonti di Rabbi, che è più estesa a Sud, nell'area del Foglio Malè. L'area interessata dalla DGPV è a ridosso della Linea di Peio. Più a Sud, a monte, e al di fuori della presente Tavola, sono state osservate altre zone di debolezza tettonica a cui è associato questo tipo di deformazione gravitativa.

Trincee di deformazione sono presenti anche nella zona di Mandra delle Buse. Esse hanno andamento WNW-ESE come altri lineamenti e fratture presenti in Val di Rabbi. Le trincee hanno profondità ed estensione piuttosto limitate e non ci sono elementi per poter parlare di DGPV in questa zona.

6.5. - CANALONI DI VALANGA

Le valli di Rabbi e della Mare mostrano un paesaggio tipicamente alpino dovuto ad un clima di tipo alpino con regime pluviometrico continentale, caratterizzato da frequenti precipitazioni in primavera ed autunno e minime estive ed invernali poco accentuate. Talora i periodi invernali sono caratterizzati da intensi fenomeni di precipitazione nevosa.

L'alta energia del rilievo dell'area, la presenza di un gran numero di canaloni e le precipitazioni di tipo nevoso rendono le valli di Rabbi e della Mare suscettibili di frequenti fenomeni valanghivi.

La Carta di localizzazione probabile delle valanghe rispettivamente della Val di Rabbi (1992) e Val di Peio (1992), è a cura del Servizio Calamità Pubbliche - Ufficio Neve e Valanghe ora Dipartimento Protezione Civile e Tutela del Territorio – Ufficio Previsioni e Organizzazione della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.). La Carta è stata redatta sia sulla base dello studio delle foto aeree che del controllo effettuato direttamente sul terreno. La P.A.T. dispone di più serie di foto aeree effettuate a diverse quote (variabili tra i 3.000 e i 10.000 metri) che coprono il periodo tra il 1954 e il 2000. Il controllo sul terreno è stato integrato dalla raccolta e dall'esame critico di tutte le informazioni scritte e orali a disposizione, come le ricerche di archivio e l'esperienza dei valligiani.

La *Carta di localizzazione probabile delle valanghe* della Val di Rabbi e Val di Peio evidenzia la diffusione dei fenomeni valanghivi. Questi eventi si presentano generalmente in concomitanza con precipitazione di neve umida, tipicamente primaverili causati da improvvisi rialzi termici diurni.

In Val di Rabbi i canaloni rettilinei tra Pra di Saent e Casna (nell'angolo sud-occidentale della Tavola) sono interessati da fenomeni valanghivi. Alcuni canaloni hanno bacini di alimentazione piuttosto ampi e sono ad alto rischio, altri hanno bacini più limitati.

Nelle aree abitate soggette a rischio di valanga sono state effettuate opere di deviazione delle valanghe e/o opere di bonifica nella zona di distacco. Ad esempio, in corrispondenza dell'abitato di Somrabbi (sul versante esposto a Sud della Val di Rabbi), nell'area immediatamente a Est dell'abitato, in corrispondenza di due distinti canaloni, sono state realizzate strutture paravalanghe atte alla deviazione dei fenomeni.

Nei pressi di località "La Rotonda" uno dei canaloni che scendono dal versante esposto a Nord è stato bonificato nei pressi della zona di distacco in due aree: una all'apice della zona di distacco stessa (al di fuori dell'area della Tavola 1:25.000 Rabbi, nell'adiacente Foglio 1:50.000 Malè) e una all'inizio della zona

di incanalamento; alla base del canalone, nel fondovalle, sono state realizzate opere di deviazione.

In corrispondenza della Malga Stablasolo sono state effettuate opere di deviazione delle valanghe. Opere di bonifica costituite da terrazzamenti sono state realizzate all'apice del canalone che scende dalla destra idrografica a Sud del Fontanino.

Alcuni canaloni valanghivi sono presenti anche in Valle della Mare, in destra idrografica, nei pressi di Malga Mare. Particolarmente significativo è il canalone che scende verso Est immediatamente a Nord del Tof di Malè dove le valanghe sono arrivate a lambire la zona della Malga Prabon. Più a valle, in prossimità della località "Le Saline" altri canaloni scendono dalla zona del Cavaion fino al fondovalle. Scarichi di valanga localizzati sono segnalati in corrispondenza di ripidi canali a Nord di Malga Prabon e a Nord e ad Est di Malga Mare.

7. - TETTONICA E METAMORFISMO

7.1. - EVOLUZIONE PRE-ALPINA

Il basamento cristallino affiorante nella Tavola 25 III alla scala 1:25.000 Rabbi appartiene al sistema Austroalpino superiore. Esso deriva da frammenti di margine continentale adriatico. Questi frammenti hanno dato origine alle falde composite del Tonale e Ortles-Campo dell'edificio orogenico alpino.

Anche qui, come in precedenza, per completezza nella trattazione, si accennerà anche ad unità che affiorano in aree limitrofe a quella in oggetto.

Durante il Paleozoico, nel corso dell'orogenesi pre-alpina, alcune unità del sistema austroalpino cristallizzarono in facies eclogitica (es.: Unità d'Ultimo), altre in facies anfibolitica o scisti verdi (Unità di Peio e di Lasa, Scaglia dello Zebrù, Unità del Tonale) a seconda della posizione strutturale occupata all'interno del prisma orogenico varisico. Le età del picco metamorfico pre-alpino non sono le stesse in tutte le unità austroalpine (MARTIN *et alii*, 1998c). Inoltre le unità d'Ultimo e del Tonale acquisirono una sovraimpronta metamorfica tardiva in facies anfibolitica nel Carbonifero superiore che obliterò parzialmente i rispettivi contatti tettonici.

Il basamento dell'Unità d'Ultimo, che attualmente affiora in posizione strutturale più elevata nella pila alpina delle falde, mostra associazioni mineralogiche di facies eclogitica con età di raffreddamento carbonifera nel settore nord-orientale e devoniana nel settore sud-occidentale (si veda il Foglio alla scala 1:50.000 Malè). Nel settore nord-orientale affiorano gneiss migmatitici, fels, eclogiti e peridotiti cristallizzati in condizioni di circa P~2.7 GPa e T~ 850°C (Susini & Martin, 1996; Godard *et alii*, 1996). L'età di picco metamorfico di queste rocce è 340-330 Ma, determinata tramite misure del rapporto Sm-Nd su minerali e roccia totale in vari tipi di rocce e del rapporto U-Pb su zirconi di anfiboliti metasomatizzate associate alle peridotiti della Cima Vedetta Alta (Hochwart) (Tumiati *et alii*, 2003b; Tumiati *et alii*, 2006).

Nel settore sud-occidentale affiorano gneiss a cianite e granato, eclogiti retrocesse, metagabbri, ortogneiss e serpentiniti ricristallizzate in condizioni eclogitiche di più bassa pressione e temperatura nel Devoniano superiore. Datazioni Ar-Ar sono state eseguite su anfibolo di metagabbri in facies anfibolitica di Cima Mezzana e hanno dato età di 357.3 ± 3.3 Ma (Martin *et alii*, 1998c; Martin, 2002; Dal Piaz G.V. *et alii*, 2007, Note illustrative del Foglio Malé).

L'Unità del Tonale, costituita da paragneiss, ortogneiss, rocce mafiche e ultramafiche associate a marmi e quarziti, venne giustapposta all'Unità d'Ultimo prima del Carbonifero superiore. Questa età rappresenta, infatti, l'età di raffreddamento di entrambi i basamenti delle Unità del Tonale e d'Ultimo. Tuttavia, a differenza dell'Unità d'Ultimo, l'Unità del Tonale aveva subìto prima del Carbonifero un evento metamorfico di alta temperatura e relativamente bassa pressione (T = 600 ± 130 °C; P = 0.57 ± 0.25 GPa, DAL PIAZ G.V. *et alii*, 2007, Note illustrative del Foglio Malé). Le datazioni su miche bianche di metapegmatiti dell'Unità del Tonale hanno dato un'età di raffreddamento di 314 Ma al Passo Gavia (Thöni, 1981), cioè Carbonifero.

Le unità di Peio e Lasa e la Scaglia dello Zebrù della Falda Ortles-Campo (le ultime due affioranti fuori dalla presente Tavola) furono giustapposte alla Falda del Tonale durante l'orogenesi alpina, come suggerito dalla presenza di rocce triassiche (o permo-triassiche) lungo le zone di faglia di Peio, dello Zebrù e del Madriccio. L'Unità di Peio ha subìto un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica di temperatura e pressione intermedie prima di essere giustapposta alla Falda del Tonale nel corso dell'orogenesi alpina. I micascisti a granato e staurolite dell'Unità di Peio sono caratterizzati da associazioni pre-alpine a staurolite, granato ± sillimanite fibrolitica, le anfiboliti da paragenesi a granato, orneblenda verde, plagioclasio e rutilo, i marmi da mica bianca, tremolite, epidoto e titanite (Unità di Peio: T~ 550-600 °C, P~ 0.3 - 0.6 GPa, Werling, 1992).

Le datazioni Rb-Sr sulle miche bianche di micascisti dell'Unità di Peio in Valle della Mare hanno fornito età di raffreddamento di 317±13 Ma (Del Moro in Ferretti-Torricelli, 1987, vedi Tabella 2) ed età di 315 ± 5 Ma sulle miche bianche degli ortogneiss affiorante nella zona di Pra di Saent (Val di Rabbi) (dati inediti, Del Moro, vedi Tabella 2).

Età di raffreddamento giurassiche e cretaciche sono state ottenute con metodo Rb-Sr su biotite-roccia totale di numerosi campioni di gneiss a cianite e granato e stromatici dell'Unità d'Ultimo nord-orientale e di gneiss a biotite nella zona del Monte Pin (Val di Bresimo), nella Falda del Tonale (Thöni, 1981; Martin *et alii*, 1996; Martin, 2002; Martin dati inediti). Le datazioni Rb-Sr su biotite di micascisti e anfiboliti della Cima Boai (Unità del Tonale, Foglio 1:50.000 Malé) hanno dato età comprese tra 130 e 100 Ma (Del Moro, dati inediti).

Età di raffreddamento del Cretacico inferiore sono state ottenute su biotite (Rb-Sr su biotite-roccia totale) e su anfibolo (Ar-Ar) di una zona di taglio duttile ben riconoscibile entro le anfiboliti e i micascisti dell'Unità di Peio che è stata interpretata come la probabile prosecuzione della Linea di Mortirolo (Valle del

Monte, Dal Piaz *et alii*, Note illustrative del Foglio Malè, 2007) (dati inediti di M. Laurenzi, Del Moro in Martin *et alii*, 1998a). Analoghe età sono state ottenute nei micascisti dell'Unità di Peio in Val Martello. Queste età, così come le analoghe età ottenute nelle Unità d'Ultimo e Tonale possono essere interpretate come età miste (età alpine ed età pre-alpine) oppure come età di raffreddamento pre-alpine del basamento austroalpino dovute al sollevamento del margine adriatico (costituito dal basamento cristallino) nel corso dell'apertura dell'oceano Tetide prima dell'orogenesi alpina.

7.2. - EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA

7.2.1. - METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA DEL TONALE

La Falda del Tonale affiora limitatamente nella Tavola Rabbi. Tuttavia ricordiamo alcuni caratteri salienti del metamorfismo alpino sulle rocce che ne fanno parte. La Falda del Tonale mostra, in generale, una blanda sovraimponta alpina con cristallizzazione di clorite, cloritoide e sericite, evidente soprattutto lungo le zone di taglio. L'impatto dell'evento tettono-metamorfico eo-alpino sulle unità di questa falda è stato piuttosto limitato, mentre l'impatto degli eventi alpini neogenici è stato più significativo, come è evidenziato dalle età di raffreddamento di zircone e apatite (Viola, 2000). In particolare, nell'Unità del Tonale le datazioni delle tracce di fissione su zircone hanno mostrato un raffreddamento al di sotto di 220°C circa (temperatura di chiusura dello zircone) tra 51 e 28 Ma nel settore occidentale (Val di Sole-Passo del Tonale), mentre le datazioni delle tracce di fissione su apatite hanno mostrato un raffreddamento a temperatura inferiore a 120°C circa, tra 25 e 8 Ma (Viola, 2000). Nell'Unità d'Ultimo le datazioni sull'apatite eseguite su campioni della Val di Bresimo hanno indicato un raffreddamento ancora più rapido, avvenuto tra 15 e 8 Ma, per effetto dell'attività transpressiva della faglia delle Giudicarie Nord.

7.2.2. - METAMORFISMO ALPINO NELLA FALDA ORTLES-CAMPO

Nella Falda Ortles-Campo, l'impronta metamorfica alpina non è uniforme. Le temperature diminuiscono da 490-530°C nelle rocce delle Unità di Lasa e di Peio in Val Venosta, fino a circa 380-430°C nei micascisti a granato e staurolite dell'Unità di Peio nell'area della Val Madriccio, per raggiungere temperature di 300°C nei sedimenti triassici della Falda dell'Ortles *Auct*. in alta Val Solda (Kürmann & Richter, 1989; Ferreiro *et alii*, 1991). Datazioni Ar-Ar su mica bianca e biotite di rocce della Val Martello hanno dato età di 90-80 Ma (Mair & Schuster, 2003) che sono state attribuite alla fase eo-alpina, mentre i micascisti e gli ortogneiss dell'Unità tettono-metamorfica di Peio in bassa Valle della Mare e in Val di Rabbi hanno dato età di 70-80 Ma (Tabella 2) nelle zone più deformate,

come descritto di seguito.

