

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE,
GEOLOGICHE E AMBIENTALI

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Relazione di Laurea

Rilevamento geologico dell'area di Passo Rolle –
Campo geologico 2022, San Martino di
Castrozza (TN)

Candidato:
Nuria D'Errico

Relatore:
Prof.ssa
Rossella Capozzi

Sessione 16 marzo 2023
Anno Accademico 2021/2022

INDICE

I.	RIASSUNTO	1
II.	INTRODUZIONE	2
III.	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DELL'AREA DI STUDIO	3
IV.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	6
	Assetto geo-strutturale generale della catena alpina	6
	Assetto geodinamico-strutturale del Sudalpino	8
	Assetto geodinamico del Sudalpino Orientale	9
	Le Dolomiti trentine nel contesto del Sudalpino Orientale	11
	Assetto tettono-stratigrafico delle Dolomiti occidentali	11
	1. Basamento metamorfico (Paleozoico)	11
	2. Piastrone Porfirico atesino (Permiano medio – superiore)	13
	3. Successione sedimentaria permo-triassica	14
	Paleo-vulcanismo delle Dolomiti Occidentali	20
V.	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO	21
VI.	RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO	22
	Assetto litostratigrafico	22
	Assetto stratigrafico-strutturale	24
	Analisi delle strutture tettoniche: vene, strie, filoni magmatici	27
VII.	DISCUSSIONE DEI DATI	29
VIII.	CONCLUSIONI	33
IX.	BIBLIOGRAFIA	34
X.	Allegati cartografici	36
	Legenda e simbologia	37

I. RIASSUNTO

La geologia è una disciplina le cui conoscenze, nei vari ambiti differenti che essa indaga, sono necessarie per ricostruire l'evoluzione di un territorio – in questo caso di un particolare settore della catena alpina – sia nello spazio quanto nel tempo.

L'area di Malga Iuribello, nella zona di Passo Rolle (TN), è caratterizzata dalla porzione basale della **Successione permo-triassica**, che poggia sul Piastrone Porfirico Atesino e si estende fino al Complesso Indifferenziato. Più precisamente, nell'area di studio sono state rilevate le unità litostratigrafiche che si susseguono dal **Piastrone Porfirico Atesino** fino al **Membro di Campil** (appartenente alla Fm. Werfen) che localmente marca il passaggio Induano – Olenechiano (Triassico Inf.)

E' risultata una successione **generalmente continua** ad Ovest e ad Est, **tettonicamente interrotta** nella porzione centrale dell'areale da una faglia normale, dove non sono stati osservati i litotipi interposti tra la Fm. Bellerophon (Chansingiano, Permiano Sup) e il Membro di Siusi (Induano medio – superiore, Triassico Inf.)

La stratigrafia locale risulta quindi essere stata relativamente deformata dalle fasi tettoniche che hanno interessato l'orogenesi alpina, nei periodi successivi alla messa in posto dei depositi permo-triassici in quello che è oggi è il grande sinclinorio dolomitico.

II. INTRODUZIONE

La presente relazione geologica costituisce il prodotto di sintesi delle osservazioni e dei dati raccolti durante il rilevamento geologico effettuato in gruppo nell'areale di **Passo Rolle**, a Nord Ovest di San Martino di Castrozza (TN), quindi in una zona di alta montagna caratterizzata da processi gravitativi e processi glaciali.

Funge perciò da supporto per la lettura dei prodotti cartografici risultati dal rilevamento geologico stesso, e presentati come allegati in questa stessa relazione.

L'obiettivo del rilevamento geologico è stato ricostruire **l'assetto stratigrafico-strutturale locale**, per inquadrarlo nel **contesto evolutivo** del sinclinorio dolomitico, e quindi nel contesto dell'orogenesi alpina più in generale.

L'area cartografata ricopre la **zona di Malga Iuribello**, nella porzione nord-occidentale dell'areale complessivamente rilevato durante il campo geologico di fine triennio nella zona di Passo Rolle.

Per poter inquadrare il contesto geologico locale che caratterizza la zona in oggetto è quindi necessario considerare l'assetto stratigrafico-strutturale dell'intera area di studio, dalle porzioni più meridionali (fino a Cima Tognazza e Baita Segantini) a quelle più nord-orientali (fino al Monte Castellazzo).

Precisamente, nell'areale di studio è presente la successione stratigrafica che va dal **Permiano al Triassico Inferiore**.

Sono quindi precisate le basi conoscitive e l'approccio sistematico che hanno guidato la lettura oggettiva degli aspetti **litostratigrafici** e **strutturali**, le quali fungono da base oggettiva per l'interpretazione di quanto osservato e misurato nell'area di studio.

La descrizione dei risultati ottenuti è talvolta accompagnata da immagini di campioni raccolti e/o affioramenti osservati, proiezioni stereografiche di misure effettuate in campo e allegati cartografici – quali una carta geologica di base ed una sezione geologica con legenda di accompagnamento, entrambi in scala 1 : 5000.

Viene infine confrontato quanto risultato dalle osservazioni di terreno con quanto riportato nella letteratura scientifica esistente – riassunta nell'inquadramento geologico – basata sulle attuali ricostruzioni geologiche documentate per questa zona del territorio italiano, le quali hanno guidato lo studio di terreno.

Per quanto riguarda la letteratura scientifica esistente, quanto descritto nelle pagine successive fa riferimento principalmente alle conoscenze riportate nelle *Note Illustrative della tavola 45 III "San Martino di Castrozza"* appartenente alla carta geologica di Trento, in scala 1 : 25.000.

III. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

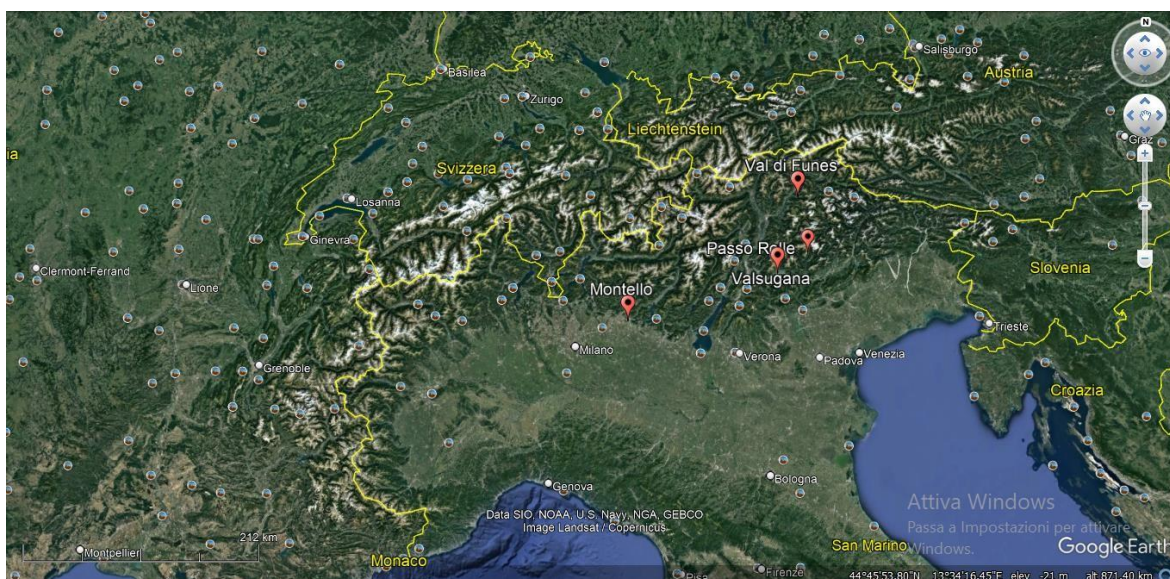


Fig. 1) Ubicazione geografica del sinclinorio dolomitico nel Sudalpino Orientale

Il complesso delle **Dolomiti** si sviluppa tra le province di Bolzano, Trento e Belluno. E' delimitato a Nord dalla Val di Funes e a sud dalla Valsugana, e comprende il Massiccio della Marmolada nella sua porzione più settentrionale e il gruppo delle **Pale di San Martino** verso il settore meridionale.

Verso Est le Dolomiti sono delimitate invece dal Cadore e dal Piave, mentre verso Ovest sono delimitate dal fiume Isarco più a Nord, nella zona del Brennero, e dal fiume Adige più a Sud (fig. 1).

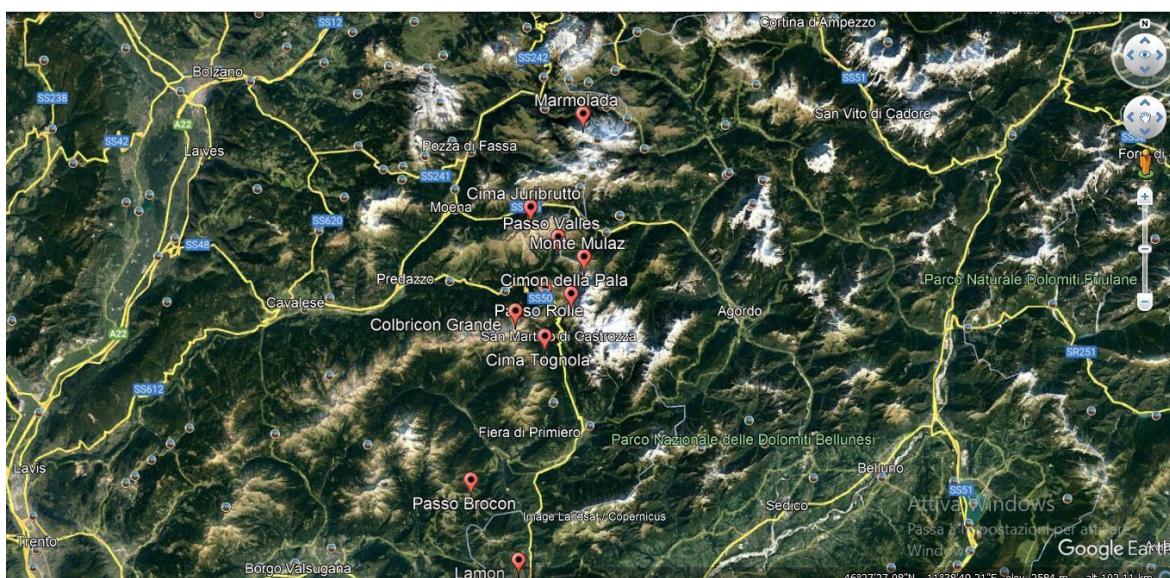


Fig. 2) Ubicazione geografica delle principali strutture geomorfologiche relativamente all'area di Passo Rolle

Per inquadrare l'area di rilevamento nel contesto locale di Passo Rolle e San Martino di Castrozza, si può fare riferimento alle principali strutture geomorfologiche locali (fig. 2).

Lungo il settore **orientale**, l'area di studio ricade al confine con il Veneto, nella provincia di Belluno: in quest'area infatti, la Val Venegia separa la zona di Passo Rolle da quella di Passo Valles nella porzione più settentrionale, a Sud della quale inizia il complesso delle Pale di San Martino, con il Monte Mulaz nella porzione centro-orientale che rappresenta la cima più settentrionale del complesso delle Pale, il quale prosegue verso i quadranti meridionali con Cima Vezzana, il **Cimon della Pala** (la 2° cima più alta delle Pale di San Martino) e Cima Rosetta, al confine tra San Martino di Castrozza (TN). La Val Imperina in Veneto.

A sud di Passo Rolle, la valle del torrente Cimon, che scende da Passo Rolle a San Martino di Castrozza, separa il complesso delle Pale ad Est dal Parco Naturale Paneveggio – Pale di San Martino ad Ovest, dove ricadono **Cima Tognola** e il Colbricon Grande.

In questa porzione occidentale, proseguendo verso i quadranti settentrionali, la Val Travignolo separa il Parco Naturale Paneveggio da altre zone morfologicamente rilevate, tra le quali ricadono Cima Bocche e Cima Iuribrutto, che segnano il confine settentrionale dell'area complessivamente rilevata a Passo Rolle.

Oltre il complesso di cui fa parte Cima Iuribrutto, proseguendo verso i settori nord-occidentali si hanno il Passo San Pellegrino e il gruppo della Marmolada. A sud del Primiero si hanno invece il Passo del Brocon e Lamon.