La paragenesi alpina dei micascisti dell'Unità di Peio è caratterizzata dalla cristallizzazione di granati millimetrici e limpidi e bordi di granato alpino su granati varisici, dalla cristallizzazione di cloritoide su staurolite e su biotite, di clorite su biotite, e dalla crescita di clorite che talora taglia la scistosità regionale e di sericite.

Nell'Unità di Peio, le datazioni Rb-Sr su biotite-roccia totale lungo alcune zone di taglio estensionali in alta Val di Peio (confluenza con la Val del Monte), in Val di Rabbi e nella zona di Cima Verdignana hanno dato età Cretacico superiore come ricordato sopra (70-80 Ma; Thöni, 1981; Martin *et alii*, 1996; Del Moro dati inediti e Tabella 2). In Val Martello le paragenesi alpine hanno dato anch'esse età del Cretacico superiore (88 ± 1 Ma, datazioni Ar-Ar su mica bianca e 86 ± 3 Ma, Rb/Sr su biotite, Mair & Schuster, 2003).

Nel basamento dell'area contigua di Serottini-Varadega-Tremoncelli sono state calcolate invece condizioni metamorfiche eo-alpine di pressione e temperatura relativamente più elevate: 500-600°C e 1.1 ± 0.2 GPa (Unità Campo-Languard, Gazzola *et alii*, 2000). Nell'Unità di Lasa l'evento tettono-metamorfico alpino è stato più pervasivo rispetto all'Unità di Peio ed ha determinato un assetto a bande delle rocce e la cristallizzazione di minerali alpini in facies scisti verdi su pre-esistenti minerali pre-alpini (biotite, granato e staurolite nei micascisti) in condizioni di pressione pari a 0.4-0.8 GPa e temperatura pari a 490-600°C (Tropper & Mair, 2003).

Nelle rocce della Scaglia di Zebrù le associazioni metamorfiche alpine hanno dato temperature di 380-420°C e pressioni di 0.4-0.7 GPa su associazioni mineralogiche in scisti verdi di età Cretacico superiore confermate da recenti datazioni Ar-Ar su miche bianche delle filladi che hanno dato età di 87 ± 1 Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003).

In Val Martello il metamorfismo alpino dell'Unità di Peio ha mostrato una zonazione con condizioni di temperatura e pressioni che vanno da 490-530°C e 0.6-0.8 GP a contatto con la sottostante Unità di Lasa, fino a raggiungere valori di temperatura di ca. 380-430°C e pressione di 0.4-0.7 GPa nell'area della Val Madriccio verso Ovest (Tropper & Mair, 1998; Nocker *et alii*, 1998).

Lungo la cresta che separa la Valle della Mare dalla Val Martello e la Val di Rabbi dalla Val d'Ultimo è stato osservato un disomogeneo processo di retrocessione metamorfica a spese dei micascisti a granato e staurolite e delle rocce associate (Unità di Peio) strettamente connesso con la presenza di pieghe isoclinali più o meno serrate a scala variabile e locali zone di taglio. Il processo di retrocessione è evidenziato da cloritizzazione dei granati, della biotite e della staurolite, e da pervasiva cristallizzazione di sericite a spese della mica bianca, staurolite e di parte della biotite preesistenti. Nei marmi associati ai micascisti retrocessi sono state osservate pieghe isoclinali a scala metrico-decametrica, ricristallizzazione

Campione	Micascisti e ortogneiss Falda Ortles-Campo		Rb ppm	Sr ppm	87 _{Rb/} 86 _{Sr}	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ±2σ	IR Sr (90Ma)	Età±2σ
A271	ortogneiss Monte Gaviola	roccia totale biotite	113 640	159 1.9	2.05 1124.16	0.7219±3 2.2123±37	0.7192±3	94±1
							IR Sr (330Ma)	
A2155 (a)	ortogneiss milonitici Valle del Monte (Peio)	roccia totale muscovite biotite	164 225 610	166 145 11.6	2.866 4.519 155.060	0.72673±2 0.73545±6 0.90059±6	0.7149	80±1
A2083 (a)	Micascisti a granato Valle del Monte (Peio)	roccia totale muscovite biotite	128 224 528	218 432 34.5	1.695 1.498 44.53	0.72052±7 0.72054±7 0.76633±8	0.7135	75±1
A1972	gneiss epidotico- anfibolici Valle del Monte	roccia totale muscovite	29.9 268	251 353	0.345 2.199	0.716996±47>0.71963±3	0.7154 0.7165±1	100 ±3
A3389	anfibolite biotitica	roccia totale biotite	107 492	381 20.1	0.810 71.341	0.71268±3 0.78649±2	0.7089 0.7118±1	74±0.7 Ma
A3387	anfibolite biotitica	roccia totale biotite	113 732	380 25.7	0.861 83.187	0.7132±2 0.83464±7	0.7090 0.7117±1	104±1 Ma
						87_{Sr} / $86_{\mathrm{Sr}\pm1}\sigma$	IR _{Sr} (290 Ma)	
V1 (b)	ortogneiss a biotite ed anfibolo di Cima Verdignana	roccia totale biotite	124 728	156 6.4	2.31 340.78	0.7221±3 1.1038±12	0.7195±3	79.4± 1.2
V4 (b)	ortogneiss di Cima Verdignana	roccia totale muscovite biotite	125 369 725	151 11.8 6.4	2.39 94.04 340.16	0.7238 ± 6 1.0832 ±8 1.0857± 6	0.7212±6	276± 4 75.4± 1.2
V7 (b)	ortogneiss di Cima Verdignana	roccia totale muscovite	81 255	187 35.2	1.26 21.19	0.7193± 2 0.7934± 1	0.7146±2	261±4
V8 (b)	ortogneiss di Cima Verdignana	roccia totale muscovite	94 458	102 14.2	2.56 96.24	0.7294± 1 1.0035± 2	0.7216±2	206±3
V11 (b)	ortogneiss di Cima Verdignana	roccia totale muscovite	94 281	227 20.8	1.20 39.40	0.7183±1 0.8096±4	0.7154±1	168±3
Ogp 82-1 (c)	ortogneiss a biotite ed anfibolo di Cima Verdignana	roccia totale	138	158	2.67	0.7256± 2		
Ogp 82-2 (c)	ortogneiss a biotite ed anfibolo di Cima Verdignana ortogneiss a biotite ed	roccia totale	148	105	4.07	0.7235±3 0.7354±2		
(c)	anfibolo di Cima Verdignana	totale						
Ogp 82-4 (c)	ortogneiss a biotite ed anfibolo di Cima Verdignana	roccia totale	125	133	2.72	0.7251±5		
Ps5 (d)	ortogneiss Pra di Saent (Val di Rabbi)	roccia totale muscovite biotite	109 358 701	106 20.4 9.8	2.98 51.08 211.62	0.7235±3 0.7834±9 0.9397±3		87.7± 1.5 72.9± 1.1
Ps 6 (d)	ortogneiss Pra di Saent (Val di Rabbi)	roccia totale biotite	108 568	148 21.8	2.11 76.00	0.7223± 2 0.7983± 9		72.4± 1.5
Ps 8 (d)	ortogneiss Pra di Saent (Val di Rabbi)	roccia totale muscovite	88 366	107 15.7	2.39 69.45	0.7286± 1 1.0291± 8	0.7179±3	315±5
Ps 9 (d)	ortogneiss Pra di Saent (Val di Rabbi)	roccia totale	123	78.1	4.56	0.7305±2		
Ps 10 (d)	ortogneiss Pra di Saent (Val di Rabbi)	roccia totale	112	82.5	3.95	0.7304±1		

Evento metamorfico alpino terziario

ſ	A589 (e)	Fels di contatto	roccia totale	268 629	204 2.5	3.82 738.36	0.7286± 2 1.0501± 8	0.7269± 2	30.8± 0.5
		Valle della Mare Apofisi della Pala	biotite						
L		della Donzella							

Tabella 2 – Datazioni Rb/Sr su vari campioni di roccia del basamento della Falda Ortles-Campo. Analisi di Del Moro su rocce campionate da:

- (a): Martin S. e Prosser G.
- (b): Ferretti-Torricelli F.
- (c): Dal Piaz G.V. e Visonà D.
- (d): Canale N.
- (e): Argenton A., Dal Piaz G.V., Martin S. e Schiavon E.

di calcite e sviluppo di sericite, clorite e tremolite.

La deformazione e la retrocessione metamorfica sono state interpretate come associabili alla fase tettono-metamorfica eo-alpina l.s., in quanto antecedenti all'intrusione delle apofisi e dei filoni oligocenici (età: 32 Ma).

7.3. - LA DEFORMAZIONE DUTTILE

7.3.1. - LA FALDA DEL TONALE

Nel basamento cristallino della Falda del Tonale, che nella Tavola Rabbi affiora limitatamente alla media Val di Rabbi, la scistosità regionale è una S_2 di età varisica ed è ben riconoscibile. Si tratta di una scistosità di piano assiale sviluppatasi contemporaneamente a pieghe con geometria da isoclinale a serrata che solo raramente si osservano alla scala dell'affioramento. Localmente sono presenti zone di taglio duttili presumibilmente eo-alpine.

La tettonica alpina di età terziaria, connessa con l'attività del sistema della faglia delle Giudicarie, ha prodotto grandi ondulazioni ad assi circa NE-SW. Il limitato settore in cui affiorano le rocce dell'Unità del Tonale è fortemente influenzato dalla deformazione associata alla linea di Peio. L'intero settore è infatti caratterizzato dalla presenza di diverse fasce milonitiche che deformano paragneiss, marmi e ortogneiss affioranti nella zona (si veda il paragrafo relativo alla linea di Peio). Tali fasce milonitiche hanno andamento NE-SW con immersione poco pronunciata (30° circa) verso Sud-Est. Tali fasce si osservano sia a ridosso della linea di Peio che più a Sud fino all'altezza delle due lenti di marmi (vedi Carta Geologica).

7.3.2. - LA FALDA ORTLES-CAMPO

L'assetto tettonico della Falda Ortles-Campo è dovuto ad almeno due eventi deformativi che si sono succeduti nel Cretacico (eo-alpini) e agli eventi deformativi terziari connessi con la formazione della catena neo-alpina.

Nell'Unità di Peio le pieghe eo-alpine hanno deformato e trasposto la scistosità pre-alpina definita come S_2 in base al rinvenimento di pieghe S_1 relitte entro la scistosità S_2 (Argenton *et alii*, 1980) dando luogo localmente ad una scistosità di piano assiale (S_3) mimetica sulla scistosità S_2 pre-alpina. Zone di taglio distensive sono state osservate in prossimità della Linea di Peio. Queste danno luogo localmente ad una foliazione S_{3a} .

Le ondulazioni tardo-alpine terziarie ad assi Est-Ovest hanno successivamente ripiegato le scistosità S_2 , S_3 e S_{3a} .

Scistosità pre-alpine

In ampie zone dell'Unità di Peio le strutture pre-alpine sono conservate e

ben riconoscibili. Sulla base di alcuni affioramenti (ad es. rocce montonate nella zona del rifugio Dorigoni) e dall'analisi delle sezioni sottili, si è osservato che la scistosità ha avuto origine dal *crenulation cleavage* di una precedente scistosità (S_1) pre-alpina. La scistosità S_2 è caratterizzata da un *layering* millimetrico in cui si alternano livelli a prevalente quarzo e minore plagioclasio (generalmente albitico) con livelli micacei. All'interno di questi livelli leucocratici si possono osservare, alla scala microscopica, *microlithons* relitti di mica bianca e più rara biotite che attestano l'esistenza della precedente scistosità. Lungo i piani S_2 i minerali metamorfici di facies anfibolitica quali granato, staurolite, rutilo, biotite e bianca sono ben conservati.

Sono stati inoltre osservati granati di due diverse generazioni. Il granato dimensionalmente più sviluppato ha aspetto pecilitico con inclusioni che delineano scistosità interne e indicano una crescita da sin- a post-cinematica rispetto alla S_2 . Attorno a questi granati il bordo più limpido è stato attribuito ad una fase di crescita tardiva rispetto al picco metamorfico varisico, ma potrebbe anche essere di età eoalpina. Granati di piccole dimensioni e limpidi sono stati attribuiti al metamorfismo eo-alpino grazie a datazioni Sm-Nd in Val Martello (MAIR & SCHUSTER, 2003).

Scistosità alpine

In Valle della Mare e in Val di Rabbi minerali alpini (eo-alpini) sono cristallizzati lungo le scistosità regionale S_2 e S_3 , mimetici sui minerali prealpini (minuta sericite su mica bianca prealpina e staurolite; aggregati di cloritoide su staurolite e biotite ecc. ecc. (Fig. 23); in altre zone i minerali pre-alpini sono stati riequilibrati esclusivamente dal punto di vista isotopico durante il metamorfismo alpino (Belvedere, confluenza tra la Valle del Monte e la Val di Peio; si veda la mineralogia e la struttura dell'anfibolite in Fig. 12).

Lungo le zone di taglio e sui fianchi di pieghe isoclinali alpine i minerali alpini sono ben sviluppati e sottolineano una scistosità alpina (S₃); solo rari relitti di minerali pre-alpini sono conservati in *microlithons*. L'assenza di corpi magmatici di età permo-triassica (tardo e post-varisici) in quest'area non permette di definire con maggior dettaglio l'assetto della scistosità eo-alpina.