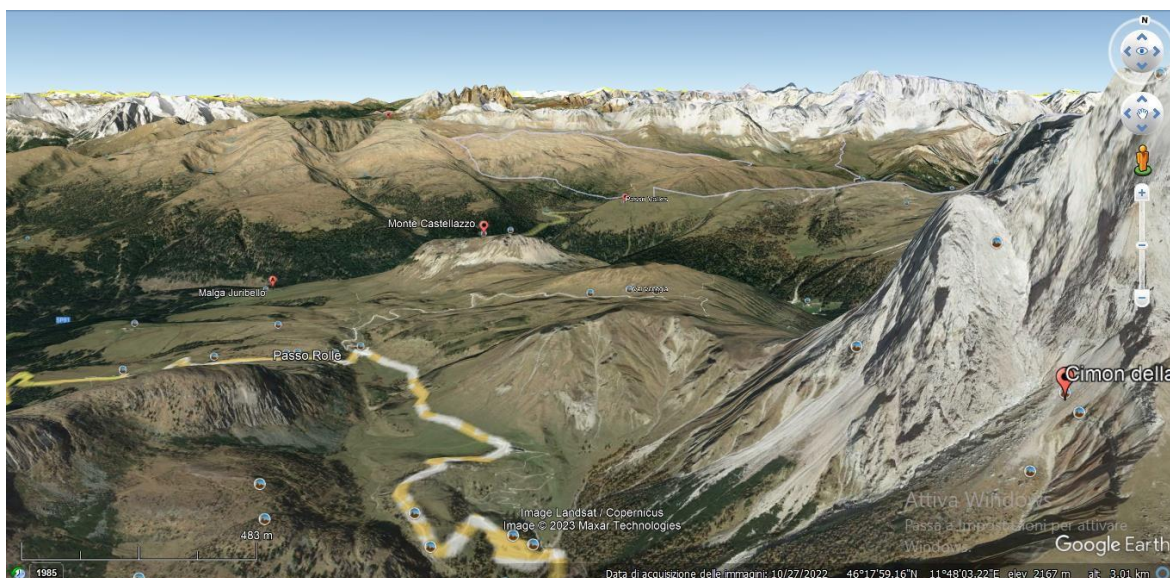


Fig. 3) Area complessivamente rilevata nella zona di Passo Rolle

L'area complessiva rilevata durante il campo geologico ricade in zone di media-alta quota, tra i 1800 (**Passo Rolle** a circa 2000 m di quota) e i 2300 m (Monte Castellazzo, circa 2250 n) sul livello medio del mare.

Comprende a Sud la zona di Baita Segantini, nei pressi del Cimon della Pala. Il torrente Travignolo segue la Val Venegia, la quale da Passo Valles sale topograficamente fino ai prati dai quali si innalza il Cimon della Pala.

Ad Est, comprende il versante Nord-occidentale di Cima Costazza, costituito dal cosiddetto Monte Castellazzo (fig. 3).



Fig. 4) Ubicazione dell'area di rilevamento nella zona di Malga Juribello

In questo contesto geografico, la zona di rilevamento rappresentata nel prodotto cartografico finale e descritta in questa relazione comprende il settore più nord occidentale dell'areale complessivo.

Essa comprende quindi il **bosco di Costoncella** verso Ovest e i prati da cui si innalza il **Monte Castellazzo** verso Est. A Nord si estende fino al bosco oltre **Malga Iuribello**, mentre a Sud si estende fino a **Malga Costoncella** (fig. 4): si trova complessivamente nel settore a Nord rispetto a Passo Rolle.

IV. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Dal punto di vista geologico, l'area di Passo Rolle ricade nel settore **centro-orientale del dominio Sudalpino**: la parte più meridionale dell'orogene alpino, distinguibile da tutto il resto che fa parte della complessa e diversificata catena neogenica, principalmente per ciò che riguarda l'assetto geodinamico-strutturale.

Per comprendere quindi le caratteristiche paleogeografiche e stratigrafiche locali osservate nell'area di rilevamento è necessario fare riferimento ad alcuni caratteri a scala regionale, che rappresentano il motore di ordine gerarchico superiore che definisce lo stesso dominio Sudalpino, e di conseguenza ciò che è affiorante nel vero e proprio sinclinorio delle Dolomiti, nel quale ricade l'area di Passo Rolle.

Assetto geo-strutturale generale della catena alpina

Le Alpi nella loro interezza si estendono dal confine tra i territori dell'Italia settentrionale con quelli della Francia sud-orientale, propagandosi lungo la Svizzera, Liechtenstein, fino al confine tra Italia e Slovenia, ed estendendosi verso Nord fino all'Austria e Germania.

All'interno di essa, le Alpi Settentrionali e Alpi Meridionali (o Sudalpino) rappresentano domini distinti caratterizzati da **due vergenze** opposte: generalmente verso Nord nella porzione più settentrionale, verso Sud nella porzione più meridionale.

Il confine tra questi due grandi domini a vergenze opposte è rappresentato dall'enorme lineamento tettonico detto **Lineamento Periadriatico** (o Linea Insubrica; *fig.5*): una struttura molto discreta impostatasi in età neogenica e il cui andamento è variabile lungo l'intera estensione dell'orogene.

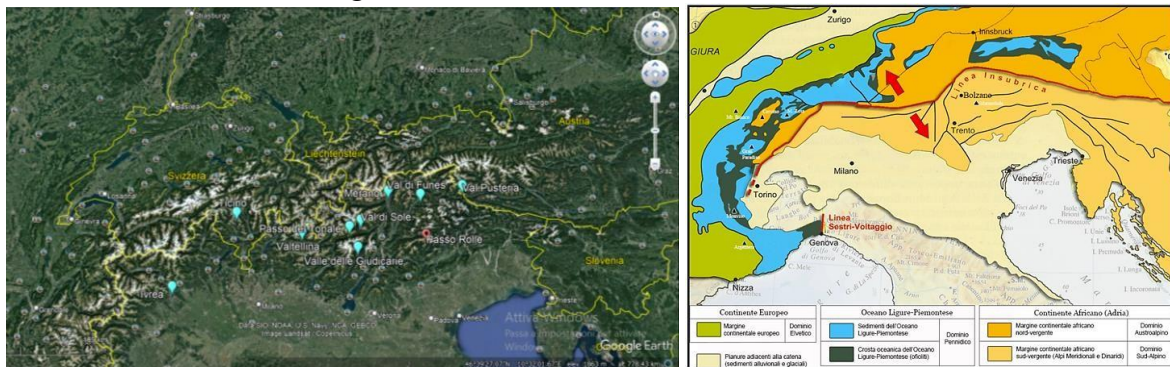
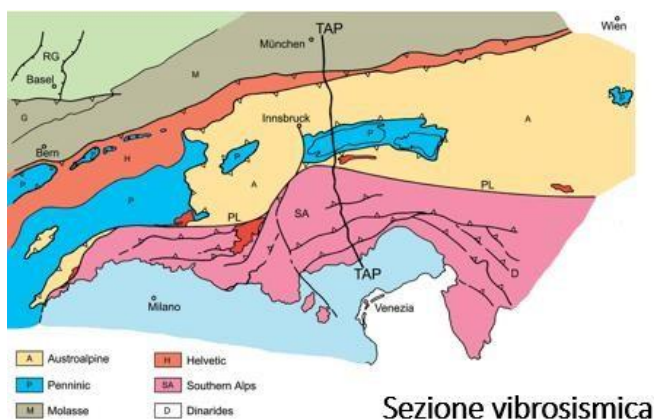


Fig 5) Ubicazione dei principali tratti del PL (sx) e rappresentazione schematica del suo ruolo nel contesto orogenico alpino (dx).

La presenza del Lineamento Periadriatico è marcata in superficie da evidenze morfotettoniche: nelle zone più occidentali, attraversa il **Ticino** nella zona di Ivrea, prosegue lungo il **Passo del Tonale** e la **Valtellina** con andamento quasi perfettamente E-W, per poi ruotare fino ad assumere andamento circa NNE – SSW nella **Valle delle Giudicarie**, da cui prosegue verso NE in **Val di Sole** fino a Merano, lungo la **Val di Funes** e la **Val Pusteria**, fino all'Austria (*fig. 5*).

L'assetto geodinamico profondo della grande catena alpina è noto principalmente grazie allo studio dell'importante sezione sismica "Trans-Alp", che attraversa la catena in direzione circa ortogonale a quella dei principali thrust neogenici.

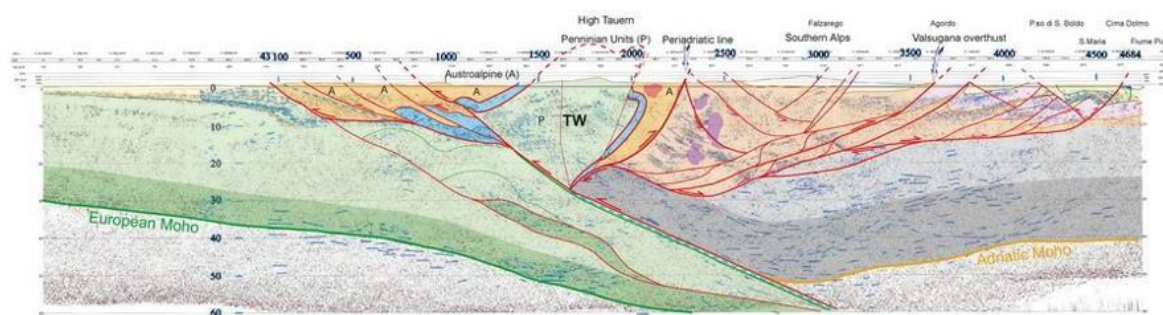


Sezione vibrosismica

Fig. 6) Traccia della sezione vibro-sismica TRANSALP

La sezione si estende nella porzione orientale della catena, ai confini tra Germania, Austria e Italia, analizzando da Nord a Sud i domini Elvetico, Pennidico (quest'ultimo esposto nella Finestra Dei Tauri ad Est di Innsbruck) ed Austroalpino, affioranti nella parte settentrionale, fino al Dominio Sudalpino. Nell'estremo settentrionale entra nei bacini di Molassa derivanti dallo smantellamento post-orogénico della catena alpina (fig. 6).

Sebbene le interpretazioni sui dettagli che emergono dai riflettori sismici non siano univoche, emergono con chiarezza elementi di primo ordine sull'assetto generale che condiziona lo sviluppo più superficiale della geologia dell'orogene, che risulta essere in effetti una **grande catena fold and thrust**, la cui geometria marca il processo di **subduzione** della litosfera Europea – che si incunea verso Sud al di sotto della litosfera Adriatica – e di conseguenza la collisione avvenuta, con direzione di accavallamento delle falde verso Nord. Si è così progressivamente generato il prisma di accrezione alpino, fino all'attuale catena alpina a vergenza dominante settentrionale. In questa configurazione, la litosfera adriatica s'indenta verso Nord provocando l'embricatura delle falde verso l'avanpaese europeo: da ciò si deduce che la vergenza dominante dell'orogene alpino è settentrionale, confermando la subduzione verso Sud (per lo meno nel tratto attraversato dalla Transalp) (*Transalp Volume, 2006*).



Italian Working Group: *Transalp* Volume (2006)

Fig. 7) Sezione completa TRANSALP nelle Alpi orientali

Inoltre la TRANSALP evidenzia nel Sudalpino la presenza di thrust retro-vergenti generalmente verso i quadranti meridionali, il che rende il Dominio Sudalpino, dal punto di vista geodinamico, una retro-catena di ordine gerarchico secondario rispetto all'intero orogene.

Le due **vergenze opposte** permettono inoltre di interpretare in sezione anche il ruolo del Lineamento Periadriatico in termini di evoluzione paleogeografica, poiché esso marca il

confine tettonico tra il dominio di pertinenza europea a Nord di esso, e il dominio di pertinenza africana (nella sua compagine adriatica) a Sud di esso.

E' tuttavia necessario precisare che in questo assetto generale ci sono elementi di complessità: il Dominio Autroalpino (rappresentato da un complesso sistema metamorfico di medio – alto grado) è di pertinenza africana, sebbene sia affiorante a Nord della grande struttura tettonica. L'interpretazione suggerisce che sia il risultato dell'attività neogenica, che ne ha causato la sua retroflessione verso Nord al di là del Lineamento Periadriatico, al di sopra delle falde Pennidiche di pertinenza oceanica e delle falde Elvetiche di pertinenza europea.