In Val Martello (nella zona immediatamente a Nord della presente Tavola) un corpo intrusivo permiano di granito ("Granito di Martello" Auct.) intensamente deformato fino a sviluppare strutture gneissiche e locale foliazione parallela alla scistosità varisica (S_2), conferma l'esistenza di una scistosità alpina S_3 il cui assetto è sub-parallelo a quella varisica.

Le ampie fasce di micascisti con andamento sostanzialmente parallelo alla scistosità regionale (S_2) , caratterizzate da retrocessione metamorfica e da cristallizzazione di minerali alpini testimoniano ulteriormente lo sviluppo della scistosità alpina. Non si può tuttavia escludere l'ipotesi che la retrocessione metamor-

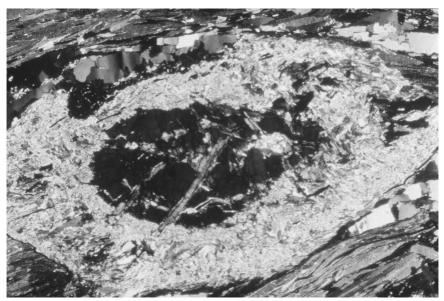


Fig. 23 – Crescita statica di cloritoide su staurolite sostituita da un feltro di sericite nei micascisti a granato e staurolite dell'Unità di Peio.

fica sia avvenuta in epoca tardo-varisica. Queste fasce sono caratterizzate da una più o meno fitta alternanza di bande di micascisti retrocessi con blastesi alpine e di micascisti e paragneiss ben conservati. Il passaggio è comunque graduale e sfumato, caratterizzato da alternanze legate a ripetizioni per piega e assolutamente non netto (si vedano le sezioni geologiche).

La scistosità regionale (S₂, S₃, S_{3a}) è stata deformata da pieghe sia decimetricometriche che ettometrico-chilometriche con geometria da isoclinale ad aperta e sviluppo di *kinking* riconoscibili nei livelli più micacei (F₃) (Fig. 24). Le pieghe hanno assi disposti tra Est-Ovest e WSW-ENE (diagrammi in Fig. 25), generalmente con debole inclinazione e piani assiali solitamente ad alto angolo immergenti spesso a Nord e in minor misura a Sud. Molto spesso queste pieghe sono osservabili alla scala dell'affioramento mentre a scala chilometrica sono intuibili solo dall'osservazione delle ondulazioni della scistosità.

Pieghe legate alla fase F_3 sono state riconosciute alla scala ettometrica in Valle della Mare in prossimità del contatto micascisti a granato e staurolite – ortogneiss a ridosso del Lago del Careser; qui numerose pieghe asimmetriche deformano micascisti ed ortogneiss formando una mega struttura antiforme asimmetrica. Pieghe F_3 con geometria aperta hanno deformato anche le alternanze di micascisti a clorite e sericite e i micascisti e paragneiss a granato e staurolite dell'alta Valle della Mare e della Val di Rabbi (Fig. 24).



Fig. 24 – Pieghe F₃ in Valle Campisol evidenziate da livelli quarzitici (foto G. Piccin).

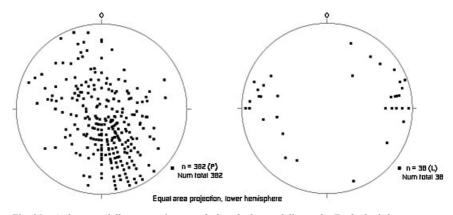


Fig. 25 - Andamento della scistosità regionale S_2 e degli assi delle pieghe F_3 che la deformano.

7.4. – LE FAGLIE ALPINE

Il basamento della Tavola Rabbi è caratterizzato dalla presenza della linea di Peio, che costituisce il limite sud-orientale della Falda Ortles-Campo e che affiora nell'estremo angolo Sud-Est della Tavola. Nell'ambito dell'Unità di Peio, a letto della faglia sono stati osservati *set* di sistemi di faglie e fratture con andamenti NE-SW, NW-SE e WNW-ESE alcuni dei quali ancora sismogenici (faglia

del Rio Careser). Cataclasiti e vene di pseudotachiliti caratterizzano il sistema orientato NE-SW (MÜLLER *et alii*, 2001; LAURENZI *et alii*, 2003).

7.4.1. - Zona di faglia di Peio

La zona di faglia di Peio affiora solo limitatamente in questa Tavola, ma si tratta senz'altro della linea tettonica di maggiore importanza regionale. Si estende da Ponte di Legno a Merano, anche se la sua terminazione orientale è difficilmente osservabile. Mette a contatto la Falda Ortles-Campo (Unità di Peio) a letto, con la Falda del Tonale (Unità del Tonale s.s.) a tetto. La linea di Peio taglia la Val di Rabbi all'altezza di Fonti di Rabbi, con andamento NE-SW. In questo tratto e in Val Montechiesa (nell'area limitrofa a Est), la zona di faglia è costituita da una potente fascia milonitica che immerge a basso angolo verso SE ben riconoscibile lungo la cresta che separa la Val di Rabbi dalla Valle Montechiesa; non si tratta in effetti di una fascia continua bensì di varie fasce minori giustapposte e anastomosate (Andreatta, 1948a; Martin et alii, 1991; Werling, 1992). Lungo il versante sinistro della Val Montechiesa, a questa fascia è associato localmente un orizzonte di cataclasiti entro metagranitoidi e gneiss dell'Unità del Tonale. La fascia milonitica è inclinata di circa 35° verso SE, mentre le zone cataclastiche presentano una giacitura ad angolo maggiore, intorno a 60-65° (Andreatta, 1948a; MARTIN et alii, 1991). Le associazioni mineralogiche osservate nell'ambito delle fasce milonitiche (quarzo, albite, sericite) indicano che le miloniti si sono sviluppate in condizioni di facies scisti verdi di basso grado (MARTIN et alii, 1991; WERLING, 1992; ZAMBOTTI, 1995b). Le marcate lineazioni di allungamento misurate sulle miloniti sono orientate da N80° a N120°. Il senso di movimento registrato dagli indicatori cinematici all'interno delle miloniti è transtensivo sinistro (si vedano Zarske, 1988; Martin et alii, 1991; Werling, 1992; Zambotti, 1995b; FACCI, 2002).

Le miloniti a tetto della faglia, sviluppate nelle rocce dell'Unità del Tonale mostrano lineazioni e tipiche strutture di taglio (*shear bands*), pieghe milonitiche, *mica fish* e *fabric* obliquo del quarzo Si osservano talora fasce ultramilonitiche caratterizzate dalla completa parallelizzazione del *fabric*. Negli ortogneiss della Val Montechiesa il processo di milonisi ha dato origine localmente a rocce con struttura a bande verdastre ricche in clorite.

Al letto della faglia, la fascia milonitica principale è sviluppata entro i micascisti a granato-staurolite e in gneiss epidotici ad anfibolo dell'Unità di Peio che mostrano analoghe strutture (Fig. 26).

L'età del movimento transtensivo sinistro è stata ricavata tramite la datazione di alcuni filoni andesitici e aplitici presenti in prossimità della faglia (DAL PIAZ et alii, 1988; MARTIN et alii, 1991; WERLING, 1992; MÜLLER, 1998; VIOLA, 2000). In particolare un filone aplitico datato all'Oligocene superiore taglia le miloniti



Fig. 26 – Foto al microscopio di micascisti epidotico milonitici a letto della linea di Peio (Larghezza della foto 5 mm circa).

distensive presso il Lago di Alplaner e testimonia un'età quanto meno pre-oligocenica dell'evento transtensivo sinistro (Cretacico sup. ?- Paleocene, MÜLLER *et alii*, 2001; VIOLA *et alii*, 2003).

L'analisi degli indicatori cinematici e delle strutture d'interferenza nelle fasce milonitiche a tetto della faglia di Peio hanno suggerito la presenza di due fasi deformative: una prima fase deformativa con movimento delle rocce di tetto della faglia verso Est e una seconda fase deformativa con direzione di trasporto delle rocce del tetto verso Nord (MARTIN *et alii*, 1991). A quest'ultima é stato riferito anche il sovrascorrimento nord-vergente eocenico di Cima Grande (Foglio alla scala 1:50.000 Malé) (MÜLLER *et alii*, 2001).

7.4.2. - Zona di faglia di Passo di Saent

Si tratta di un lineamento ad alto angolo che è ben riconoscibile nelle foto aeree e nelle immagini da satellite piuttosto che tramite osservazioni sul terreno (Fig. 27). Taglia la Val di Rabbi con direzione NW-SE tra Passo di Saent e Pra di Saent e prosegue verso Nord-Ovest in Val Martello. Fitti sistemi di fratturazione con andamento analogo sono presenti a Sud del Passo di Saent (Fig. 28).

Altri lineamenti morfologici e morfo-tettonici orientati NW-SE sono stati osservati ad Est della presente Tavola, in Val di Bresimo durante il rilevamento

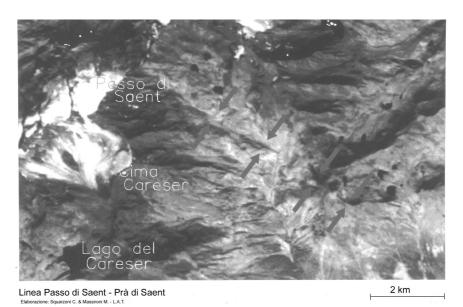


Fig. 27 – La linea del Passo di Saent in un'immagine da satellite (elaborata da MASSIRONI & SQUARZONI).



Fig. 28 – Fratture con spaziatura metrica ad andamento NW-SE a Sud del Passo di Saent (Foto G. Piccin).

(Fellin *et alii*, 2002) e successivamente confermati dallo studio delle immagini da satellite (Massironi *et alii*, 2000; Martin *et alii*, 2005). Giunti estensionali misurati lungo questi lineamenti orientati anch'essi NW-SE sono risultati compatibili con una direzione del campo dello stress (σ 1) diretta verso NW. Questi lineamenti e le strutture estensionali associate potrebbero quindi essersi sviluppati nell'ambito della tettonica giudicariense tra il Miocene e il Pliocene inferiore, durante i processi contrazionali diretti Nord-Sud che hanno caratterizzato l'evoluzione delle Alpi orientali (Caporali & Martin, 2000).

7.4.3. - ZONA DI FAGLIA DELLA VAL MALEDA

Si tratta di una zona di taglio duttile estesa in alta Val Maleda, nell'estremo settore meridionale della Tavola in parte entro gli ortogneiss granodioritici di Cima Verdignana (a Nord-Est di Cima Verdignana). Essa ha andamento NNE-SSW ed immersione verso WNW di 30-40° ed ha movimento transpressivo destro (lineazioni immergenti a basso angolo verso Sud-Ovest, senso di movimento: *top* verso Nord-Est) con *shear bands* macroscopiche ben evidenti e un *fabric* lineare sviluppato.

Si estende lungo il versante per almeno una ventina di metri di spessore. Contrariamente a quanto osservato lungo altre faglie e lineamenti presenti nella zona e in aree limitrofe (si vedano ad esempio i numerosi lineamenti cataclastici in Val di Bresimo, Fellin *et alii*, 2002), questa zona di taglio mostra principalmente una deformazione in regime duttile con sviluppo di miloniti e minori fasce ultramilonitiche (con percentuale di matrice > 90% in accordo con Passchier & Trouw, 1996). Non è stata osservata la presenza di importanti orizzonti cataclastici tuttavia sono state rinvenute rare vene pseudotachilitiche.

L'attribuzione temporale di questa fascia di deformazione è incerta anche perchè manca la possibilità di correlazione con sistemi di taglio simili e contigui e con analoghe caratteristiche cinematiche.

7.4.4. - Zona di faglia del Rio Careser

Si tratta di un importante fascia di deformazione ad alto angolo, orientata NE-SW che si sviluppa lungo il Rio Careser a ridosso della sponda meridionale dell'omonimo lago in parte in corrispondenza del limite tra gli ortogneiss a composizione granodioritica di Cima Verdignana e i micascisti a granato e staurolite dell'Unità di Peio (FERRETTI-TORRICELLI, 1982). Questa zona di deformazione fragile ha riattivato alcune fasce milonitiche preesistenti originando superfici di frattura con cataclasiti e pseudotachiliti. La fascia di deformazione duttile precedente allo sviluppo della zona di faglia è stata intrusa nell'Oligocene dall'apofisi quarzodioritica della Pala della Donzella-Tof di Malè.

Sui piani di taglio fragili della Faglia del Careser sono state osservate lineazioni

slickenside sia distensive che compressive, ma la più evidente, in quanto la più recente, corrisponde ad una transtensione sinistra. L'affioramento più significativo si trova lungo il Rio Careser, al piede della diga omonima (giacitura del piano di faglia 340/85 con strie 260/70 che indicano un movimento trastensivo sinistro).

7.5. - TETTONICA FRAGILE

La tettonica fragile è stata analizzata tramite studio di foto aeree e misure in campagna di giunti di fratturazione (Fig. 29) e piani di movimento.