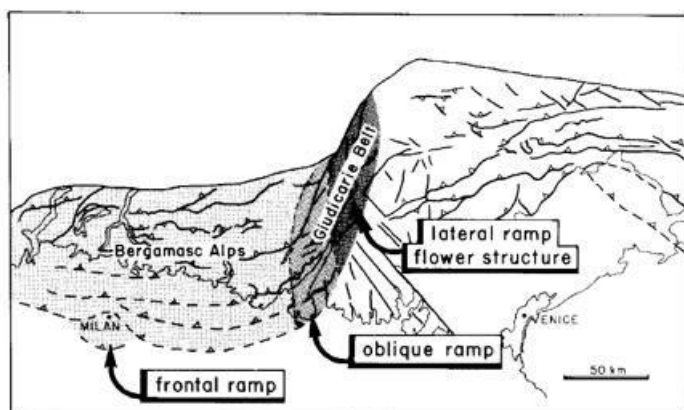
La presenza della faglia del Brennero, inoltre, causa più di 25 km di esumazione verticale delle falde pennidiche, nella Finestra dei Tauri: la faglia del Brennero è infatti interpretata come un classico detachment a basso angolo.

Altro elemento principale che emerge dalla Transalp è come i vari thrust della catena Sudalpina si spingano a grandi profondità, il che rende la catena Sudalpina a tettonica **thick-skin**, la cui deformazione coinvolge oltre alle coperture sedimentarie anche la parte più profonda della crosta, al punto tale da esumare localmente il basamento cristallino, che verso l'avampaese è progressivamente sepolto a profondità maggiori. (*TRANSALP working group; 2006*) (fig. 7).

Assetto geodinamico-strutturale del Sudalpino

La catena Sudalpina è un dominio geodinamico – strutturale continuo dalle zone di Ivrea fino alla Slovenia, comprendente i territori di Milano, Bergamo, Verona, Alto Adige oltre che la particolare geometria definita dalle Dolomiti.

E' una complessa catena fold and thrust, a vergenza generalmente meridionale sebbene ci siano elementi di complessità.



Doglioni and Bosellini, 1987

Fig 8) Schema tettonico della struttura delle Giudicarie

L'analisi strutturale di dettaglio del sistema tettonico delle **Giudicarie** (ad andamento NNE – SSW) indica come esso rappresenti una grande irregolarità del Lineamento Periadriatico, il quale assume invece un andamento più tendenzialmente E-W nelle porzioni occidentali ed orientali rispetto alla stessa Linea delle Giudicarie (fig.8).

Lo stesso sistema giudicariense permette quindi un'ulteriore suddivisione all'interno del Dominio Sudalpino, in base alla posizione relativa ad esso: una porzione occidentale nella quale studi di dettaglio (*compiuti prevalentemente negli anni '80 durante l'esplorazione sismica mirata alla ricerca petrolifera allora molto intensa nel Sudalpino*) indicano che durante la contrazione neogenica, il Sudalpino Occidentale abbia subito un raccorciamento crostale finito verso SSE più intenso – circa il doppio – rispetto a quello che ha interessato

il Sudalpino Orientale, indicando che il dominio meridionale dell'orogene alpino si sia propagato molto più a Sud nel settore occidentale, come dimostrano le falde più esterne situate all'incirca sotto la città di Milano.

Se in questo contesto si considerano alcune delle strutture sud vergenti che caratterizzano le rampe frontali dei thrust del Sudalpino, alcune di quelle presenti nel settore occidentale sono tagliate dall'intrusione del grande **Batolite dell'Adamello**, che in superficie forma una zona triangolare.

Le facies più antiche relative al Batolite sono quelle più meridionali, la cui intrusione è datata a circa **40 Ma** (Bartoniano, Eocene medio-sup). All'opposto, le facies più recenti sono quelle più settentrionali (in corrispondenza del Passo del Tonale), la cui intrusione è datata a circa 32 Ma (Rupeliano, Oligocene inf).

Al contrario, strutture sud vergenti – coeve a quelle intruse dal grande batolite – presenti nel settore orientale del Sudalpino non mostrano le stesse caratteristiche.

Correlando i dati di raccorciamento crostale con tali osservazioni di terreno, gli autori hanno interpretato questa discrepanza di raccorciamento come il risultato di una **storia compressiva pre-Adamello** iniziata nel settore occidentale del Sudalpino ma che non si è propagata verso il settore orientale, poiché in qualche modo è stata dissipata e assorbita dal grande sistema tettonico giudicariense.

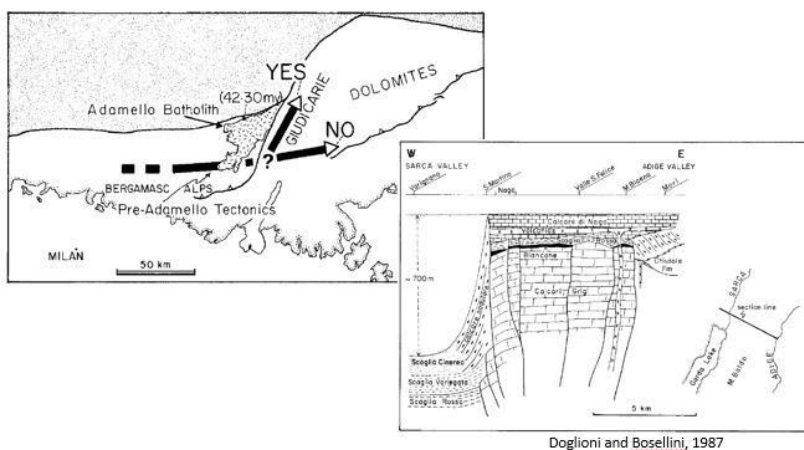


Fig 9) Schema interpretativo del ruolo del sistema delle Giudicarie nell'evoluzione tettonica pre-Adamello

Questa ricostruzione sembra essere confermata dall'analisi strutturale di dettaglio del sistema delle Giudicarie ad andamento NNE – SSW. Il ruolo di questa struttura crostale è stato quindi interpretato come quello di una rampa laterale, che nella storia compressiva pre-Adamello ha trasferito verso Nord gran parte del raccorciamento crostale,

evitando che condizionasse la tettonica attiva nel Sudalpino orientale prima dell'Eocene medio-superiore. In questo senso, il sistema delle Giudicarie può essere considerato come lo svincolo tra due porzioni del Sudalpino (Doglioni e Bosellini, 1987) (fig. 9).

Assetto geodinamico del Sudalpino orientale

Il Lineamento Periadriatico nel Sudalpino orientale ha carattere transpressivo, con forte componente trascorrente di natura destra.

L'intero dominio delle Alpi Meridionali è caratterizzato da una sequenza di **thrust regionali sud-vergenti**, tutti sismicamente attivi sebbene la parte più attiva sia quella più esterna (come documentato da numerosi sismi di magnitudo generalmente medio-bassa), compatibilmente con quella che è la sequenza di propagazione del Sudalpino stesso.

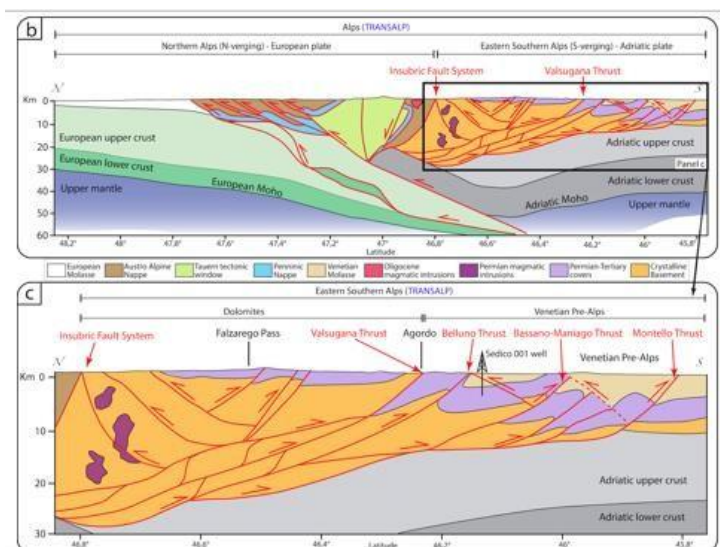


Fig. 10) Ricostruzione della Transalp, con in dettaglio la porzione del sudalpino orientale (M. Curzi)

L'elemento tettonico regionale che delimita la porzione più esterna dal Sudalpino orientale è il thrust **del Montello**, in prossimità del quale si ha la transizione tra il settore più deformato (rappresentato dalle coperture meso-cenozoiche che definiscono la porzione più giovane e meridionale del Sudalpino orientale) e il bacino di avanpaese (principalmente costituito dai riempimenti molassici della Pianura Veneta).

Procedendo progressivamente nelle zone più interne, verso le Pale di San Martino, ci sono in realtà altri sovrascorrimenti, tra cui il **thrust di Belluno** nella zona di Lamon, zona geologicamente interessante per l'evidenza di una grande anticlinale di rampa associata al grande sovrascorrimento.

Altro sovrascorrimento regionale del Sudalpino orientale è il **thrust della Valsugana**: una singola struttura fattasi carico di ripetuti episodi deformativi, il cui risultato finale è stato tale da aver rigettato il basamento metamorfico cristallino che è sovrascorso al di sopra delle coperture permo-triassiche e mesozoiche, al punto da permetterne anche la sua esumazione al limite quasi meridionale del Sudalpino, in alcune località come nella zona di Agordo (fig. 10).

La Valsugana è l'unica struttura tettonica del Sudalpino che permette l'esumazione del basamento metamorfico cristallino, ad eccezione della Linea di Funes che però ha vergenza opposta settentrionale.

Inoltre, tra i thrust regionali sud-vergenti e i back-thrust nord-vergenti vengono a crearsi **zone triangolari**, nelle quali l'effetto combinato dei sovrascorrimenti con vergenza opposta genera l'esumazione di rocce profonde a livelli crostali sempre minori, a causa del generale innalzamento che subiscono i volumi crostali da essi definiti.

Le Dolomiti Trentine nel contesto del Sudalpino orientale

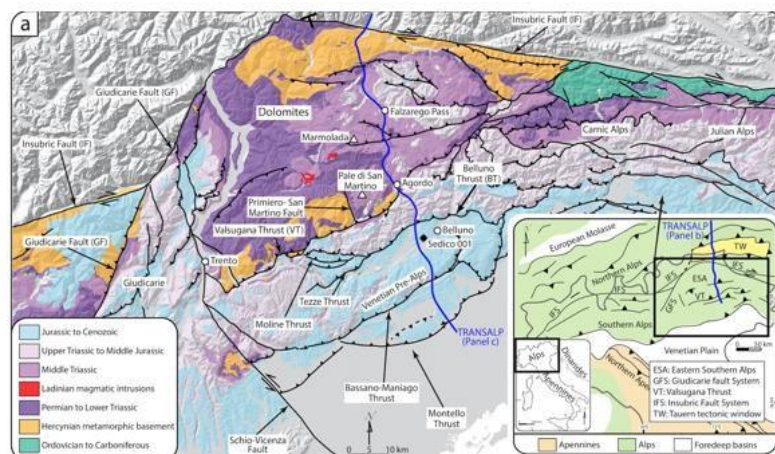


Fig. 11) Carta geologico-strutturale della porzione centro-orientale del Sudalpino (M. Curzi)

Le Dolomiti sono un grande **sinclinorio**: una struttura concava verso l'alto (a seguito di una generale subsidenza mesozoica che ha permesso l'accumulo della potente successione sedimentaria delle

Dolomiti) il cui asse è circa NE – SW, posizionate a Sud del Lineamento Periadriatico che qui è rappresentato dal **Sistema delle Giudicarie** che delimita la loro porzione più occidentale, e dalla **Val Pusteria** che delimita la loro porzione più orientale.

La **Linea di Funes** (nord-vergente) delimita la loro porzione più settentrionale, al contrario la loro porzione più meridionale è delimitata dalla **Valsugana** (sud-vergente).

Di conseguenza, i domini geologici più giovani sono preservati nella porzione centrale dell'intera depressione tettonica, mentre quelli più antichi affiorano nei settori marginali, soprattutto a Nord e a Sud nel sinclinorio. (A. Bosellini, 1989) (fig. 11).

Una prima suddivisione grossolana del Sudalpino orientale definisce, in base all'età e alle caratteristiche litologiche, diversi domini geologici: si distingue quindi un **basamento metamorfico paleozoico** dalle coperture sedimentarie **permo-triassiche** e meso-cenozoiche, oltre che la grande **piattaforma vulcanica Atesina**.