I lineamenti e le fratture con continuità laterale, confermati anche dallo studio delle foto aeree, sono rappresentati sulla carta geologica e sono inoltre osservabili nella carta schematica di Fig. 30 (che copre una vasta area la quale si estende sino al fondovalle della Val di Sole). In Val di Rabbi e nella Valle della Mare sono piuttosto diffusi i sistemi fratturazione ad alto angolo orientati da Est-Ovest a WNW-ESE. Numerose vallecole sono impostate lungo queste fasce di fratturazione. Sul versante sinistro della media Val di Rabbi, a monte della Cascate di Saent, sono presenti delle trincee di deformazione del versante orientate WNW-

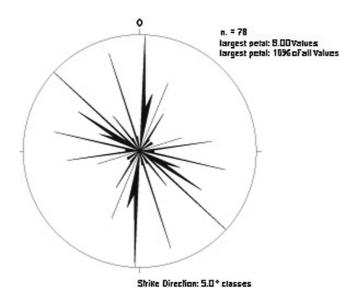


Fig. 29 – Diagramma a rosa che rappresenta le direzioni delle fratture nella Falda Ortles-Campo in Val di Rabbi e in Valle della Mare.

ESE. Inoltre tra il ghiacciaio del Careser e Cima Lago Lungo, in Valle della Mare (Vallenaia) affiora una zona di taglio orientata WNW-ESE caratterizzata da movimento trastensivo destro.

Un altro sistema, forse meno diffuso, è orientato NE-SW; trincee di deformazione con questa orientazione sono presenti nell'area di Monte Sole.

Fratture e piani di movimento con spessori limitati di cataclasiti osservati sul terreno, sono stati rappresentati nel diagramma a rosa di Figura 29. Dal diagramma appare che alla scala dell'affioramento, i piani di fratturazione più frequenti sono orientati Nord-Sud, con prevalenti immersioni verso W ad alto angolo. Essi sono caratterizzati da scarsa continuità laterale per cui non sono stati rappresentati sulla Carta Geologica nè appaiono evidenti in foto aerea. Un secondo sistema è orientato invece NW-SE con immersione prevalente verso Nord-Est; un terzo sistema è orientato NNW-SSE con immersioni prevalenti verso SSW. Si tratta molto spesso di fratture e giunti sui quali non è evidente alcun indicatore cinematico se non in rari casi, così come non sono evidenti i reciproci rapporti di intersezione

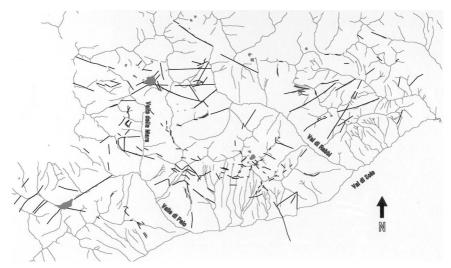


Fig. 30 - Schema dei lineamenti e fratture osservati in foto aerea nell'area della Val di Rabbi e della Val di Peio - Valle della Mare (D. GASPARI).

8.- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

8.1. – SISMICITA'

Il quadro sismo tettonico dell'area della Tavola può essere desunto da SLEIKO *et alii*, (1987) e dagli archivi della Provincia Autonoma di Trento relativi ai dati acquisiti dal 1982 ad oggi.

Nell'ambito dell'area della Tavola Rabbi, dal 1982 ad oggi sono noti diversi eventi sismici con magnitudo generalmente inferiore a 3 (si vedano le Tabelle 3, 4 e 5 e Fig. 31). La maggior parte dell'attività sismica del Trentino occidentale è concentrata lungo direttrici tettoniche orientate NNE e NW in Val di Rabbi, Val Clapa e lungo la Linea delle Giudicarie (Fellin *et alii*, 2002), lungo faglie orientate NW e NNW in Valle della Mare e alta Val di Peio. Gli ipocentri più profondi (10-16 km) sono localizzati lungo la Linea delle Giudicarie.

Gli eventi rappresentati in figura sono stati registrati da diverse stazioni di misura ubicate nella Provincia Autonoma di Trento e nella Provincia Autonoma di Bolzano.

Gli eventi sismici più recenti sono avvenuti tuttavia nel Luglio 2001 ad Ovest di Merano lungo faglie in diretta prosecuzione del sistema delle Giudicarie (Linea della Val Passiria) e hanno registrato una Magnitudo pari a 4.8 (Caporali *et alii*, 2005; in questo studio sono stati utilizzati, oltre ai dati sismologici, anche dati geodetici e idrologici i quali hanno permesso una più precisa ubicazione dell'epicentro).

Sul sito del Servizio Geologico (http://www.protezionecivile.tn.it/Servizio Geologico/banca dati sismi) è possibile consultare l'archivio dei terremoti. Il Servizio Geologico gestisce dal 1981 una rete di rilevamento sismico composta da sette stazioni sul proprio territorio e da tre, di nuova installazione, nella limitrofa Provincia Autonoma di Bolzano. Le stazioni, assieme a quelle della vicina Svizzera, dell'Austria e del Friuli Venezia Giulia, garantiscono un'ottima copertura dell'arco alpino.

Sono archiviati i sismi registrati dal 1982 al 1990 dalla rete analogica gestita in collaborazione con l'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste (O.G.S., ora Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale), dalla prima

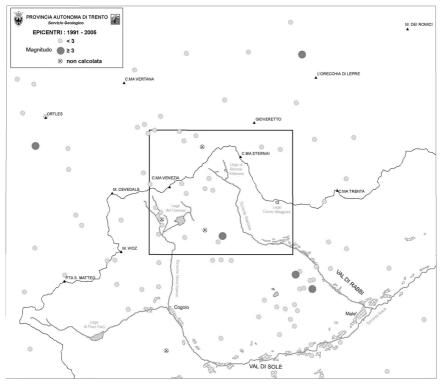


Fig. 31 – Epicentri dei terremoti registrati dal 1991 al 2005 dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, nell'area della Tavola Rabbi (evidenziata nel riquadro) e nelle aree limitrofe.

rete digitale (1991-1993) e, dal 1994 ad oggi, dalla rete digitale gestita unicamente dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento.

Nell'ambito di questo archivio è presente anche una raccolta di dati storici che elenca, descrivendoli brevemente, i principali eventi dal 243 d.C al 1984 sulla base di ricerche storiche ed archivistiche.

8.2. - IDROGEOLOGIA

Il sistema idrogeologico della Tavola Rabbi è profondamente influenzato dalla natura litologica dei rilievi e dall'assetto delle zone di faglia e frattura. Esso comprende i grandi bacini dei torrenti Noce Bianco e Rabbies. Nella Tavola Rabbi sono presenti rocce e sedimenti sciolti con caratteristiche di permeabilità diverse.

L'intera Tavola è caratterizzata dalla presenza di prevalenti micascisti e subordinati ortogneiss. Entrambi i tipi di roccia non sono di per sè permeabili, bensì presentano una permeabilità secondaria per fessurazione. I sedimenti sciolti che

DATA	ORA (G.M.T.)	LAT N	LON E	PROF.	MAGNITUDO	AREA EPICENTRALE
	hh:mm:ss	gradi sessadecimali	gradi sessadecimali	km		
	rif. al Tempo Medio di Geenwich					
21.07.1983	9:30:23,9	46,400	10,553	7,4	2,3	SANTA CATERINA (SO)
8.12.1983	7:58:51,1	46,588	10,573	14,2	2,5	TUBRE (BZ)
28.12.1983	5:27:11,7	46,332	10,852	13,4	2,4	DIMARO (TN)
2.02.1984	1:36:16,6	46,475	10,613	8,8	2,6	MONTE CEVEDALE (TN)
22.03.1984	12:01:36,3	46,492	10,558	14,1	2,5	GRAN ZEBRU' (SO)
6.06.1984	2:00:15,3	46,568	10,960	5,6	2,7	ULTIMO (BZ)
17.03.1985	0:12:40,0	46,565	10,625	13,9	2,5	CIMA VERTANA (BZ)
23.05.1985	10:12:09,4	46,318	10,870	10,8	2,7	DIMARO (TN)
30.08.1985	5:00:29,5	46,405	10,833	2,8	2,4	MALE' (TN)
20.11.1985	1:00:28,2	46,357	10,663	4,1	2,4	PEJO (TN)
25.11.1985	14:09:48,5	46,398	10,598	3,7	2,4	PEJO (TN)
2.01.1986	16:43:31,5	46,507	10,595	19,3	2,3	CIMA VERTANA (BZ)
27.01.1987	6:18:33,0	46,362	10,878	9,1	2,1	MALE' (TN)
19.07.1987	1:48:08,1	46,463	10,538	13,5	2,9	GRAN ZEBRU' (SO)
21.08.1987	21:08:57,8	46,303	10,718	2,2	3,3	MEZZANA (TN)
30.10.1987	14:03:29,4	46,537	10,555	17,0	2,9	GIOGO STELVIO (BZ)
24.11.1987	0:50:46,1	46,357	10,852	3,3	2,8	MALE' (TN)
30.11.1987	2:53:34,6	46,325	10,720	5,0	2,9	MEZZANA (TN)
21.12.1987	16:50:40,3	46,503	10,655	5,1	2,2	CIMA VERTANA (BZ)
2.01.1988	15:00:11,3	46,338	10,877	13,1	2,2	MALE' (TN)
19.07.1988	4:27:34,3	46,355	10,882	0,5	2,4	MALE' (TN)
28.03.1989	20:51:37,5	46,408	10,952	2,8	2,2	MALE' (TN)
8.06.1989	6:05:29,0	46,377	10,683	13,5	2,8	PEJO (TN)
18.12.1989	12:26:44,9	46,360	10,595	13,8	2,5	PEJO (TN)
23.04.1990	18:09:52,3	46,447	10,855	3,7	3,1	SANTA GERTRUDE (BZ)
9.06.1990	6:24:20,4	46,388	10,629	3,0	1,8	PUNTA S. MATTEO (TN)

Tabella 3 – Elenco degli eventi sismici registrati dal 1982 al 1990, estratti dai cataloghi strumentali della rete sismica provinciale. Sono elencati gli eventi avvenuti nell'area rappresentata in Figura 31 (ma non rappresentati in figura). Si tratta generalmente di eventi con magnitudo inferiore a 3. Nel periodo indicato (1982 – 1990) la rilevazione è basata su dati analogici (elaborati dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste O.G.S., ora Istituto Nazionale di Oceonagrafia e Geofisica Sperimentale).

DATA	ORA (G.M.T.)	LAT N	LON E	PROF.	MAGNITUDO	AREA EPICENTRALE
	hh:mm:ss	gradi sessadecimali	gradi sessadecimali	km		
	rif. al Tempo Medio di Geenwich					
6.12.1991	17:22:05,1	46,510	10,765		1,5	GIOVERETTO (BZ)
19.12.1991	4:05:17,8	46,462	10,647		2,0	GRUPPO CEVEDALE (BZ)
13.01.1992	18:58:37,8	46,530	10,700		2,2	GIOVERETTO (BZ)
12.03.1992	5:37:42,0	46,460	10,741	6,2	2,0	CIMA VENEZIA (TN)
27.03.1992	3:56:12,0	46,364	10,832	8,0	1,8	LAGO ROTONDO (TN)
8.04.1992	22:18:03,5	46,447	10,679		2,0	LAGO CARESER (TN)
8.04.1992	22:38:33,9	46,440	10,689		1,8	LAGO CARESER (TN)
16.08.1992	8:34:47,1	46,355	10,840	8,1	1,7	MALE' (TN)
21.09.1992	12:15:05,3	46,366	10,819		1,7	LAGO ROTONDO (TN)
24.12.1992	16:44:09,1	46,424	10,721	6,3	2,7	LAGO CARESER (TN)
29.12.1992	9:27:14,4	46,421	10,866		2,1	VAL DI RABBI (TN)
14.01.1993	20:33:36,5	46,401	10,847	7,6	2,1	S. BERNARDO R. (TN)
17.01.1993	8:09:05,1	46,412	10,836	7,7	2,2	S. BERNARDO R. (TN)
10.02.1993	14:34:03,5	46,362	10,848	10,3	1,9	MALE' (TN)
12.04.1993	9:36:14,9	46,388	10,839	9,2	1,5	MALE' (TN)
9.09.1993	9:50:41,6	46,488	10,702		2,4	CIMA VENEZIA (TN)
9.09.1993	10:00:46,8	46,473	10,719	14,4	2,6	CIMA VENEZIA (TN)
9.09.1993	10:57:18,8	46,490	10,696	0,0	1,9	CIMA VENEZIA (TN)
28.10.1993	15:37:42,7	46,475	10,705	11,9	2,5	CIMA VENEZIA (BZ)
29.12.1993	4:20:36,5	46,537	10,803		2,3	SANTA GERTRUDE (BZ)

Tabella 4 – Elenco degli eventi sismici registrati dal 1991-1993, estratti dai cataloghi strumentali della rete sismica provinciale. Sono elencati gli eventi avvenuti nell'area rappresentata in Figura 31. Anche in questo caso si tratta generalmente di eventi con magnitudo inferiore a 3. Nel periodo indicato (1991–1993) la rilevazione è basata su dati digitali (sono mantenuti separati questi dati da quelli della tabella successiva, che comprende gli eventi dal 1994 ad oggi, solo perchè le routine di calcolo erano diverse da quelle utilizzate attualmente).