Assetto tettono-stratigrafico delle Dolomiti occidentali

Nel contesto delle Dolomiti occidentali, la cui stratigrafica va quindi dalla parte basale paleozoica alla parte sommitale ladinica, lo studio di dettaglio descritto nella presente relazione di accompagnamento si è concentrato quindi sulla **successione permo-triassica** sottostante le sequenze mesozoiche più complesse che rappresentano le grandi pareti delle Pale di San Martino.

Seguendo il **Permo-triassico** come marker cronostatigrafico, il Sudalpino orientale è caratterizzato dalla seguente successione stratigrafica.

1. BASAMENTO METAMORFICO (PALEOZOICO)

La Linea della Valsugana espone localmente nelle Dolomiti quella che è la base dell'intero Sudalpino, ovvero il **basamento cristallino polimetamorfico ercinico** di medio-basso grado (facies scisti verdi e anchizonale), di cui si hanno quattro principali affioramenti a tetto dei vari tratti della Valsugana: ad Agordo in Val Imperina, a Cima Tognola a Sud di Passo Rolle, nell'immediata porzione orientale di Trento e nella zona di Recoaro.

La **Val Imperina** rappresenta un tratto più puramente NE-SW del thrust regionale della Valsugana.

Interessante in esso è l'apparente **assenza di sovraimpronta metamorfica** alpina degna di nota. Tuttavia, sono presenti strutture localizzate che tagliano in discordanza il basamento metamorfico e riconducibili all'orogenesi alpina, che quindi ha condizionato il basamento metamorfico tramite una deformazione in stile fragile, **discreta e localizzata**, rappresentativa di un contesto più superficiale. Il risultato dell'orogenesi alpina è stato infatti il vasculamento dell'intero basamento verso NNW, come confermano le generali immersioni verso i quadranti settentrionali.

Ciò comporta che, sebbene l'orogenesi alpina sia caratterizzata da tettonica thick-skin tale da aver raggiunto condizioni termiche superiori ai 300°C, le evidenze di un basamento alpino nella zona delle Dolomiti si trovano in rocce non ancora esumate.

Da ciò si deduce che il Basamento sia stato deformato e metamorfosato in età paleozoica durante l'**orogenesi varisica** (il cui risultato è stata la creazione dell'attuale ossatura del continente europeo) (A. Bosellini, 1989 ; M. Massironi et al., 2006).

Si tratta di un basamento litologicamente complesso, caratterizzato da una successione silicoclastica che comprende un complesso pelitico-psammitico inferiore ed uno superiore, separati da un complesso intermedio vulcano sedimentario (Sassi e Zirpoli, 1989), suddiviso nelle seguenti unità litostratigrafiche.

a. Fm. di Bressanone

Litofacies basale del basamento Sudalpino: successione di **filladi** composta generalmente da quarzo, fillosilicati quali muscovite e clorite, oltre che solfuri di ferro quali ilmenite e tormalina (M. Massironi et al., 2006).

L'età del metamorfismo è pre-alpina, paleozoica, mentre il protolite è costituito da sequenze primarie sedimentarie dette "sammiti" – una serie di peliti e areniti, (riconducibili probabilmente a delle torbiditi) ed è stato datato al **Cambriano sup – Ordoviciano inf.** da analisi di faune ad acritarchi (Sassi et al 1984; Kalvacheva et al., 1986).

Nella zona di Passo Rolle, la Fm di Bressanone è ben esposta a Cima Tognola.

b. Fm. Porfiroidi del Comelico

Sequenza **vulcanoclastica metamorfosata**, a composizione acida e fabric altamente anisotropo, costituita da gneiss da minuti a micro-occhadini.

Presenta strutture plicative accentuate da vene di quarzo che formano pieghe sradicate. Hanno infatti classica tessitura eterogranulare, con fenocristalli prevalentemente di quarzo e K-feldspato inglobati in una matrice fine. Il tutto è stato metamorfosato fino a creare una foliazione costituita da piani di scistosità la cui spaziatura non è molto elevata (porfiroidi localmente detti "filladici"). La presenza di marker di trasposizione quali pieghe rootless indica che ci sono stati più eventi deformativi in campo duttile.

Essi intrudono la sequenza centrale della Filladi di Bressanone, e l'età dell'intrusione risale all' Ordoviciano sup – Siluriano inf, datata tramite il decadimento U/Pb effettuato su zirconi in metarioliti, cristallizzati durante l'effusione delle vulcaniti (Meli e Kloetzli, 2001)

Tali Porfiroidi del Comelico sono detti anche Gneiss Occhiadini qualora i fenocristalli siano di grandi dimensioni.

Questa facies non affiora nei dintorni di San Martino di Castrozza.

c. Fm delle Valli del Pasubio

Sequenza **pelitico-psammitica metamorfosata** in modo analogo alle Filladi di Bressanone, successiva all'evento vulcanico, risalente secondo faune a Graptoliti e Coralli al Siluriano – Devoniano (*Deini et al., 2005*). Macroscopicamente indistinguibile dalla Fm. di Bressanone (*Sassi et al., 2005*), se non in base alla posizione stratigrafica rispetto ai Porfiroidi del Comelico. Tuttavia, sono assenti nel complesso delle Valli del Pasubio mineralizzazioni di solfuri, invece presenti nelle Filladi di Bressanone.

Importante è il contatto tettonico che si ha, grazie al thrust della Valsugana, tra il basamento paleozoico a tetto e la Dolomia Principale (Norico, Triassico Superiore) queste ultime affioranti immediatamente a Sud, a letto della Val Sugana. Ciò indica che è stata elisa gran parte della successione stratigrafica permio-triassica (Lunghiano, Eonochiano, Ladinico e Carnico) poggiante sul basamento, ovvero fino al letto della Dolomia Principale.

Al contrario, la continuità stratigrafica è garantita in molte delle sezioni geologiche all'interno del sinclinorio dolomitico vero e proprio.

2. PIASTRONE PORFIRICO ATESINO (Permiano medio – superiore) (POR)

Rappresenta il **substrato della sequenza sedimentaria permio-triassica** nell'area di Passo Rolle e Passo Valles, facente parte del **Complesso Vulcanico Atesino**.

Si tratta di vulcaniti permiane appartenenti ad una serie eterogenea di prodotti effusivi, prevalentemente di composizione acida: lave dacitiche, flussi piroclastici riolitici, duomi e localmente anche depositi da caduta.

Sono riconducibili ad episodi eruttivi prevalentemente fissurali succedutisi in circa 10 Ma nel Permiano sup. (276 – 268 Ma), di importanza regionale e che nell'area di studio delle Dolomiti ha riempito una depressione tettonica di circa 2000 km², che si estende dalla Valle dell'Adige fino alla Linea del Passo Rolle, mentre a Nord e a Sud si estende fino al Lineamento Periadrico e alla Linea della Val Sugana (*D'Amico e Del Moro, 1988*)

E' evidente quindi come la **Linea del Passo Rolle** abbia avuto un controllo strutturale di primo ordine sulla formazione del **depocentro** che ha permesso l'accumulo di spessori ingenti dei prodotti vulcanici permiani, tra cui le ignimbriti.

L'origine della depressione è stata attribuita ad una **tettonica distensiva post-collisionale**, che interessava l'intero Sudalpino e che costituì il preludio del ciclo estensionale mesozoico (*Selli, 1998*).

In base alla distribuzione areale e alla composizione media dei prodotti vulcanici, sono stati riconosciuti 2 principali cicli di attività vulcanica (*Selli, 1998*):

- Un **ciclo basale** meno evoluto, con effusione di lave basiche, prevalentemente andesiti a daciti. Esso è preservato nel settore più occidentale della depressione tettonica.
- Un **ciclo sommitale** più evoluto, caratterizzato da flussi ignimbritici a composizione acida, prevalentemente rioliti e riodaciti e con fasi alto-K tipiche di ambienti contrazionali, associate all'instabilità di una crosta anomala riferibile probabilmente alla formazione di Pangea stessa, la quale venne ripresa in ambiente distensivo con la risalita di magmi mafici che hanno interagito con essa (*Bonin et al., 1993; Barth, 1994*) e la cui contaminazione del magmatismo ne riflette un'evoluzione tettonica prolungata di questa parte del supercontinente.

Nella zona di San Martino di Castrozza è ben esposto il ciclo superiore, rappresentato localmente da **ignimbriti riolitiche e riodacitiche (Sakmariano)**, di colore generalmente rossastro e a tessitura porfirica, oltre che caratterizzate dalla tipica fessurazione colonnare come, ad esempio, risulta lungo la parete est di Cima Tognazza.

3. SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-TRIASICA

Immediatamente a Nord della Valsugana, l'assetto geologico delle Pale di San Martino è controllato dai grandi thrust regionali sud vergenti della **Marmolada** e dal back thrust nord vergente del **Cimon della Pala**, la cui associazione crea un sinclinorio di ordine secondario rispetto a quello dolomitico, e nel quale si ha la mancanza della copertura medio-triassica, a causa dell'esposizione per pop-up della **sequenza permo-triassica**, che in quest'area affiora più estesamente rispetto ai settori esterni dell'intero sinclinorio, dove essa affiora lungo i contatti tettonici in tutte le direzioni.

La sequenza permo-triassica rappresenta il substrato delle Pale di San Martino, stratigraficamente definite dalle **Dolomie dello Sciliar**, di età Ladinica (Triassico Medio).

Ciò rende quindi il gruppo della Pale di San Martino un'entità geologicamente distinta dal cuore delle Dolomiti vere e proprie, che partono dal Passo Sella fino alla Val di Funes.

La successione sedimentaria Permo-triassica è suddivisa nelle seguenti unità litostatigrafiche:

a. **Fm. Arenarie di Val Gardena (Lopingiano, Permiano superiore) (AVG)**

Si tratta di una Formazione tipica del sinclinorio dolomitico, il cui colore in affioramento può variare da tonalità rossastre abbastanza accese, fino a tonalità più biancastre se alterata. Sono ben stratificate, con spessori da dm a cm con giunti irregolari.

Ha tessitura terrigena con classica **facies silicoclastica**, debolmente cementata da una matrice di fondo costituita prevalentemente da minerali argillosi fini, quindi poco competente, il che la rende facilmente erodibile.

La componente clastica è tendenzialmente sub-angolare, a granulometria prevalentemente arenacea anche se localmente sono caratterizzate da orizzonti siltitici o livelli microconglomeratici. Quest'ultima facies raggiunge un estremo nel Conglomerato di Ponte

Gardena, che rappresenta la parte basale della formazione, non affiorante nell'area di Passo Rolle.

Il basso grado di arrotondamento e la presenza talvolta di strutture trattive e d'essiccazione indicano un ambiente deposizionale continentale superficiale a bassa energia, con assenza di rimaneggiamento, motivo per cui si sostiene che le AVG siano di **derivazione locale**, quindi alimentate dallo smantellamento del substrato sul quale esse poggiano in discordanza lungo una superficie erosiva.

Il substrato di AVG può essere rappresentato dal basamento metamorfico paleozoico o dal Piastrone porfirico atesino: nella zona di Passo Rolle esse poggiano sulle **ignimbriti riolitiche** del Complesso vulcanico atesino.

Di conseguenza, la componente clastica, costituita prevalentemente da granuli di quarzo, plagioclasti e K-feldspati, risulta essere tendenzialmente più acida se di derivazione vulcanica, piuttosto che metamorfica.

La particolarità delle AVG è l'enorme **variabilità di potenza**, con uno spessore da 20 m fino ad un massimo di 120 m (*Massari et al., 1994*), interpretata come il risultato della morfologia del substrato permiano pre-clastico, la quale si ritiene fosse altamente irregolare già nel Permiano, subito dopo la fase di messa in posto delle vulcaniti.

Ciò riflette un assetto strutturale ad **horst e graben** in direzione E-W, sia a livello regionale che a livello locale, controllato da una tettonica distensiva che ha creato la variabilità dello spessore dei depocentri, tale per cui si avesse maggiore spessore di vulcaniti nei bassi strutturali e spessori più ridotti sugli alti strutturali (*Massari et al., 1994*) (*A. Bosellini, 1989*).

b. Fm. Bellerophon (Lopingiano, Permiano superiore) (BEL)

Rappresenta una formazione univoca e interessante dal punto di vista geologico, poiché costituisce un **orizzonte di scollamento preferenziale** a causa della competenza meccanica medio-bassa in confronto a quella delle unità stratigrafiche a tetto e a letto di essa, favorendo quindi la localizzazione della deformazione al suo interno, oltre che topografie piuttosto erose ed irregolari, dolci, talvolta caratterizzate da piccole concavità subcircolari tipo doline carsiche.

Proprio per tali caratteristiche, sono frequenti **strutture plicative** da scala cm a plurimetrica, principalmente lungo la sua facies evaporitica, oltre che di spessore difficilmente valutabile a causa dell'elevata capacità deformativa (*Massari et al., 1994*)

Sebbene i gessi siano il litotipo più caratteristico della Formazione, essa è una sequenza evaporitico-carbonatica, il cui contatto basale è eteropico, poggiante sulle AVG nell'area di rilevamento e affiora lungo il corso del torrente Cismon (km 93 S.S. del Grappa), e il cui contatto sommitale è netto e affiora a NE di San Martino, a 1510 m s.l.m. (*Massironi et al., 2006*)

Essa è costituita da 2 facies principali:

- **Facies Fiammazza** (basale): sequenza fittamente stratificata, rappresentata da ciclicità periodiche di tonalità bianche costituite da solfati (essenzialmente gessi) e intercalazioni più grigio-giallognole di dolomie vacuolari, dallo spessore cm –

mm, le quali appaiono talvolta più scure se arricchite in componente argillosa. L'insieme di ogni ritmicità definisce uno spessore complessivo di questa facies basale di circa 200 m nell'area di Passo Rolle.

- **Facies Badiota** (sommitale): sequenza di calcari bioclastici micritici, ben laminati, generalmente scuri, grigio-nerastri, e relativamente più competenti dei gessi sottostanti.

Poiché la distinzione tra facies non è evidente a Passo Rolle, nello studio in oggetto non è stata fatta distinzione all'interno della Fm. Bellerophon.

Per ciò che riguarda l'interpretazione paleogeografica del Bellerophon, si sostiene che ogni ritmite rappresenti un ciclo di regressione, durante il quale il sistema subiva evaporazione, intervallato ad un corrispondente ciclo di trasgressione periodica durante il quale si provocava un nuovo ciclo evaporitico.

Se si correlano le caratteristiche deposizionali delle Arenarie di Val Gardena e del Bellerophon con quello che era l'assetto paleogeografico nel Permiano, questa parte del mondo rappresentava un ambiente deposizionale a bassa energia, compatibile con un sistema di piana alluvionale arida – sabhka costiera – mare poco profondo: le AVG rappresentano il substrato di una piana alluvionale situata al margine continentale di Pangea e periodicamente interessata da trasgressioni provenienti da mare basso nella porzione più orientale, da dove stava infatti avanzando la Neotetide.

Sebbene fosse un ambiente tettonicamente stabile, era una regione in progressiva subsidenza poiché controllato a scala regionale da un'emergente instabilità tettonica confermata ulteriormente dal vulcanismo permiano. Di conseguenza, la subsidenza che subiva ciclicamente la piana alluvionale permetteva trasgressioni marine, con la formazione di lagune che ricoprivano periodicamente le arenarie sottostanti, e le cui periodiche regressioni a causa di condizioni climatiche caldo-aride permettevano la deposizione di sequenze evaporitiche. La sequenza di calcari sovrastante alle facies evaporitiche è stata invece interpretata come il risultato della progressiva subsidenza che a un certo punto è stata tale da inibire l'allora condizione di sabhka, favorendo invece un leggero approfondimento generalizzato dell'area, sebbene non ancora a condizioni di mare profondo (*Massari et al., 1994; Massironi et al., 2006*)

c. Formazione di Werfen

Rappresenta l'ossatura di quanto cartografato nell'area di Passo Rolle. Si tratta di una successione sedimentaria oggettivamente complessa, prevalentemente di età triassica inferiore, suddivisa in 9 Membri le cui litofacies sono talvolta simili, correlabili generalmente ad ambienti di mare basso.

Vengono distinte all'interno del Werfen una parte inferiore principalmente carbonatica (WER1) e una parte superiore principalmente silicoclastica (WER2). In generale, la componente silicoclastica, rispetto a quella carbonatica, aumenta progressivamente verso la parte sommitale della formazione, sebbene ci siano variazioni nei vari cicli.

E' importante considerare la sua posizione cronostratigrafica, poiché tramite i 2 membri basali (Tesero e Mazzin) attraversa un importante intervallo cronostratigrafico corrispondente al limite permo-triassico (201.902 Ma, in base al GSSP dell'Induano ratificato nella sezione di Meishan, in Cina) (*Hongfu et al., 2001*).

Il limite permo-trias coincide con la terza grande estinzione di massa legata alle grandi effusioni basaltiche (come quelle testimoniate dalle Siberian Traps, alle quali sono correlabili le successioni vulcaniche permiane presenti nell'areale dolomitico).

Fu un'estinzione che coinvolse almeno il 94 % delle specie allora viventi, la cui ripresa non fu immediata ma ci vollero almeno 6-8 Ma per permettere un'evoluzione biologica tale da formare faune degne di note nel record geologico (*Twitchett, 1999; Payne et al., 2004*). Come viene infatti osservato nella Formazione di Werfen, il membro di Tesero e parte del membro di Mazzin non presentano tracce fossili, la cui osservazione riprende solamente nella parte sommitale del Mazzin.

Dalla base al tetto della formazione, si hanno i seguenti membri:

c.1 Membro di Tesero (Chansingiano, Permiano sup) (T)

Orizzonte sottile di **calcari oolitici** di colore chiaro e tendenzialmente stratificati,

Il limite inferiore è netto, paraconcordante con la Facies Badiota sottostante, mentre a tetto è in contatto graduale con il sovrastante Membro di Mazzin.

La presenza di ooliti in realtà è stata descritta anche nella Facies Badiota del Bellerophon, ed è stata interpretata da *Broglia Loriga et al., (1983;1990)* come il risultato deposizionale in condizioni di moto ondoso in ambiente di battigia, quindi correlabile ad una rapida trasgressione. Secondo lo studio di Massari, il membro di Tesero non affiora nell'area di Passo Rolle.

c.2 Membro di Mazzin (Chansingiano - Induano, Permiano sup - Triassico Inf) (M)

Calcari marnosi e marne da grigio-verdastre, anch'esso costituito da intervalli più e meno competenti, con stratificazione da cm a plurimetrica, di spessore complessivo locale di circa 40 m, ed è in contatto netto a tetto, con il Membro di Andraz sovrastante. Carattere esclusivo di questo membro è l'aspetto finemente nodulare.

Verso l'alto stratigrafico all'interno di Mazzin aumenta progressivamente la concentrazione di faune fossili, principalmente di bivalvi *Claraia*, che si presentano con forme nere e allungate e che costituiscono marker biostratigrafici del Triassico Inferiore, poiché assenti nel record geologico dall'Olenechiano.

E' stato interpretato da *Broglia Loriga et al., (1983; 1990)* come litofacies di ambiente di shelf, al di sotto del livello di base del normale moto ondoso. Nell'area di Passo Rolle, secondo la letteratura affiora nei pressi di Malga Fosse di Sopra, a quota di ca. 1950 m sotto il Cimon della Pala. (*Massironi et al., 2006*)

c.3 **Membro di Andraz (Induano, Triassico Inf.) (AND)**

Intervallo di uno spessore di circa 25 m, limitato a letto e a tetto da contatti netti.

E' costituito principalmente da **dolomie** giallastre, **areniti e argilliti** rosa-rossastre, fittamente stratificate e scarsamente competenti, interpretato da *Broglia Loriga et al., (1983; 1990)* come deposizione in ambiente di piana alluvionale distale, prossima alla costa.

Formano talvolta le cengie dei versanti montuosi poiché facilmente erodibili, di conseguenza uno dei membri del Werfen più facilmente identificabile anche dalla stessa morfologia.

c.4 **Membro di Siusi (Induano, Triassico Inf.) (SIU)**

Sequenza abbastanza complessa ed eterogenea, prevalentemente calcarea.

Si tratta di **calcari marnosi** grigio-verdastri **fossiliferi e siltiti** rossastre, con uno spessore complessivo di 70 m a Punta Rolle (*Broglia Loriga et al., 1990*) e i cui limiti basali e sommitali sono entrambi netti (*Twitchett, 1999*).

Ben stratificata nella sua parte basale, mentre la stratificazione si infittisce verso l'alto poiché aumenta progressivamente la componente terrigena silicoclastica, principalmente siltoso-marnosa. Gli strati presentano spesso strutture trattive quali ripple e laminazione hummocky. Dal punto di vista faunistico, la presenza di fossili di **Claraia** è tipica di questo membro (*Twitchett e Wignall, 1996*). Altra caratteristica litologica sono livelli terrigeni di color arancione se ossidati, talvolta vacuolari.

c.5 **Membro di Oolite a gasteropodi (Induano, Triassico Inf.) (OG)**

E' il membro che chiude il Werfen 1 (rappresentante dell'Induano) dominato dalla componente carbonatica. E' rappresentato da una **successione carbonatica** facilmente riconoscibile, soprattutto al Passo Rolle dove forma importanti stacchi morfologici tramite una serie di bancate di spessore complessivo fino a circa 35m.

E' delimitata a letto da un contatto netto, mentre a tetto è in contatto graduale con il Membro di Campil che apre la via al Werfen 2 (*Twitchett, 1999*)

E' litologicamente simile alla parte inferiore del membro di Siusi, poiché anch'esso costituito prevalentemente da **calcari micritici e marnosi** grigio-verdastri, oltre che **calcareniti oolitiche-bioclastiche** generalmente rossastre nelle quali sono abbondanti **strutture trattive** quali ripple e hummocky, per cui la cui distinzione dal membro di Siusi necessita di osservazioni sulle rispettive posizioni stratigrafiche.

Il nome deriva dal nucleo di aggregazione delle ooliti, rappresentato da frammenti di gusci di **gasteropodi**.

Esso affiora abbondantemente ai piedi delle Pale di San Martino e nei pressi di Baita Segantini.

c.6 Membro di Campil (Olenekiano, Triassico Inf.) (CAM)

Costituito da **argilliti, areniti e siltiti** di colore tipicamente rosso, caratterizzate da abbondanti **strutture trattive** quali ripple, hummocky e tipiche ondulazioni chiamate wrinkle, a scala subcentimetrica.

Ha uno spessore locale di circa 80-100 m ed è limitato a letto e a tetto da contatti graduali con i membri di Oolite a gasteropodi e Val Badia.

E' stato interpretato come litofacies di shoreface – offhsore (spiaggia sommersa), ed è anch'esso ben affiorante nell'area di San Martino, ai piedi del Cismon della Pala.

(*Broglia Loriga et al., 1990*)

c.7 Membro di Val Badia (Olenekiano, Triassico Inf.) (VALB)

Forma prevalentemente banchi carbonatici di spessore dm-metrico.

Nella parte basale assume un colore principalmente grigio-giallastro per la presenza di **calcareniti bioclastiche alternate a calcari siltosi nodulari e siltiti**, di colore generalmente grigio-verdastro.

Presenta **strutture trattive** soprattutto nelle parti basali e sommitali, ed è in contatto graduale con i membri sottostanti e sovrastanti.

E' il membro più fossilifero dell'intera Formazione, per la presenza di abbondante fauna di **bivalvi, gasteropodi e cefalopodi**.

Tale successione è stata interpretata come il risultato di deposizione in ambiente marino profondo, da scarpata più interna (strutture trattive) a scarpata più esterna (calcari nodulari a cefalopodi): si ritiene rappresenti la massima profondità raggiunta dall'intera Formazione di Werfen. (*Twitchett, 1999; Broglia Loriga et al., 1990*)

c.8 Membro di Cencenighe (Olenekiano, Triassico Inf.) (CEN)

Successione prevalentemente carbonatica, di spessore circa 80 m (*Dogliani e Neri, 1998*) e delimitata a tetto da un contatto netto con il Membro di San Lucano, anche se localmente può essere in contatto netto od erosivo con il Complesso Anisico Indifferenziato.

Nella parte basale è costituito da **calcari marnosi oolitici**, talvolta vacuolari, di colore rosso e facilmente erodibile, mentre in quella superiore **calcari oolitici biocalstici**, rosa o giallastri e con presenza di strutture trattive.

Nella parte sommitale è costituito da bancate **calcarenitiche dolomitizzate**, di colore giallastro.