DATA	ORA (G.M.T.)	LAT N	LON E	PROF.	MAGNITUDO	AREA EPICENTRALE
DATA	hh:mm:ss	gradi sessadecimali	gradi sessadecimali	km	MAGNITUDO	AREA EPICENTRALE
	rif. al Tempo Medio di Geenwich					
22.08.1994	19:29:10.7	46,480	10,555	5,9	2,3	GRAN ZEBRU' (SO)
21.09.1994 26.09.1994	2:28:19.3 20:22:28.5	46,368	10,801	5,2	2,3 1.8	RABBI (TN)
26.09.1994	20.22.26.5	46,361 46,408	10,827 10,898	4,6 5.4	1,0	RABBI (TN) RABBI (TN)
27.12.1994	15:00:17.0	46,486	10,792	4,3	2.6	CIMA STERNAI (BZ)
4.05.1995	10:30:00.7	46,463	10,897	9,4	2,1	MONTE STANGA (BZ)
7.05.1995	6:27:13.8	46,337	10,895	1,1	1,8	MONCLASSICO (TN)
8.05.1995	23:34:38.4	46,378	10,849	0,2	2,3	RABBI (TN)
16.07.1996	19:14:02.6	46,433	10,671	7,1	2,6	PEJO (TN)
14.11.1996 15.11.1996	22:59:17.7 6:56:19.2	46,377 46,393	10,858 10,881	2,6 8.2	3,4 2.6	CIMA MEZZANA (TN) CIMA MEZZANA (TN)
30.11.1996	3:49:03.7	46,388	10,840	1,7	3,3	CIMA MEZZANA (TN)
4.02.1997	21:40:38.6	46,377	10,844	4,5	2,4	RABBI (TN)
16.02.1997	13:00:32.7	46,390	10,844	0,4	2,2	RABBI (TN)
12.04.1997	23:00:02.0	46,481	10,514	1,9	3,5	GRAN ZEBRU' (SO)
28.05.1997	10:57:22.9	46,423	10,673	2,0	2,9	PEJO (TN)
28.05.1997 1.06.1997	9:55:28.3 17:59:59.5	46,436 46.421	10,664 10,727	5,5 4.7	2,7 1.1	PEJO (TN) RABBI (TN)
21.08.1997	17:38:00.6	46,428	10,672	2.9	1,2	PEJO (TN)
20.09.1997	7:21:06.8	46,365	10,838	6,8	2,4	RABBI (TN)
10.10.1997	3:54:15.3	46,384	10,857	1,2	2,1	RABBI (TN)
6.12.1997	18:24:24.5	46,495	10,905	4,8	2,5	VAL D' ULTIMO (BZ)
11.02.1998	2:47:33.7	46,416	10,669	9,2	2,4	PEJO (TN)
14.04.1998 20.05.1998	13:24:58.4 16:50:13.7	46,395 46,394	10,953 10,607	3,5 3,5	2,9 2,6	CALDES (TN) P.TA S. MATTEO (SO)
11.06.1998	21:49:40.6	46,376	10,619	6,3	2,0	PEJO (TN)
13.07.1998	13:39:42.9	46,504	10,526	3,7	2,6	ORTLES (BZ)
15.05.1999	2:18:13.8	46,376	10,502	4,2	2,7	VALFURVA (SO)
8.11.1999	9:52:28.0	46,507	10,796	8,8	2,8	VAL MARTELLO (BZ)
28.11.1999	14:58:53.0	46,522	10,746	5,3	2,4	VAL MARTELLO (BZ)
6.12.1999 28.04.2000	4:41:52.2 0:58:30.5	46,415 46,394	10,745 10,670	6,4 33.4	3,0 2.0	RABBI (TN) PEJO (TN)
1.06.2000	8:48:56.4	46,493	10,857	1,7	2.3	VAL MARTELLO (BZ)
6.09.2000	2:25:35.8	46,395	10,616	2,6	2,6	PEJO (TN)
22.11.2000	17:18:58.2	46,356	10,996	6,5	1,9	CLES (TN)
11.01.2001	17:26:18.7	46,368	10,506	8,0	2,5	S. CATERINA V. (SO)
28.08.2001	1:43:16.8	46,378	10,541	8,4	2,9	PUNTA S. MATTEO (SO)
29.08.2001 13.12.2002	4:40:16.8 12:21:10.0	46,341 46,337	10,820 10.749	6,3 1.8	2,4 2.5	MEZZANA (TN) PEJO (TN)
29.12.2002	18:21:15.8	46,489	10,697	12.9	2,9	VAL MARTELLO (BZ)
29.12.2002	21:34:46.1	46,507	10,668	8,1	2,4	VAL MARTELLO (BZ)
29.12.2002	22:54:53.3	46,496	10,691	3,4	2,8	VAL MARTELLO (BZ)
3.01.2003	14.07.29.3	46,501	10,648	5,0	2,0	VAL MARTELLO (BZ)
3.01.2003 4.03.2003	15:15:14.1 6:18:18.7	46,496 46,446	10,660 10,871	2,7 4.0	2,4 2,5	VAL MARTELLO (BZ) VAL DI BRESIMO (TN)
26.08.2003	8:58:07.3	46,373	10,650	64.6	2,5	PEJO (TN)
6.01.2004	12:08:34.8	46,494	10,653	1,6	2.6	SOLDA (BZ)
6.01.2004	8:38:10.7	46,498	10,639	3,3	2,4	SOLDA (BZ)
12.01.2004	16:50:09.9	46,376	10,671	17,0	2,2	PEJO (TN)
19.01.2004	23:34:25.8	46,360	10,841	4,2	2,4	RABBI (TN)
26.01.2004 18.03.2004	5:46:36.1 5:47:07.8	46,324 46.464	10,516 10.556	6,3 25.2	2,4 2.5	PONTE DI LEGNO (BS) ORTLES (SO)
18.03.2004	6:41:13.0	46,529	10,550	0.2	2,5	TRAFOI (BZ)
26.05.2004	3:01:25.5	46,543	10,634	2,3	2,5	SOLDA (BZ)
26.06.2004	17:07:39.9	46,559	10,840	12,6	3,1	VAL MARTELLO (BZ)
9.10.2004	22:19:37.8	46,421	10,574	0,0	2,9	ORTLES (SO)
8.11.2004	9:29:16.8	46,429	10,567	0,1	2,1	ORTLES (SO)
21.12.2004 8.01.2005	20:28:26.5 22:25:14.2	46,382 46,548	10,555 10,590	11,6 10,3	2,1 2,2	PEJO (TN) SOLDA (BZ)
14.03.2005	12:35:39.4	46,346	10,590	38.9	2,2 1.9	PEJO (TN)
21.03.2005	14:31:54.1	46,398	10,759	0,2	2,2	RABBI (TN)
29.03.2005	15:44:12.7	46,357	10,634	0,0	2,6	PEJO (TN)
15.04.2005	5:08:16.2	46,354	10,794	2,3	1,8	COMMEZZADURA (TN)
27.05.2005	0:35:25.5	46,414	10,701	1,4	2,0	PEJO (TN)
4.06.2005 15.07.2005	22:55:56.9 0:37:33.4	46,454 46,426	10,657 10,622	3,9 3,1	2,3 2,3	PEJO (TN) PEJO (TN)
15.07.2005	0:39.00.0	46,430	10,622	5,0	2,3 2,2	PEJO (TN)
24.07.2005	4:31:14.8	46,463	10,648	0,0	2,5	VAL MARTELLO (BZ)

Tabella 5 - Elenco degli eventi sismici registrati dal 1993 ad oggi estratti dai cataloghi strumentali della rete sismica provinciale. Sono elencati gli eventi avvenuti nell'area rappresentata in Figura 31. Anche in questo caso si tratta generalmente di eventi con magnitudo inferiore a 3 e, come nella tabella precedente, si tratta di dati digitali elaborati esclusivamente dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento.

costituiscono i vari depositi quaternari, dai depositi glaciali ai depositi di versante e di frana, possiedono, invece, una permeabilità primaria per porosità, che varia secondo la loro costituzione. I depositi di copertura favoriscono quindi l'infiltrazione di acque dalla superficie e costituiscono serbatoi naturali talora localmente importanti. Soprattutto nei depositi glaciali possono talora essere presenti livelli impermeabili argillosi che possono modificare la permeabilità dell'acquifero o dare origine a falde sovrapposte.

La presenza di fasce tettonizzate gioca spesso un ruolo importante sulla permeabilità delle rocce, sulla circolazione delle acque e quindi sulla distribuzione delle sorgenti; lungo importanti zone di fratturazione può avvenire, infatti, la risalita di acque provenienti da circuiti profondi, acque cioè che hanno potuto interagire a lungo con le rocce e che quindi hanno avuto il tempo di lisciviarne parte dei costituenti arricchendosi in particolari ioni a seconda della composizione mineralogica delle rocce stesse, divenendo così acque mineralizzate. Anche nell'area della Tavola Rabbi si osserva la distribuzione di una parte delle sorgenti a ridosso (a Nord) della linea di Peio (Fig. 32).

Le sorgenti della Tavola Rabbi sono alimentate sia da acquiferi superficiali strettamente connessi con regimi stagionali, con un massimo primaverile ed uno autunnale, che da acquiferi profondi. Le prime emergono spesso alla base delle conoidi o al contatto tra depositi quaternari e substrato roccioso (Fig. 32): da queste sorgenti sgorgano generalmente acque che vengono definite "oligominerali" in quanto non mostrano particolari arricchimenti in elementi chimici. I circuiti profondi invece sono in genere caratterizzati da acque mineralizzate. Un parametro che aiuta la discriminazione tra acque provenienti da acquiferi superficiali e acque provenienti da acquiferi profondi è la conducibilità elettrica. Le acque delle sorgenti sono caratterizzate da valori della conducibilità che variano da 40 μS/cm, per le acque a circolazione superficiale, a 1000-2000 μS/cm per le acque mineralizzate (AQUATER, 1993; ANDREIS, 1997). Nell'area della Tavola Rabbi alcune sorgenti mineralizzate che emergono in corrispondenza della linea di Peio sono state analizzate nell'ambito di una tesi di Laurea dell'Università di Padova (Andreis, 1997): si tratta delle sorgenti "Fonte Antica di Rabbi", che viene sfruttata a scopi termali nello stabilimento delle "Antiche Terme di Bagni di Rabbi", della sorgente "Tov dell'Acqua Forta" e del "Fontanino di Colér".

La sorgente Fonte Antica di Rabbi è la più nota e sgorga a ridosso della sponda destra del Torrente Rabbies a quota 1222 metri s.l.m., dai depositi glaciali in sinistra idrografica del Torrente Rabbies. L'opera di captazione si trova all'interno dello stabilimento termale a Fonti di Rabbi. Essa è situata all'interno dei micascisti dell'Unità di Peio non distante dalle potenti fasce di miloniti e cataclasiti della Linea di Peio. Nell'area della sorgente la roccia si presenta infatti piuttosto fratturata. La portata della sorgente è di 2 l/s. Sulla base delle caratteristiche chimico-fisiche quest'acqua è stata classificata come fredda-minerale-carbonica-

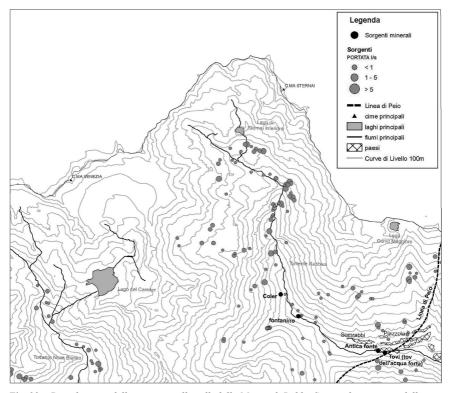


Fig. 32 – Distribuzione delle sorgenti nelle valli della Mare e di Rabbi. Sono indicati i nomi delle sorgenti citate in dettaglio nel testo. Le varie sorgenti sono indicate con dimensioni diverse del simbolo a seconda della portata della sorgente stessa.

ferruginosa bicarbonato-clorico-sodica, ricca in Li $(0.35 \div 2.16 \text{ mg/l})$ Fe $(19 \div 22 \text{ mg/l})$, B $(17.70 \div 18.00 \text{ mg/l})$, CO₂ $(870 \div 2552 \text{ mg/l})$, SiO₂, Cl, Na, Hg e variabile contenuto in Rn (Andreis, 1997) (Tabella 6).

La sorgente Tov dell'Acqua Forta si trova a quota 1320 metri s.l.m. sulla destra idrografica del Torrente Rabbies poco più a Nord della precedente e sgorga dai depositi fluvio-glaciali. L'assetto geologico è analogo a quanto descritto per la sorgente Fonte Antica, essendo le due sorgenti poco distanti. La portata della sorgente è pari a 4 l/s. Sulla base delle caratteristiche chimico-fisiche quest'acqua è stata classificata come fredda-medio minerale carbonico-ferruginosa-bicarbonato-sodico-magnesiaca con anomali contenuti in Cl (1.51÷2.01 mg/l), boro (7.14 mg/l), Li (0.12÷0.78 mg/l) e CO₂ (ANDREIS, 1997) (Tabella 7).

La sorgente "Fontanino di Coler" sgorga a monte della sorgente Tov dell'Acqua Forta a quota 1352 metri s.l.m.. La portata di questa sorgente è assai ridotta

(0.011 l/s); qui si osserva soprattutto un arricchimento in B e in Cl. Sulla base delle caratteristiche chimico-fisiche quest'acqua viene classificata come fredda-medio minerale- carbonica-bicarbonato-calcico-sodica (Andreis, 1997) (Tabella 8).

In generale si osserva che le acque caratterizzate da circuiti profondi presentano arricchimenti in elementi in tracce quali boro, litio, ferro, manganese, stronzio, fluoro, mercurio e arsenico (Celico, 1986); le tre sorgenti appena citate sono ricche in alcuni di questi elementi e sono quindi da attribuirsi a circolazioni profonde, dato confermato anche dai valori della conducibilità elettrica che discrimina in modo univoco l'origine profonda delle acque sorgive. Nel Diagramma 1 si osservano allineamenti che indicano un approfondimento differenziale delle acque delle sorgenti in Val di Rabbi e di acque che si trovano in situazioni analoghe (altre sorgenti localizzate sempre lungo la Linea di Peio): le acque che hanno subito maggior approfondimento sono quelle della Fonte Antica di Rabbi. Le acque più mineralizzate sono anche quelle più ricche in CO₂, la quale risalendo

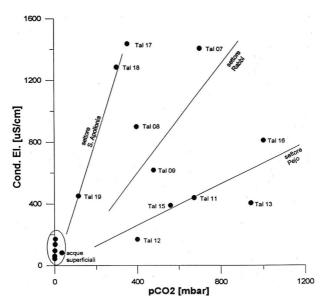


Diagramma 1 - Diagramma fugacità CO_2 , - conducibilità elettrica (Tal 07, Fonte Antica Rabbi; Tal 08, Tov dell'Acqua Forta; Tal 09, Fontanino Coler. Le altre analisi sono riferite a sorgenti situate in zone limitrofe, in Val di Peio e presso Ponte di Legno). (Andreis, 1997).

lungo la Linea di Peio le rende aggressive facilitando la loro mineralizzazione. Un arricchimento differenziale in Rn è forse imputabile a lisciviazione di rocce con diverso contenuto in minerali radioattivi (Diagramma 2) (Andreis, 1997).

Le tre sorgenti descritte mostrano un arrichimento sia in Cl che Na (Diagramma 3). Questi elementi potrebbero avere una genesi profonda connessa con la risalita sia di gas (CO₂ e ²²²Rn) che di fluidi profondi lungo la Linea di Peio. La Fonte Antica di Rabbi, tra l'altro, è quella che mostra indici di origine profonda più marcati delle altre (Andreis, 1997).

Alla scala regionale si osserva una notevole concentrazione delle sorgenti lungo la Linea di Peio (nel fondovalle delle valli di Rabbi, Peio e d'Ultimo) in particolare a Nord del piano di faglia. Ipotizzando un andamento del flusso idrico profondo essenzialmente da Nord a Sud, appare evidente che esso trovi un importante sbarramento nel piano di faglia principale con andamento circa per-

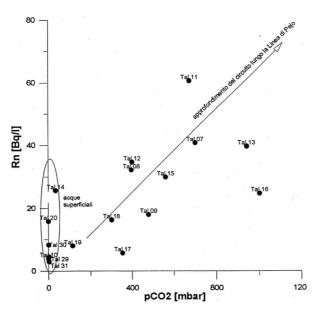


Diagramma 2 – Diagramma fugacità di CO_2 , - Radon. Le sorgenti situate in Val di Rabbi sono le seguenti: Tal 42, Fonte Antica Rabbi; Tal 41 Tov dell'Acqua Forta; Tal 09, Fontanino Coler. (Le altre analisi sono riferite a sorgenti situate in zone limitrofe, in Val di Peio e presso Ponte di Legno). (Andreis, 1997).

pendicolare al flusso stesso, obbligando le emergenze a disporsi a ridosso della linea, entro le litologie della Falda Ortles-Campo (Andreis, 1997).

Arricchimenti in ferro osservati nelle acque delle sorgenti di Fonte Antica di Rabbi e di Tov dell'Acqua Forta sono stati attribuiti a circolazione entro rocce mineralizzate a ferro situate lungo le faglie. Nei pressi di queste sorgenti è stata infatti osservata la deposizione di fanghi rossi oltre che di travertino (Tabelle 9 e 10).

Di seguito sono riportate le analisi di entrambi i depositi. Si osservi l'alta percentuale di ossidi di ferro nei fanghi rossi.

Si noti che sul sito del Servizio Geologico di Trento (http://www.protezio-necivile.tn.it >Servizio Geologico>sorgenti) è a disposizone un archivio di dati relativi alle sorgenti dell'intero territorio provinciale. Il database è gestito dal Servizio Geologico dal 1994 e raccoglie tutte le informazioni disponibili all'in-

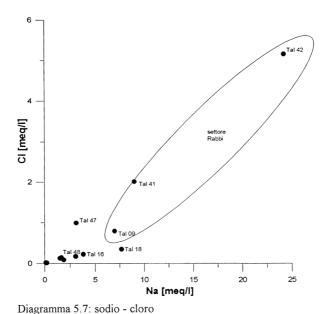


Diagramma 3 – Diagramma Na- Cl. Nel diagramma sono evidenziate le sorgenti situate in Val di Rabbi (Tal 42, Fonte Antica Rabbi; Tal 41, Tov dell'Acqua Forta; Tal 09, Fontanino Coler. Le altre analisi sono riferite a sorgenti situate in zone limitrofe, in Val di Peio e presso Ponte di Legno). (Andreis, 1997).

SORGENTE: FONTE ANTICA DI RABBI

	Unità	Andreis	Andreis	Lab.	Lab.
	di	'97	'97	Chimico	Chimico
	misura			Prov. TN	Prov. TN
DATA CAMPIONAM.		22.08.95	20.07.96	11.08.92	13.12.88
QUOTA	m	1220	1220	1220	1220
PORTATA	l/s	2	2		
TEMPERATURA ARIA	°C	16,5	23	17	-2
TEMPERATURA	°C	8,6	9,0	8,7	8,3
ACQUA					
CONDUCIBILITÀ' ELETTRICA	μS/cm	1404	2340	2420	2190
pH		6,3	6,35	6,1	5,6
Eh	mV	283	291	-,-	-,-
OSSIGENO	ml			0,8	assente
DISCIOLTO				-,-	
BICARBONATI	meq/l		22,310		
IDROGENO	mg/l		< 0,2		
SOLFORATO	8		,		
RADON	Bq/l	40,74	13,66		
Ca	meq/l	2,618	2,618	2,495	2,275
Mg	meq/l	4,195	4,195	1,193	1,399
Na	meg/l	24,196	24,196	21,053	18,349
K	meq/l	1,083	1,083	0,639	0,742
HCO ₃	meq/l	25,810		24,799	24,688
SO ₄	meq/l	0,212	0,121	0,070	0,088
Cl	meq/l	5,154	5,154	5,754	5,077
SiO ₂	mg/l		36,3	36,2	33,0
В	mg/l		18,00	17,70	
Li	mg/l	0,359	2,160	1,900	1,900
Fe	mg/l		19,0	22,0	21,0
Mn	mg/l		0,150	0,330	0,230
NH ₄	mg/l	1,209	1,209	0,950	
H ₂ S	mg/l				
CO ₂	mg/l		2552,0	870	1258
NO ₃	mg/l			Assente	1,3
Sr	mg/l		1,90	1,35	0,75
F	mg/l	0,024	0,024	0,59	0,42
Radon (Carboni Attivi)	bq/l		13		
As	ppb	1,9			-
Не	ppb				-
Hg δ ¹⁸ O	ng/l		< 1,0		-
		12,99			
δD		93,05			
δ ¹³ C		+9,12			

Tabella 6 – Analisi chimico-fisiche della Sorgente Fonte Antica di Rabbi (Andreis, 1997).

SORGENT	٦				
BORGENT	Unità di	Andreis	Andreis '97	Lab. Chimico	Lab. Chimico
	misura			Prov. TN	Prov. TN
DATA CAMPIONAM.		22.08.95	19.07.96	13.12.88	06.09.79
QUOTA	m	1320	1320	1320	1320
PORTATA	1/s	4,0	4,2		0,6
TEMP. ARIA	°C	16	20	-2	28
TEMP. ACQUA	°C	8	9,3	9	9,5
CONDUCIB.	μS/cm	899	1556	1273	1220
ELETTRICA					
pН		6,29	6,22	6,2	6,2
Eh	mV	332	340		
OSSIGENO	ml			1,2	
DISCIOLTO					
BICARBONATI	meq/l		15,920		
IDROGENO	mg/l		< 0,2		
SOLFORATO					
RADON	Bq/l	32,15	14,58		
Ca	meq/l	3,172	3,172	1,625	
Mg	meq/l	6,789	6,789	2,498	2,469
Na	meq/l	8,971	8,971	6,960	0,544
K	meq/l	0,339	0,339	0.384	0,307
HCO ₃	meq/l	14,280		14,508	
SO ₄	meq/l	1,506	1,506	0.666	0.422
Cl	meq/l	2,010	2,010	1,518	1,715
SiO ₂	mg/l		17,4	20,7	16,0
В	mg/l		7,140		
Li	mg/l	0,126	0,780	0,720	0,580
Fe	mg/l		2,35	2,80	2,81
Mn	mg/l		0,150	0,280	0,260
NH ₄	mg/l	0,424	0,424		
H ₂ S	mg/l				
CO_2	mg/l		792	569	
NO ₃	mg/l			0,90	
Sr	mg/l		0,90	0,50	
F	mg/l	0,017	0.017	0,360	0,310
Radon (Carboni Attivi)	bq/l		15		
As	ppb	≤1,0			
He	ppb				

Tabella 7 - Analisi chimico-fisiche della Sorgente Tov dell'Acqua Forta - Val di Rabbi (Andreis, 1997).

ng/l

Hg

< 1,0

SORGENTE: FONTANINO COLER						
	Unità di					
	misura					
DATA		22.08.95				
QUOTA	m	1363				
PORTATA	l/s	0,011				
TEMPERATURA ACQUA	°C	6,8				
CONDUCIBILITÀ	μS/cm	617				
ELETTRICA						
pH		6,20				
Eh	mV	349				
OSSIGENO DISCIOLTO	ml					
BICARBONATI	meq/l					
IDROGENO SOLFORATO	mg/l					
RADON	Bq/l					
Ca	meq/l	7,514				
Mg	meq/l	2,400				
Na	meq/l	6,962				
K	meq/l	0,332				
HCO ₃	meq/l	14,910				
SO_4	meq/l	0,203				
Cl	meq/l	0,973				
SiO ₂	mg/l					
В	mg/l					
Li	mg/l	0,828				
Fe	mg/l					
Mn	mg/l					
NH ₄	mg/l					
H ₂ S	mg/l					
CO ₂	mg/l					
NO_3	mg/l					
Sr	mg/l					
F	mg/l	0,892				
Radon (Carboni Attivi)	bq/l	17,96				
As	Ppb	≤ 1,0				
Не	ppb					
Hg	ng/l					
pCO ₂	mbar	479,11				

Tabella 8 – Analisi chimico-fisiche della sorgente "Il Fontanino di Coler" (Andreis, 1997).

terno della P.A.T. riguardanti ubicazione e caratteristiche delle sorgenti quali: dati di portata, di utilizzo, condizioni geologiche, analisi chimiche e microbiologiche delle sorgenti (ove i dati siano disponibili).

	Fonte Antica	Tov dell'Acqua
	di Rabbi	Forta
SiO ₂	3,41	13,70
Ti O ₂	< 0,001	0,187
Al ₂ O ₃	0.280	2,900
Fe ₂ O ₃	66,900	58,600
MnO	0,030	0,060
MgO	0,130	0,560
CaO	7,660	2,010
Na ₂ O	0,740	0,470
K ₂ O	0,080	0,570
P ₂ O ₅	2,670	0,280
L.O.I.	17,9	21,0
Totale	100,5	100,5

Tabella 9 – Analisi dei fanghi rossi nei pressi delle sorgenti Fonte Antica di Rabbi e Tov dell'Acqua Forta ". Elementi maggiori espressi in % L.O.I. = loss of ignition (da FUGANTI et alii, 1997 in Andreis, 1997).

		SiO ₂	Ti O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I.	Totale
Fonte	Antica di	4,62	0,06	1,02	0,54	<0,01	0,44	49,8	0,17	0,16	0,02	43,6	100,5
Rabbi													
Tov	dell'Acqua	0,53	0,006	0,04	0,03	<0,01	1,93	51,0	0,07	0,01	0,03	45,8	99,8
Forta													

Tabella 10– Analisi dei travertini depositati dalle acque minerali delle sorgenti Fonte Antica di Rabbi e Tov dell'Acqua Forta. Elementi maggiori espressi in % L.O.I. = loss of ignition (da FUGANTI et alii, 1997 in Andreis, 1997).

8.2.1. - Impianti idroelettrici (a cura di Dr. Astolfi e Dr. Sapigni - ENEL)

La val di Peio è stata tra le prime valli alpine, lontane dalle grandi zone industriali di pianura, ad essere sfruttata ai fini idroelettrici. Negli anni '20 del '900 infatti sono stati realizzati gli impianti del Careser-Malga Mare-Cogolo lungo l'asta del Torrente Noce.

Le acque del Torrente Noce Bianco, nell'alta Val di Peio, vengono accumulate nel serbatoio di Careser, che prende il nome dall'omonima vedretta, ubicata a quota 2.601 metri s.l.m. e realizzato negli anni 1928-34. Da Careser le acque scendono in galleria alla centrale di Malga Mare (quota 1961,20 metri s.l.m.) per proseguire poi per la centrale di Cogolo (a quota 660 metri s.l.m.) nei pressi

dell'abitato omonimo.

La centrale di Cogolo, negli anni 1947-50 è stata potenziata con l'apporto delle acque provenienti dal serbatoio artificiale di Pian Palù (1802,50 metri s.l.m.) realizzato negli stessi anni (Tabella 11).

Il serbatoio del Careser ha un volume di invaso pari a 16,40 Mmc.