E' stato interpretato da *Broglia Loriga et al. (1983)* come deposizione carbonatica in ambiente di scarpata mediana-interna con tendenza shallowing.

c.9 Membro di San Lucano (Olenekiano, Triassico Inf.) (SAN)

Successione prevalentemente **terrigena** e di tonalità variabili, spessa circa 40 m

A tetto è in contatto graduale con la Dolomia del Serla, o con il Conglomerato di Richtofen su una superficie erosiva.

Si tratta principalmente di **siltiti e areniti fini bioturbate** e con strutture trattive, di tonalità variabili da rosse, viola o grigie, che nella parte sommitale passano a strati di **dolomie afanitiche** grigie o gialle se alterate, che formano spessori fino a metrici.

E' stato quindi interpretato in base ad un ambiente di shoreface: spiaggia sommersa, con forte apporto terrigeno. La parte sommitale è stata invece interpretata come ambiente di piana alluvionale distale, o mud-flat costiera (*Massironi et al., 2006*).

Paleo-vulcanismo delle Dolomiti Occidentali

In questa parte del mondo, i dati indicano che c'è stata un'importante attività magmatica-vulcanica **complessa e polifasica**, ascrivibile da almeno **3 cicli** diversi succedutisi in un periodo di circa 250 Ma, due dei quali intrudono la sequenza stratigrafica descritta, grazie alla presenza di grandi strutture estensionali.

- **1° Ciclo vulcanico (Ordoviciano sup. – Siluriano inf):** Evento vulcanico subaereo prevalentemente acido, avvenuto per anatessi crostale tardo-orogenica, a cui è correlabile la Fm. Porfiroidi del Comelico del Basamento metamorfico paleozoico.
- **2° Ciclo vulcanico (Permiano):** Evento vulcanico di importanza regionale a cui sono correlabili le successioni del Complesso Vulcanico Atesino.
- **3° Ciclo vulcanico (Ladinico, Triassico Medio):** Evento vulcanico di durata relativamente breve (circa 1 – 2 Ma) che ha interessato molte regioni del Mediterraneo, la cui massima intensità si ha avuta nell'attuale regione delle Dolomiti, con il centro vulcanico di Predazzo che costituiva allora il più importante distretto vulcanico d'Europa.

Causato da importanti strutture distensive legate alle fasi finali della subsidenza descritta per il ciclo vulcanico Permiano (*A. Bosellini, 1989*)

Ad esso sono correlabili i numerosi filoni che tagliano in discordanza l'intera sequenza Permo-triassica, compreso il suo basamento.

Generalmente orientati in direzione NNW-SSE, talvolta deformati dagli eventi tardo-mesozoici e alpini.

Si tratta di filoni a **composizione trachandesitica**, di colore da verde scuro a grigio-nero, con spessori che raggiungono 2 – 3 m.

Presentano al nucleo una **tessitura porfirica** costituita da fenocristalli di pirosseno (e talvolta olivina) immersi in una matrice di fondo microcristallina, composta principalmente da plagioclasti e pirosseni.

(*M. Massironi e D. Visonà, 2006*)

V. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO

Dal punto di vista geomorfologico, il paesaggio attuale è il risultato principalmente della concomitanza tra **assetto stratigrafico-strutturale**, **differenza dei litotipi** coinvolti e **processi glaciali quaternari**.

La valle del torrente Cismon, che nasce da Passo Rolle e scorre lungo il primiero verso San Martino di Castrozza, è un pianoro impostatosi tra due domini geologici e paleogeografici molto differenti, la cui attuale giustapposizione è il risultato di una complessa storia deformativa.

La morfologia montana in questa zona delle Dolomiti permette di interpretare la complessa evoluzione permo-triassica nel contesto della vera e propria orogenesi alpina neogenica, i cui episodi deformativi ne hanno causato un rimaneggiamento tale da creare gli attuali paesaggi dolomitici.



Fig. 12) Morfologia dell'area di rilevamento nella zona di Malga Juribello

Le **differenze litologiche** sono responsabili di una **morfologia selettiva**, nella quale i versanti più dolci e i prati verdi sono dovuti alla presenza di litotipi relativamente teneri, quali rocce vulcaniche e i loro derivati sedimentari (come visibile dalla morfologia su cui si imposta il Bosco di Costoncella e lungo le zone collinari dove sono situate le principali Malghe dell'area di rilevamento; *fig. 12*). Al contrario, litotipi calcarei e dolomiti molto più competenti costituiscono le principali cime ardite e i versanti scoscesi (come rappresentano dal Mt. Castellazzo che si innalza dai prati alla sommità delle falde detritiche).

In particolare, l'alternanza di litotipi più e meno compatti (come accade per la Formazione di Werfen, su cui si imposta il Mt. Castellazzo) genera l'alternarsi di pareti più ripide con regolarmente stratificate e cenge.

Considerando l'estesa presenza di litotipi dissolubili, la morfologia è anche influenzata da processi carsici.

VI. RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO

Assetto litostratigrafico

Nell'areale di rilevamento, la superficie è in gran parte coperta da falde detritiche di versante o coperture glaciali, per cui è stato spesso necessario seguire le incisioni più superficiali per verificare la litologia affiorante. E' stata quindi necessaria un'attenta lettura del paesaggio, in base alle variazioni delle caratteristiche meccaniche dei litotipi.

Nella zona più occidentale dell'area rilevata è ben esposto il **Piastrone Porfirico Atesino**, principalmente lungo il sentiero che taglia il Bosco di Costoncella.

In affioramento il Porfido appare leggermente alterato, bruno, con tonalità variabili da grigie a nocciola, ben compatto e generalmente massivo, anche se presenta set di fratture abbastanza pervasive e con spaziatura da centimetrica fino a metrica, generalmente ad alto angolo.



Fig. 13) In alto (sx e dx) e in basso, tre campioni del Piastrone Porfirico Atesino (stop 5 - 7 - 38)

Osservando i campioni a mano, il colore della parte fresca è tendente al grigio, talvolta al rosato. Presenta tessitura isotropa e cristallina leggermente porfirica, con pasta di fondo microcristallina di varia composizione: cristalli opachi e generalmente scuri. I fenocristalli sono di dimensioni millimetriche e ben visibili ad occhio nudo, di colore bianco\grigio, rosato e neri, alcuni luccicanti altri opachi: tra essi si possono distinguere quarzo, K-feldspato e plagioclasio. (fig. 13).



Fig. 14) Affioramento della Fm. Arenarie di Val Gardena lungo lo stop 10

Nei settori più centrali dell'area di rilevamento, la copertura erbosa si imposta principalmente sulla **Fm. delle Arenarie di Val Gardena**: piccoli affioramenti, raramente qui ben preservati, sono ubicati in prossimità delle incisioni idrografiche più superficiali, dove è stato sicuramente possibile osservare il litotipo, sebbene non sempre è stato possibile individuare correttamente la stratificazione.

Come si è osservato attentamente nello stop 10, esse formano un suolo rossastro ai piedi delle pareti che si innalzano ai lati del corso d'acqua, le quali appaiono in affioramento con



tonalità rosso acceso (*fig. 14*) e alla scala del campione sono tendenzialmente rosate, a tessitura silicoclastica a grana arenitica medio-fine (*fig 15*).

Fig. 15) Campione di Arenaria di Val Gardena (stop 34)

Procedendo verso i quadranti orientali dell'area di rilevamento, in realtà non sono presenti veri e propri affioramenti a causa dell'estesa **copertura glaciale** nelle aree di malga (malga Iuribello, malga Agnezza e malga Costoncella), dove qua e là si trovano blocchi eterolitologici subangolari, e **depositi di versante**.

Tuttavia, il riconoscimento delle unità litostratigrafiche in queste aree è stati possibile grazie a limitate porzioni di affioramento che talvolta emergono dalle coperture erbose.

Lungo un'incisione superficiale dove si imposta una copertura erbosa (stop 42) è stata riconosciuta la **Fm. di Bellerophon** mal affiorante, che ha permesso esclusivamente la descrizione del litotipo e la raccolta di due campioni relativamente di colore tra il grigio e il nocciola, riferibili probabilmente alle dolomie vacuolari che si intercalano ai gessi, o a calcari della Facies Badiota (*fig. 16*).



Fig. 16) Campioni della Fm. Bellerophon (stop 42)

Importante ruolo ha svolto il fosso morfologico impostatosi nel settore orientale, tra i prati di malga Iuribello a Nord e quelli di malga Agnezza a Sud (stop 24 – 25): lungo l'incisione si incontrano litotipi calcarei, ben compattati e stratificati, di colore generalmente grigio, che mostrano leggere differenze nella porzione inalterata e la cui distinzione ad occhio nudo non è stata semplice: il litotipo incontrato a quota più bassa si presenta internamente grigio scuro con porzioni più rossastre, di composizione calcarea marnosa (*fig. 17*). Il litotipo più ad alta quota appare internamente grigio scuro, tessitura calcarenitica, con un luccichio leggero ma pervasivo (*fig. 18*).



Fig. 17) Campione del Membro di Siusi (stop 25)



Fig 18) Campione del Membro Oolite a Gasteropodi (stop 24)

Dopo alcune considerazioni sulla stratigrafia, sono stati riconosciuti rispettivamente come **Membro di Siusi** e **Membro di Oolite a Gasteropodi**.



Fig. 19) Campione del Membro di Campil (stop 26)

Lungo le coperture erbose è stato riconosciuto il **Membro di Campil** nel margine più orientale dell'area rilevata, dove talvolta si osservano sporgenze di piccole porzioni ben stratificate, con strati centimetrici e di colore rossastro-marrone, sia in affioramento che nella porzione fresca, interna (dove talvolta appare anche più scuro, come nel campione dello stop 26, fig. 19).

Il campione a mano è ben compatto, ma facilmente fratturabile con il martello. Presenta tessitura silicoclastica, grana arenitica fine – siltosa, che mostra lieve ma pervasivo luccichio alla luce solare. Presenta strutture trattive quali ripple e ondulazioni a scala del campione, e reduction spot verdi. (fig. 20)



Fig. 20) Campioni del Membro di Campil dove sono visibili strutture trattive e reduction spot (stop 23)

Assetto stratigrafico-strutturale

Le superfici di strato non sono in quest'area facilmente individuabili, sia per l'abbondante fratturazione – che nei porfidi ne rende complicata l'identificazione – sia per l'azione dell'acqua (lungo il cui flusso si hanno gli affioramenti migliori) che modella gli strati al punto da rendere le misure non sempre affidabili.

E' stata quindi necessaria la conoscenza stratigrafica locale per individuare correttamente le superfici di stratificazione. Di seguito sono riportate le giaciture misurate per le singole unità litostratigrafiche, con annesse foto di affioramenti nei quali la stratificazione era preservata.

Stereonet 1) Piastrone Porfirico Atesino (POR)

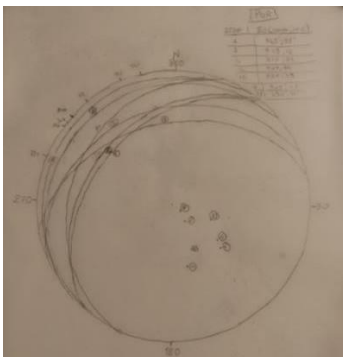




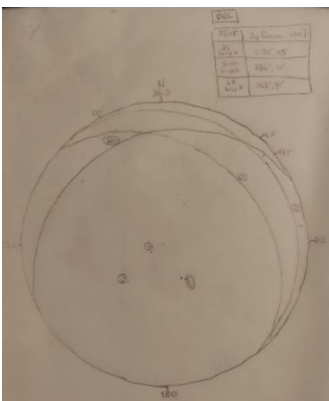
Fig. 21) Affioramenti del Piastrone Porfirico Atesino in cui la stratificazione è relativamente ben preservata (stop 14 - 18 - 39)

Stereonet 2) Fm. Arenarie di Val Gardena (AVG)



Fig.22) Affioramento della Fm. Arenarie di Val Gardena (stop 37)

Stereonet 3) Fm. Bellerophon (BEL)



Stereonet 4) Fm Werfen: Membro di Siusi (SIU)

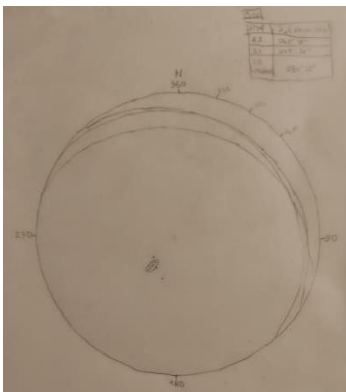


Fig. 23) Affioramento del Membro di Siusi (stop 25)

Stereonet 5) Fm Werfen: Membro di Oolite a Gasteropodi (OG)

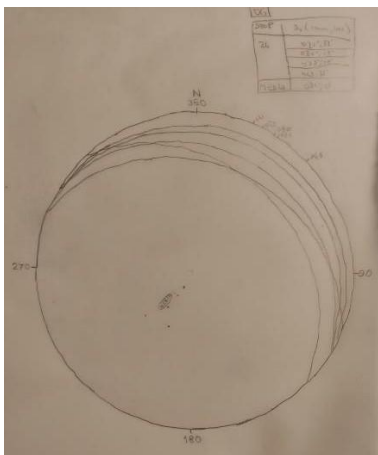


Fig. 24) Affioramento del Membro Oolite a Gasteropodi (stop 24)

Stereonet 6) Fm. Werfen: Membro di Campil (CAM)

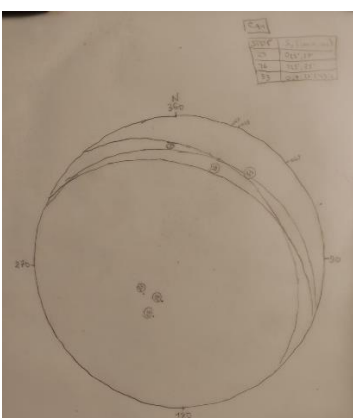




Fig. 25) Membro di Campil: a destra stop 23 (direzione NW-SE); a sinistra stop 33.