8.2.2. - CARTA DI SINTESI GEOLOGICA

Nella Carta di Sintesi Geologica (approvata con delibera di Giunta Provinciale n. 2813 del 23 ottobre 2003) alla scala 1:10.000 sono definite con precisione le zone da sottoporre a vincoli particolari per la difesa del suolo e delle acque, definite con la L.P. n. 107 del 7 Agosto 2003. Essa è da considerarsi uno strumento di lavoro in ambito urbanistico che viene costantemente aggiornato (dal 2003 sono già stati approvati dalla Giunta Provinciale due aggiornamenti). In questa carta vengono evidenziate:

- Aree ad elevata pericolosità geologica, idrologica e valanghiva tutela assoluta di pozzi e sorgenti
- Aree a controllo geologico, idrologico, valanghivo e sismico
- Aree di rispetto idrogeologico di pozzi e sorgenti

	TORRENTE NOCE					
SERBATOIO	CARESER	M.MARE Vasca	PIAN PALU'			
Anno di costruzione	1928-1934	1928-1934	1950-1959			
Quota di coronamento	2601,00 m s.m.	1961,50 m s.m	1802,50 m s.m.			
Volume di invaso	16,40 Mmc	0,2 Mmc	15,80 Mmc			
Tipo di diga	gravità massiccia in cls	muratura cls	blocchi cls			
		J				
CENTRALE	MALGA MARE	COGOLO	COGOLO			
Anno di costruzione	1928-1934	1928-1934	1947-1950			
Ubicazione	all'aperto	all'aperto	all'aperto			
Quota di scarico	1961,20 m s.m.	1195,70 m s.m.	1195,70 m s.m.			
Portata derivata	5,0 mc/sec	5,0 mc/sec	6,0 mc/sec			
Potenza installata	25 MW	30,6 MW	27,8 MW			

Tabella 11 - Tabella riassuntiva delle caratteristiche degli impianti ENEL in Val di Peio (a cura di Dr. Astolfi e Dr. Sapigni).

"Le Norme di Attuazione della Carta di Sintesi geologica" (Delibera n°2813 della G.P. del 23 ottobre 2003) disciplinano inoltre, per ogni specifica area, le attività permesse e/o vietate nonché danno indicazioni in merito al tipo di relazione richiesta e al grado di approfondimento delle indagini necessarie per la stesura della predetta relazione; distinguono inoltre i Comuni ricadenti nelle zone a sismicità bassa (zona sismica 3) e a sismicità trascurabile (zona sismica 4).

Nella "Relazione della Carta di Sintesi" è presente, oltre ad altri punti, una trattazione sulla problematica sismica, alla luce del fatto che in seguito all'ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri del 20 Marzo 2003 l'intero territorio provinciale è stato classificato sismico (seppure a sismicità trascurabile e bassa); sono state di conseguenza introdotte nuove norme di progettazione che sono chiarite in questo ambito.

(Per ulteriori informazioni si veda il sito: http://www.protezionecivile. tn.it>Servizio Geologico >Carta di Sintesi Geologica).

9. - BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2002) Carta Geologica della Regione Lombardia alla scala 1:10.000. Sezione N. D1d4 Passo dello Stelvio. Reg. Lombardia, Milano.
- 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 Lamare e di Saént (Gruppo Ortles-Cevedale). Boll. Comit. Glaciol. Ital., ser. 2, 4, 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.
- Altherr R., Lugovic B., Meyer H.P. & Majer 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.
- Amferer & Hammer (1911) Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. Jahrb. K.K. Geol. Reichanstalt, 61, 531-710.
- Andreatta C. (1932) Rilevamenti geologici e notizie petrografiche sulla regione Cevedale-Val d'Ultimo (Alto Adige). Atti Acc. Ven.-Trent.-Istr., 23, 3-16.
- Andreatta C. (1935) La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige). Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina, v. 3 (2), 87-245.
- 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'Orles*. La Ricerca Scientifica, 21, 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.

- Tscherm. Min. Pet. Mitt., 3, 93–114.
- Andreatta C. (1954) La Val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale, studio geopetrotettonico di una parte del massiccio dell'Ortles. Acta Geol. Alpina, 5, 4-337.
- Andreis F. (1997) Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la linea di Pejo. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- AQUATER S.P.A. (1993) Studio delle sorgenti termominerali della Provincia di Bolzano, commessa n. 235400, 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, (1) 65-89.
- AVANZINI M. (2003) *Note illustrative della Tavola 26 III Fondo 1:25.000*. Provincia Autonoma di Trento, 159 pp.
- Avanzini M., Bargossi G.B., Borsato A., Castiglioni G.B., Cucato M., Morelli C., Prosser G., Sapelza A. *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 026 Appiano*. Enti realizzatori: Provincia Autonoma di Trento Servizio Geologico; Provincia Autonoma di Bolzano Ufficio Geologia e Prove Materiali. (2007).
- 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.O., Gregnanin A., Piccirillo E.M.. & 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, Ultental): new petrological constrains. Terra Nova Abstr. Suppl. 2, pg. 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. & Winlker 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 (2), 182-310.
- Berra F. (1994) Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle Falde Ortles e Quattervals (Austroalpino superiore) in Lombardia. Tesi di Dottorato, Università di Milano.
- Berra F. (1995) Stratigraphic evolution of a Norian intraplatform basin recorded in the Quattervals Nappe (Austroalpine, Northern Italy) and paleogeo-

- graphic implications. Eclogae geol. Helv., 33/3., 501-528.
- Berra F. & Jadoul F. (1999) Stratigraphy, paleogeography and teconic setting of the Norian succession of the Ortles nappe (Central Austroalpine, Lombardy, Northern Italy). Mem. Sci. Geol., 51/1, 78-89.
- Berruti G. (1992) Note preliminari sulla tettonica recente nell'Australpino tra le linee di Peio e del Mortirolo (Brescia, Lombardia). Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, 28, 5-31.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) *Structural model of Italy 1:500 000*. C.N.R. Geodynamic Project, Sheets 1 and 2, SELCA, Firenze.
- Blankenburg F. Von & Davies J.H. (1995) Slab breakoff. A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics, 14, 120-131.
- Blundy J.D. & Sparks R.S.J. (1992) Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of Adamello Massif, Italy. J. petrol. V. 33/3, 1039-1104.
- Bocini I. (2001) Caratterizzazione geochimica del magamtismo 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.
- Bonsignore G., Borgo A., Gelati R., Montrasio A., Potenza R., Pozzi R., Ragni U. & Schiavinato G. (1969) *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia*, F. 8 Bormio, Ser. Geol. It., 123 pp.
- Brenneis R. (1971) Zur Geochemie und Genese der Ultramafit im Bergzug Südtirol. Inaugural Dissertation, Universität des Saarlandes, Saarbrucken. Mem.
- 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, Università di Padova 110 pp.
- Canale N. (1982) Studio Geologico di un settore dell'alta Val di Rabbi (Trentino occidentale) Tesi di Laurea, Università di Padova.
- Canale N. (1987) Evoluzione metamorfica nelle Austridi della regione M. Ortles-Cevedale-C. Peder-C. Giovaretto, con particolare riguardo alle anfiboliti (Trentino-Alto Adige). Tesi di Dottorato, Università di Padova.
- Caporali A. & Martin S. (2000) First results from GPS measurements on present day alpine kinematics. J. of geodynamics, 30, 275-288.
- 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., DÖSSEGGER 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.
- 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. J. of Geodynamics 30, 251-274.
- Castellarin A., Morten L. & Bargossi G.M. (1976) Conglomerati di conoide sottomarina nel Flysch insubrico di Malè e Rumo (Trento). Boll. Soc. Geol. It., 95, 513-525.
- 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 del Foglio n. 59 Tione di Trento*. Provincia Autonoma di Trento.
- Castiglioni G.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. Università 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. Liguori Editore, Napoli.
- Ceroni G. (1982) *Studio geologico del versante sinistro dell'alta Valle della Mare*. Tesi di Laurea, Università di Padova.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO CNR (1962) *Catasto dei ghiacciai Italiani*. Ghiacciai delle Tre Venezie escluso Ortes 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 nappe (Eastern Alps, Italy). Eclogae geol. Helv., 87, 63-90.
- Cornelius H.P. & Furlani Cornelius M. (1930) *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonale Pass*. 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 Gb. (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. & 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. (1980) I porfiroidi della Valle dei Forni, Falda dell'Ortles, Austroalpino Superiore. Rend. Soc. Geol. It. 3, 17-20.
- 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. & Venturelli G. (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, (1983), 5-19.
- Dal Piaz G.V., Del Moro A., Martin S. & Venturelli G. (1988) *Post-collisional Magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B. A. 131, 533-551.
- Dal Piaz G.V., Castellarin A., Martin S., Montresor L., Pellegrini G.B., Picotti V., Prosser G, Selli L. *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio n. 42 Malé* (2007).
- DEL MORO A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1981) Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti Oligoceniche del settore meridionale del massiccio Ortles-Cevedale. Rend. Soc. Geol. It., 4, (1981), 265-266.
- 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.
- 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.
- 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 lithostratigraphische Gliederung. Eclogae geol. Helv., 69, 229-238.

- Dössegger R., Fürrer H. & Müller W. (1982) Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung. Teil 2. Eclogae geol. Helv., 75, 303–330.
- Exner C. (1976) Die geologische Position der Magmatite 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, 42 pp.
- 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 34, 31-46.
- Fellin M.G. (1999) Rilevamento geomorfologico dell'Alta Val di Bresimo (Gruppo Ortles Cevedale). Tesi di Laurea, Università di Padova.
- Ferreiro Mählmann R., Petschik R. & Krumm H. (1991) Diagenesis to low grade metamorphism in Tyrol, Austria and Switzerland: new maps. Terra abstr., 3, Pg. 105.
- Ferretti-Torricelli F. (1982) *Studio geologico del versante destro della Valle della Mare*. Tesi di Laurea, 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, Università di Padova.
- 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. (1992) Formation of recumbend folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland). Geology, 20, 923–926.
- 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). Geol. Soc. Amer. Bull., 108-9, 1120-1133.
- Froitzheim N., Schmid S.M. & Conti, P. (1994) Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. Eclogae geol. Helv., 87, 559–612.
- Froitzheim N., Conti P. & van Daalen (1997) Late Cretaceous, synorogenic, low angle normal fault in along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. Tectonophysics, 280, 267-293.
- 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 adjointing areas.* Mem. Sci. Geol., 50, 91 pp.
- Fuganti A., Morteani G., De Francesco F. & Preinfalk C. (1998) *Tettonica attiva ed acque minerali ricche di anidride carbonica a Peio (Trento) ed aree limitrofe*. St. Trent. Sc. Nat. Acta Geol., 73, 135-166.
- Fuganti A., Morteani G., De Francesco F & Preinfalk C.(1997) Caratteristiche ed origine delle acque minerali naturali di Pejo e Rabbi e confronti con quelle di Santa Apollonia, Santa Caterina Valfurva, Bresimo, Rumo, Überwasser e Bormio (Province Trento, Brescia, Bolzano e Sondrio, Italia). St. Trent. Sc. Nat. Acta Geol.
- Fürrer 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.
- Gaspari D. (1993) Studio geologico-strutturale e geologico-tecnico della bassa Val del Monte e della Val Comasine. Tesi di Laurea, Università di Padova, 168 pp.
- 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 Sc. Nat., 53, 21–47.
- GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA I.M. (2000) Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the seet 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 ultra-mafic 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, 221-228.
- Godard G., Martin S., Prosser G., Kienast J.R & Morten L. (1996) Varisican migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten zone, eastern Austroalpine system. Tectonophysics, 259, 313-341.
- Godard G. & Martin S. (2000) Petrogenesis of kelyphites in garnet peridot-

- ites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps. J. of Geodynamics, 30, 117-145.
- 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, (1), 49-64.
- Gregnanin A. & Piccirillo E.M. (1972) Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige). Mem. Ist. Geol. Min. Università Padova, 28, 1–55.
- Gregnanin A. & Piccirillo E.M. (1974) Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps. Mem. Soc. Geol. It., 13, 241–255.
- Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia C.N.R.(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 C.N.R. (1986) *Nuovi dati per lo studio dei rock-glaciers del Gruppo Ortles-Cevedale (Alpi)*. Rivista Geografica Italiana, 94, 425-450.
- Hammer W. (1902) Die kristallinen Alpen des Ultentales. I. Das Gebirge Südlich der Faltschauer. Jb.d. K.K.Geol.Reichanstalt, 52, 105-134.
- HAMMER W (1903) Über die Pegmatite der Ortler Alpen. Verh. geol. Reichsanst. 345-361, Wien.
- Hammer W (1905) Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. geol. Reichsanst. 55, 1-26, Wien.
- Hammer W. (1908a) Geologische Spezialkarte, Blatt "Bormio und Passo del Tonale" und Erläuterungen. Geol. Reichsansalt, 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 R. Staubs "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. Reichanstalt.
- 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, v. 5 (Terra Abstracts Suppl. 4), 11-12.