Analisi delle strutture tettoniche: vene, strie, filoni magmatici

Sono state misurate le orientazioni spaziali delle **fratture** che interessano gli affioramenti dei porfidi, le quali hanno generalmente immersioni verso Sud.

Affioramento misurato (POR)	Fratture misurate (imm ; inc)
Stop 1	178° ; 69°
	170° ; 70°
	168° ; 68°
Stop 2	172° ; 81°
	160° ; 75°
	170° ; 72°
	190° ; 85°
Stop 3	145° ; 71°
	140° ; 88°
	140° ; 69°
Stop 4	180° ; 80°
	182° ; 86°
Stop 6	185° ; 70°
	180° ; 65°
Stop 14	170° ; 66°
	195° ; 78°
	200° ; 75°

Sono inoltre stati osservati **filoni magmatici** nello stop 13 (fig. 26) e nello stop 34 (fig. 27), entrambi intrusi nell' Arenaria di Val Gardena.



Fig.26) Filone a tessitura porfirica (stop 13)



Fig. 27) Dicco intruso nelle Arenarie di Val Gardena (stop 34)

Superfici con strie sono state osservate sul dicco nello stop 34 (fig. 28), sulla parete porfirica nello stop 1 (fig. 29) e su un blocco in posto del membro di Siusi, ai margini del corso d'acqua superficiale, nello stop 25. (fig. 30)

Stereonet 7) STRIE MISURATE

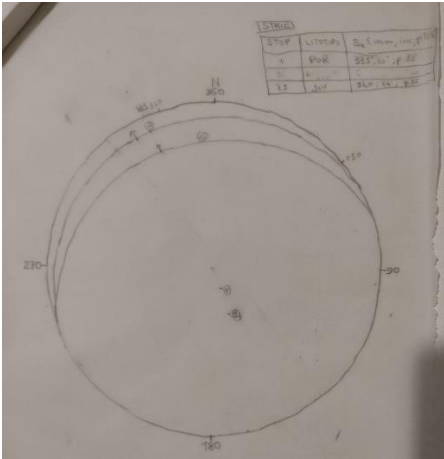


Fig. 28) Strie su campione del dicco ladinico (stop 34) Fig. 29) Strie su blocco in posto del Membro di Siusi (stop 25)



Fig. 30) Parete di roccia (sulla sinistra) lungo la quale sono state osservate le strie (sulla destra).

VII. DISCUSSIONE DEI DATI

Le giaciture misurate per i vari litotipi osservati nell'area di rilevamento conferma l'assetto stratigrafico della successione permotriassica nell'area di Passo Rolle.

Nel settore occidentale, verso il bosco di Costoncella, è esposto il **Piastrone Porfirico Atesino** che costituisce la base dell'intera successione permo-triassica.

I piani di messa in posto delle colate ignimbritiche risultano immergenti verso NW e si impostano a franapoggio lungo il pendio.

Le giaciture raccolte evidenziano una generale diminuzione dell'inclinazione media, circa di 35° nei settori più a Sud (stop 1 – 2 – 4 – 14 – 39) che cala a circa 15° nei settori più a Nord (stop 16 – 18), coerentemente verso NW. (*Stereonet 1*)

Salendo la topografia verso i quadranti centrali si sale coerentemente la successione stratigrafica locale, come confermato dagli affioramenti dell'**Arenaria di Val Gardena** lungo gli impluvi. Il cambiamento litologico si osserva anche nella morfologia locale, con un lieve cambiamento di pendenza che riflette la scarsa competenza meccanica delle arenarie in confronto a quella dei porfidi.

Nei settori più meridionali rilevati è stato possibile misurare la stratificazione nella porzione più topograficamente elevata del bosco di Costoncella, al confine con malga Costoncella, dove gli strati risultano immergenti mediamente di 24° circa verso NW (stop 31 – 37 – 41).

Nel settore centrale si osserva un andamento più variabile: lungo l'impluvio impostato ad Ovest di malga Agnelezza (stop 40) le giaciture risultano immergenti mediamente di circa 19° verso NW negli affioramenti impostati a quote più basse ai margini del corso d'acqua; seguendo l'impluvio verso quote poco più alte gli strati risultano immergenti verso NNE mediamente di 17°.

Altra giacitura discordante dall'andamento locale della stratigrafia è stata misurata nello stop 34, in prossimità del dicco affiorante che si intrude nella Fm. delle Arenarie di Val Gardena, dove gli strati arenacei sono immergenti mediamente di circa 24° verso SW (*Stereonet 2*).

Nell'area di rilevamento non è stato possibile ottenere misure sulle giaciture della **Fm. Bellerophon** sebbene, facendo riferimento alla stratigrafia locale dettata dalle successioni ad esso sottostanti ci si aspetti di trovarlo verso i quadranti più orientali, come infatti confermato per lo meno dall'osservazione di litotipi ad esso riconducibili, nello stop 42.

Tuttavia, grazie alle zone di intersezione con gli altri gruppi di lavoro sono stati aggiunti, nella carta geologica in allegato, gli affioramenti osservati dalla zona 7 "Operazione speciale" nei quali sono state prese misure per il Bellerophon.

Come ci si attende a causa della sua scarsa competenza meccanica, il suo andamento risulta variabile, con strati immergenti verso NE nei limiti più settentrionali (stop 47 zona 7) e più meridionali (stop 22 zona 7), tra i quali vi è una differenza di circa 20° d'inclinazione, maggiore nel settore a Nord.

Lungo il fosso interposto tra malga Iuribello e malga Agnelezza il gruppo 7 ha misurato la Fm. Bellerophon immergente verso NW (più inclinato) e verso SW (meno inclinato) (*Stereonet 3*).

Quanto osservato nel settore **più orientale** (all'interno dell'area di rilevamento) discosta da quanto descritto finora: la sequenza stratigrafica non è continua oltre il Bellerophon, poiché non si sono osservati litotipi riconducibili ai Membri di Tesero, Mazzin e Andraz. In realtà, da quanto osservato dagli altri gruppi di lavoro, Tesero e Mazzin sono presenti nella porzione più meridionale, in continuità stratigrafica con il Bellerophon (come visibile nella carta geologica in allegato).

In ogni caso, la Fm del Bellerophon risulta essere generalmente posta a contatto con il **Membro di Siusi** nella porzione più orientale. Le misure dello stop 25 indicano dei piani di strato immergenti mediamente di 22° verso NE, rappresentando generalmente una discontinuità con quello che è un andamento concordante per le unità litostratigrafiche ad essa sottostanti (nonostante le singole variazioni, poco rappresentative del contesto generale) (*Stereonet 4*)

La continuità stratigrafica è comunque garantita per le unità sovrastanti al Membro di Siusi, come confermato dalle giaciture dei Membri **Oolite a Gasteropodi** (stop 24) e **Campil** (stop 23 – 26 – 32 – 33), immergenti entrambi verso NE coerentemente con il Membro di Siusi. (*Stereonet 5* ; *Stereonet 6*)

Nel dettaglio, se si considera una topografia che sale generalmente verso Est, si è descritto un contatto tra unità litostratigrafiche più antiche (Fm. Bellerophon) a quote generalmente più basse (nel settore occidentale) e litotipi più giovani (Membro di Siusi) a quote generalmente più alte (nel settore orientale): da questa **discontinuità stratigrafica** si deduce che tra essi ci sia un contatto di tipo tettonico che abbia causato l'abbassamento del blocco orientale rispetto a quello occidentale, motivo per cui si osservano litotipi correlabili al Membro di Siusi anziché a quelli di Tesero, Mazzin e Andraz come sarebbe in continuità stratigrafica. Quindi una possibile faglia a **cinematica normale**, il cui blocco di tetto è rappresentato dalla porzione ad Est di essa.

Considerando l'**assetto geologico-strutturale profondo** della stratigrafia nell'area di rilevamento, le misure raccolte limitano le possibili orientazioni di una sezione geologica che rappresenti i dati principali dello studio.

Una **sezione geologica** ideale nella zona di studio deve necessariamente indagare la porzione centrale dell'area di rilevamento, poiché è l'unico punto in cui è possibile proiettare le giaciture delle **unità di tetto e di letto** della presunta faglia. Al contempo, dovrebbe attraversare il meno possibile i depositi quaternari poiché questi impediscono la ricostruzione in profondità dell'assetto geologico-strutturale.

Da queste assunzioni ne è derivata una sezione geologica A – B orientata NW-SE che attraversa il Piastrone Porfirico Atesino del bosco di Costoncella, le Arenarie di Val Gardena lungo l'impluvio ad Ovest di Malga Agnelezza, risale lungo quest'ultima verso il fosso lungo cui affiora la Fm. Bellerophon e prosegue fino alle incisioni più superficiali che espongono localmente i Membri di Siusi, Oolite a Gasteropodi e Campil.

La scelta delle giaciture proiettabili lungo la traccia è stata relativamente semplice per il blocco di tetto (stop 24 – 25): il Siusi è stato misurato a quota **1990 m** (stop 25), del quale è riportato sia in carta che in sezione la giacitura media risultante. Lo stesso è stato fatto per il Membro di Oolite a Gasteropodi misurato a quota **1940 m** (stop 24).

Per il Membro di Campil, le giaciture non sono proiettabili sulla traccia A – B, di conseguenza il suo andamento in profondità in sezione NW-SE è stato vincolato tramite

interpretazione dei dati, considerandolo concordante ai Membri di Siusi e Oolite a Gasteropodi.

Per la **Fm. del Bellerophon** nel blocco di letto, è stata inizialmente considerata rappresentativa l'immersione verso NW a quota **1880 m** (stop fosso zona 7). Tuttavia, se si considera l'andamento dei litotipi in carta e la stratimetria, risulta opportuno proiettare in profondità anche l'immersione verso NE a quota **1890 m** (stop 22 zona 7: sebbene lontano è l'unico rappresentativo, poiché lo stop 47 non è proiettabile in traccia).

Per la **Fm. Arenarie di Val Gardena**, le giaciture più rappresentative sono quelle ricavate nello stop 40 lungo l'impluvio: qui, come per il Bellerophon, è stata considerata rappresentativa anche la giacitura immergente a NE (a quota **1840 m**) oltre quella immergente generalmente a NW (a quota **1815 m**), in seguito a quanto risultato dalla proiezione delle unità litostratigrafiche in sezione.

La scelta di giaciture proiettabili in traccia è stata più discussa per quanto riguarda il **Piastrone Porfirico Atesino**: la traccia della sezione è impostata nei pressi dello stop 16 da cui è stata presa una misura a quota circa **1795 m** immergente verso NW, che non interseca il profilo topografico. E' stata tuttavia tenuta in considerazione per le successive considerazioni sullo spessore dei porfidi in profondità, oltre che per indicare la progressiva diminuzione d'inclinazione.