- Hess W. (1953) Beitrage zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraele (Graubünden). Eclogae geol. Helv., 46, 39-142.
- Hoinkes G. & Thöni M. (1982) *Zur Abgrenzung der kretazischen Amphibolitfazies im südlichen Ötztal-Kristallin*. Jber.1981 Hochschulschwerpunkt S 15, 87-91, Leoben.
- Hoinkes G. & Thöni M. (1983) Neue geochronologische und geothermobarometrische Daten zum Ablauf und zur Verbreitung der kretazischen Metamorphose im Ötztalkristallin. Jber.1982 Hochschulschwerpunkt S 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, pg. 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.
- ITALIAN IGCP 20 GROUP (Ed.) (1986) Permian and Permian-Triassic boundary in the Soutalpine segment of the western Tethys. Field Guide Book. Field Conference. SGI-IGCP 203 Project, July 1986, Pavia, 180 pp.
- HÖLLER W. & HAUZENBERGER C.A. (1992) Metamorphosebedingungen der Paragneise, Orthogneise und Amphibolite des Ultental-Kristallins. Mitt. Österr. Min. Gesellschaft, 137, 151-153.
- KAGAMI H., ULMER P., HANSMANN W, DIETRICH V. & STEIGER R.H. (1991) Nd-Sr Isotopic and geochemical characteristics of the southern Adamello (northern Italy) intrusives: Implications 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, Ss 117.
- Klebelsberg R. (1935) Geologie von Tirol. Verl. Gebr. Bornträger, Berlin.
- KÜRMANN, 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.
- 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., Martin S. & Kiènast J.R. (2002) 40 Ar/ 39 Ar dating of scapolite: an

- example from the Ulten zone. (NE Italy). 81a Riunione estiva della Società Geologica Italiana, Torino 10-12 settembre 2002, 206.
- MAGAGNA A. (1999) Rilevamento geologico del settore nord-orientale della Val di Rabbi. Sottotesi di Laurea, Università di Padova.
- MAIR V. (1994) Der Königspitzpluton ein Beispiel komplexer kalkalkalischer Intrusionen im Zuge des postkollisionalen, periadriatischen Vulkanismus. Mitt. Österr. Min. Ges., 139, 338-339.
- MAIR V. (1998) Petrologie, Geologie und Tektonik des Königspitzplutons und seiner Rahmengesteine (National Park Stilfjoch, Italien). Dissertation Inst. Min. Petrogr. Innsbruck, 184 pp.
- 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. & PURTSCHELLER F. (1991) Petrographie basaltischer und andesitischer Gänge im Ortlergebiet mit Charakterisierung der Einschlüsse. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. Europ. J. Mineral., 3, 1-178.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1995) A study on a dike swarm related to the Königspitze (Gran Zebrù) Pluton, Ortler-Campo crystalline (Venosta Valley, West-South Tyrol): Implications on magma evolution and alteration process. Geol. Paleont. Min. Innsbruck, ISSN 0378-6870, 20, 67-86
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1996) Excursion: Geologie und Petrologie des Ortlerkristallins. Mitt. Osterr. Miner. Ges., 141, 285-303.
- MAIR V. & Schuster R. (2003) New geochronological data from the Austroalpine Ortler Crystalline in the Martell Valley (Southern Tyrol, Italy). Mitt. Österr. Min. Ges., 148, 215-217.
- 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, 170 pp.
- 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, 123 pp.
- 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. (1978) *Studio geologico della Valle di Cedec*. Tesi di Laurea, Università di Padova, 234 pp.
- Martin S. (2002) Tectonic setting and pre-alpine evolution of the Tonale nappe, Eastern Austroapine. Mem. Sci. geol., 54, 167-170.
- MARTIN S. (2006) *Note illustrative della Tavola 42 IV Peio, scala 1:25.000*. Provincia Autonoma di Trento (Ed).

- MARTIN S. & PROSSER G. (1993) Pre-Alpine evolution of Upper Austroalpine units from Northwestern Trentino, Italy. Terra Nova, 5/4, 16.
- 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. & SANTINI L (1989) Margarite in the Upper Austroalpine Basement (Western Trentino, Italy). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 69, 99-106.
- 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., MORTEN L. & PROSSER G. (1993a) 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. (1993b) Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the Giudicarie Line (Northern Italy). Geol. Rundsch. 82, 1013-1030.
- Martin S., Prosser G., Godard G., Kiènast J.R. & Morten L. (1994) Tectonometamorphic 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 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., Godard G., Prosser G., Schiavo A., Bernoulli D. & Ranalli G. (1998a) 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., Bigazzi G., Zattin M, Viola G. & Balestrieri M.L. (1998b) Neogenic kinematics of the Giudicarie fault (central-eastern Alps, italy): new apatite fission-track data. Terra Nova 10, 217-221.
- 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., Fellin 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. Atlante Geologico, Servizio Geologico Italiano.
- Martina E. (1960) Osservazioni geologiche nella valle dell'Alpe di Trela (Alpi

- Retiche, Bormio). Boll. Serv. Geol. It., 78, 479-495.
- Massironi M., Surian, N., Fellin, M.G., Martin, S., Pellegrini, G.B. & Piccin G. (2000) *Approccio multiscalare per un'analisi dei rapporti tra tettonica e geomorfologia in area alpina (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Atto della 4° Conferenza nazionale ASITA-Genova, 3-6 ottobre 2000, 1073-1080.
- 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.
- Moretani G. & Fuganti A. (1998) Il ciclo geochimico dell'anidride carbonica e la sua origine nelle acque minerali effervescenti di Peio e Rabbi (Trento, Italia). Studi Trent. Sc. Nat. Acta Geol., 73, (1996), 129-136.
- MORTEN L. (1974) *La tonalite della Valle di Rivi (Rumo)*. Min. et Petrographica Acta, 20, 79-90.
- Morten L., Bargossi G.M. & Landini Bargossi F. (1976) *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.
- Müller W. (1998) Isotope dating of deformation using microsampling techniques: The evolution of the Periadritic fault system (Alps). Dissertation, Swiss Federal Institute of Technology, n. 12580 Zürich, 135 pp.
- Müller W., Kelley S.P., Mancktelow N., Meier M., Oberli F. & Villa I. (1997) Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system. Abstract 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, 4, pg. 138.
- 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)*. Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau) 90, 623-653.
- Müller W., Kelley S.P. & Villa I. (2002) Dating fault-generated pseudotachylytes: comparison of ⁴⁰Ar/³⁹Ar stepwise-heating, laser ablation and Rb-Sr microsampling analyses. Contrib. Min. Petr., 144, 57-77.
- 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.
- Nocker C., Tropper P. & Mair V. (1998) Marbles as petrographic indicators of increasing eo-alpine metamorphic grade in the Ortles crystalline, Min. Ges., 148, 244-246.

- Parea G.C. (1960) Eskers e kames alla fronte della Vedretta Lunga in Val Martello (Gruppo Ortles-Cevedale). Rivista Geografica Italiana, 67, 451-456.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (1996) *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289 pp.
- Penk A. & Bruckner E. (1909) *Die Alpen im Eiszeitalter*. Ed. Tauchnitz, Lipsia.
- 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). Journal of Geodynamics 30, 229-250.
- 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. & Rammlmair D. (1982) Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt., 29, 205-221.
- Purtscheller F., Haas R., Hoinkes G., Mogessie A., Tessadri R. & Veltman C. (1987) *Eoalpine Metamorfism in the Crystaline 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).
- 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., 2 43, 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, 155 pp.
- Riello M. (1982) Studio geologico della dorsale Passo di Rabbi Cima Sternai (Val di Rabbi Val d'Ultimo). Tesi di Laurea, Università di Padova.
- Ronchi M.M. (1987) Studio petrografico e mineralogico del basamento Austroalpino tra Ponte di Legno e Bresimo. Tesi Laurea, Università di Padova, 98 pp.
- Rost F. & Brenneis P. (1978) Die Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer Geochemie, Genese und Retromorphose. Tschemarks Mineral. Petrogr. Mitt., v. 25, 257-286.
- Salomon W. (1887) Über das Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen. Tschermak Mitt., 17, 109-284.
- Salomon W. (1901) Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzb. k. preuss Akad. Wiss., 1, 170-185.
- Santini L. & Martin S. (1988) Basamento cristallino e coperture sudalpine nella zona di Samoclevo (Val di Sole, Trentino Occidentale). Mem. Sci. Geol. Università di Padova XL, 275-284.
- Satir M. (1975) Die Entwicklungsgeschichte der westliche Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Alterbestimmungen. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, XXX.
- Schlangintweit O. (1908) Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und S. Maria in Münstertal. Z. Deutsch. Geol. Ges., 5, 736-743.
- Schmid S.M. (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, Schlining Thrust, Eastern Alps. Tectonics, 8 (4), 697-718.
- Schmideg O. (1936) Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. Jahrb. geol. Bundesanst., 86, 115-149, Wien 1936.
- 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., 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.
- SLEIKO D., CARRARO F., CARULLI G. B., CASTIGLIONI D., CAVALLINI A., DOGLIONI C., NICHOLICH R., REBEZ A. & SEMENZA E. (1987) Seismotectonic model of northeastern Italy: an approach. In Engineering geology problems in seismic areas, 153-165, Geologia applicata e Idrogeologia, Bari.
- STACHE G. (1876) Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes. Verh. K.K. Geol. Reichsanst., 14, 346-347.
- STACHE G. (1878) Die geologische Verhältnisse des Gebietes zwischen Bormio und Passo del Tonale. Verhand. geol. Reichanst. 174-175.
- STACHE G. (1879) *Die Eruptivgesteine des Cevedale-Gebietes*. Verh. K. K. Geol. Reichsanst., 3, 66-70.
- Stache G. & John C. (1879) Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. II. Das Cevedale-Gebiet als Hauptdistrict älterer dioritischer Porphyrite (Paläoporphyrite). Jahrb. Geol. Reichsanst., 2, 317-404.
- STAUB R. (1921a) *Profile durch die westlichen Ostalpen. I Hälfte.* In Geologie der Schweiz di Heim. Leipzig.
- Staub R. (1921b) Tektonische Karte der südöstlichen Schweizer Alpen, 1:250.000. Ed A. Franke.
- STAUB R. (1922) *Profile durch die westlichen Ostalpen. II Hälfte. 1:150.000.* In Geologie der Schweiz di Heim. Tavv 35. Leipzig.
- STAUB R. (1924) *Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese*. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz., N.F., (s. 2A), v. 52, 1-272 + Tektonische Karte 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. & 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.
- Susini S. (1994) Studio geologico-strutturale della Serie d'Ultimo tra la Val di Sole e la Val Cercena (Trentino occidentale). Tesi di Laurea, Università di Padova, 166 pp.
- Termier P. (1903) 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.
- $\ensuremath{\text{Th\"o}\text{NI}}$ 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. & 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. (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.
- TOLLMANN 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. (1950) Studi petrografici dei filoni e contatti del Passo della Bottiglia (Gruppo dell'Ortler). Acta Geol. Alpina, 2, 1-52.
- Tomba A.M. (1947) Studio petrografico sopra alcune porfiriti del versante sinistro della media Val d'Ultimo (Alto Adige). Period. Miner. 16, 215-226.
- Trevisan L. (1939) *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Università di 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. Min. Ges., 148, 303-304.
- TRÜMPY R. (1980) Geology of Switzerland: a guide Book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. 104 pp., Wepf & Co, Basel.
- Trümpy R. (1992) Ostalpen und Westalpen Verbindendes und Trennendes. Jahrb. Geol. B. A., 135, 875-882.
- Tumiati S.. (2002) *Le peridotiti a granato di Cima Vedetta Alta (Val d'Ultimo, Alto Adige)*. Tesi di Laurea, Università di Padova, 228 pp.
- Tumiati S. & Martin S. (2003a) Garnet-peridotite in the Italian Eastern Alps: 150 years of discoveries. Mem. Sci. Geol. Univ. Padova, 55, 31-46.
- Tumiati S. Thöni M., Nimis P. & Martin S. (2003b) 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. Am. Mineralogist, 90, 1177-1185.

- Tumiati S. Godard G., Klötsli U. & Martin S. (2006) The metasomatic chloroferrokinoshitalite-bearing amphibolite of Mt. Hochwart (Ulten zone, Eastern Alps, Italy) and its meaning in terms of crustal metamsomatism on orogenic peridotites. Lithos, 94, 148-167.
- Ulmer P. (1986) Basische und ultrabasische Gesteine des Adamello (Prov. Brescia und Trento, Norditalien). PhD. Thesis, Diss. ETH Nr. 8105, 241 pp. Zürich.
- Ulmer P., Callegari E. & Sonderegger U.C. (1985) Genesis of the maphic and ultramaphic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith (Northern Italy). In G.V. Dal Piaz (Ed): Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., 26 (1983), 171-222.
- van Gool J.A.M., Kemme M.M. & Schreus G.M.M. (1987) Structural Investigations along an E-W Cross section in the Southern Ötztal 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 Basel BdLXII, 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, Università di Padova.
- VIOLA G., (2000) Kinematics and timing of the Periadriatic fault system in the Giudicarie region (central-eastern Alps). PhD. ETH Zürich, Diss. 13590, 205 pp.
- 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: Kinematic, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumliche interferierenden aber verschiedenaltrigen Verwerkungszonen. Ph.D. Thesis ETH Zürich, 276 pp.
- Zambotti G. (1995a) Rilevamento geologico di un settore della zona d'Ultimo in Val di Sole. Tesina Rilevamento, Università di Padova, 31 pp.
- Zambotti G. (1995b) Sovrascorrimenti e miloniti nell'Austroalpino della Valle di Pejo (Trentino NW). Tesi di Laurea, Università di Padova, 133 pp.
- Zarske G. (1988) Gefügekündliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungskinematic im Umbiegungsbereich von Tonale und Judicarie Linie. Göttinger Arb. Geol. Paleont., 38, 143 pp.