Ho ritenuto quindi necessario considerare anche le giaciture più a Sud, delle quali quella più prossima alla traccia nello stop 4, a quota **1780 m**. E' stata ritenuta più rappresentativa dell'inclinazione media dei porfidi nella zona attraversata in sezione, a differenza dell'inclinazione nello stop 16: essa interseca infatti il profilo topografico.

La sezione geologica è stata tracciata considerando le inclinazioni apparenti delle giaciture descritte; infine, gli spessori considerati sono quelli rappresentativi del contesto locale e sono indicati nella legenda di accompagnamento degli allegati.

I risultati della sezione geologica hanno messo in luce i seguenti punti:

- i) Il **blocco di tetto** è costituito da una successione **monoclinale** immergente verso NE, stratigraficamente continua dal Membro di Siusi al Membro di Campil, la quale prosegue in profondità con i Membri di Andraz, Mazzin e Tesero (questi ultimi due sono in questo lavoro rappresentati come un'unica unità litostratigrafica) e la Fm. Bellerophon, anche se in realtà continua con le Arenarie di Val Gardena e il Basamento Porfirico Atesino, questi due non rappresentati nel blocco di tetto.
- ii) Nel **blocco di letto**, il Bellerophon risulta eroso in prossimità del fosso, dove le misure portano a localizzare l'asse di una struttura **anticlinale** immergente verso NW a quote relativamente più basse di quelle alle quali immerge a NE. Per questo motivo, nel blocco di tetto il Bellerophon è rappresentato in profondità nel suo spessore locale complessivo.
- iii) Le Arenarie di Val Gardena risultano essere in **discordanza angolare** con il substrato porfirico sul quale poggiano tramite una superficie erosiva. Risultano

immergenti verso NW, sebbene verso i quadranti orientali tendano a seguire l'anticlinale dettata dal Bellerophon sovrastante, come confermato dalla giacitura delle AVG immergente verso NE.

- iv) La superficie di discontinuità angolare individua necessariamente il limite basale delle Arenarie di Val Gardena, mentre l'andamento del Bellerophon sovrastante le delimita a tetto: si osserva uno spessore delle AVG ridotto a 20 m.

Si precisa, infine, che sebbene la carta geologica sia in scala 1:5000 come indicano le isoipse, essa è stata necessariamente stampata in scala 1:7143. Al contrario, la sezione geologica tracciata sulla base di questa è rappresentata in scala reale 1:5000 per motivi pratici.

Di conseguenza, in sezione ne deriva un'esagerazione verticale del 21,43 %.

VIII. CONCLUSIONI

Quanto descritto in seguito fa riferimento agli allegati aggiunti a fine documento.

L'interpretazione dell'assetto stratigrafico del blocco di tetto ad Est della faglia normale è relativamente semplice: si osserva una sequenza monoclinale a **reggipoggio** costituita dai litotipi più giovani.

Al contrario, nella porzione areale indagata, l'interpretazione dell'assetto stratigrafico del blocco di letto è relativamente più complicata: le giaciture proiettate in sezione indicano una stratigrafia a **franapoggio**.

Considerando quindi la stratimetria del blocco di letto, il **Bellerophon** risulta lievemente piegato e in concordanza con le **Arenarie di Val Gardena** sottostanti.

I **Porfidi** a letto delle Arenarie risultano più inclinati rispetto ad esse, che affiorano a quote più alte: ne deriva che questi necessariamente dovrebbero, in qualche modo, diminuire la propria pendenza man mano che si sale topograficamente verso i quadranti orientali.

La variazione d'inclinazione citata nei risultati (in quel caso verso i quadranti nord-occidentali) preserva gli spessori iniziali dei Porfidi: la stratimetria indicherebbe una **diminuzione di pendenza** delle Arenarie anche verso i quadranti più orientali nella traccia, oltre che una variazione di immersione verso NE.

Ulteriore punto da chiarire è la **discordanza angolare** tra Porfidi e Arenarie, sicuramente presente nell'estremo più occidentale del loro contatto (poiché lì è indicato dalle misure): è verosimile che tale discordanza possa proseguire in realtà anche lungo i settori più orientali della sezione, in base alla derivazione locale delle AVG dallo smantellamento del loro substrato. Di conseguenza, l'andamento dei Porfidi seguirebbe la geometria plicativa dettata dai litotipi sovrastanti, seppure con un'inclinazione maggiore rispetto ad essi, in modo da conservare l'informazione sulla discordanza angolare.

Infine, lo **spessore** delle Arenarie di Val Gardena risulta ridotto rispetto a quello locale indicato dalla letteratura per quest'area (80 – 100 m).

L'assetto stratigrafico-strutturale è coerente con quello causato dalla **Linea del Passo Rolle** che si sviluppa NNW – SSE lungo tutta la valle del Cismon e che termina ad Ovest del Mt. Castellazzo (*Massironi et al., 2006*), e la cui cinematica distensiva in età permiana e mesozoica ha creato l'attuale giustapposizione di un settore occidentale (costituito principalmente dalle ignimbriti e la successione permo-triassica) ed un settore orientale (costituito principalmente dalle successioni medio-triassiche).

IX. BIBLIOGRAFIA

Barth S., 1994. *Calc-alkaline basic to silicic rocks suites from Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex (Southern Alps, N Italy): Evidence for primary magmatic and hydrothermal alteration processes*. N. Jb. Miner. Abh., 168, 15 – 46.

Bosellini A., 1989. *La storia geologica delle Dolomiti*. 30 – 50 , 67, 113 – 130.

Broglia Loriga C., Masetti D., Neri C., 1983. *La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e stratigrafia*. Riv. Ital. Paleont., 88, 501 – 598.

Broglia Loriga C., Goczan F., Haas J., Lenner K., Neri C., Orazec Scheffer A., Posenato R., Szabò I., Toth Makk A., 1990. *The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation*. Mem. Sc. Geol., 42, 41 – 103.

Bonin B., Brandley P., Bussy F., Desmons J., Eggemberger U., Finger F., Graf K., Marro C., Mercolli I., Oberhansli R., Ploquin A., Quadt von A., Raumer von J., Schaltegger U., Stryrer H.P., Visonà D., Viver G., 1993. *Late variscan magmatic evolution of the Alpine basement*. In: Raumer von J., Neubauer F. (Eds). *The pre-mesozoic geology in the Alps*, 169 – 199, Spinger Verlag, Berlin.

D'Amico C., Del Moro A., 1988. *Permian and Triassic Rb-Sr dating in the Permina rhyodacitic ignimbrites of Trentino (Southern Alps)*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., 43, 171 – 180.

Dogliani C., Bosellini A., 1987. *Tettonica eoalpina e mesoalpina nelle Alpi Meridionali*.

Dogliani C., Neri C., 1988. *Anisian tectonics in the Passo Rolle area*. Rend. Soc. geol. It., 11, 197 – 204.

Hongfu Y., Kexin Z., Jinnan T., Zunyi Y., Shunbao W., 2001. *The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary*. Episodes, 24, 102 – 114.

Luschen E., Borrini D., Gebrande H., Lammerer B., Millahn K., Neubauer F., Nicolich R., 2006. *TRANSALP – deep crustal Vibroises and explosive seismic profiling in the Eastern Alps*. 9 – 36.

Massironi M., Preto N., Zampieri D., 2006. *Note Illustrative della Tavola 45 III S. Martino di Castrozza*. Carta geologica della provincia di Trento alla scala 1:25.000. 14 – 40.

Massari F., Neri C., Pittau P., Fontana D., Stefani C., 1994. *Sedimentology palynostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow-marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy)*. Memorie di Scienze Geologiche, 46, 119 – 243.

Twitchett R.J., 1999. *Palaeoenvironments and faunal recovery after the end-Permian mass extinction: Evidence from northern Italy*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 124, 137 – 151.

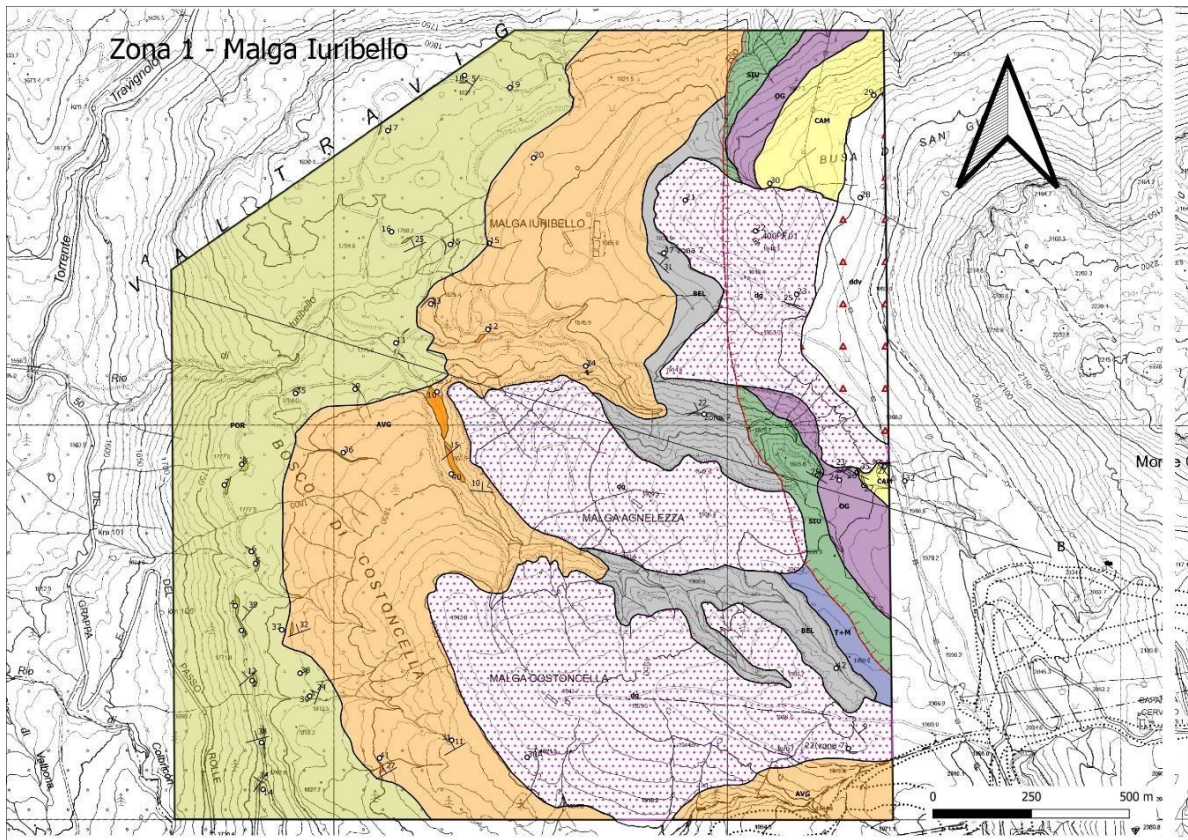
Twitchett R.J., Wignall P.B., 1996 *Trace fossils and the aftermath of the Permo-Triassic mass extinction: Evidence from northern Italy*. *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 124, 137 – 151.

Payne J. L., Lehrmann D.J., Wei J., Orchard M.J., Schrag D.P., Knoll A.H., 2004. *Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction*. *Science*, 305, 506 – 509.

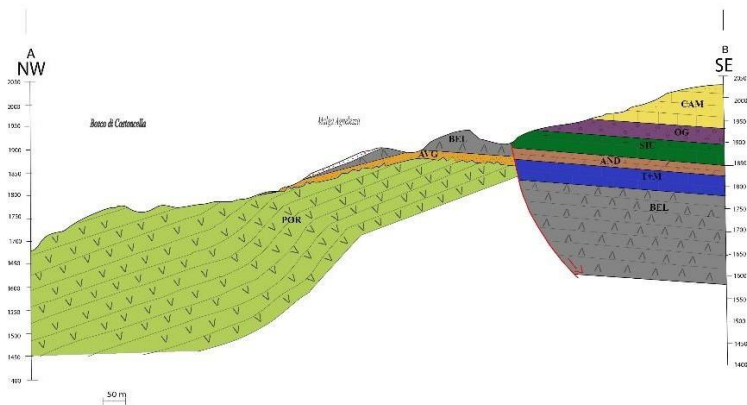
Selli L., 1998. *Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino orientale (NE-Italia)*. *Mem Soc. Geol. It.*, 53, 503 – 541.

X. Allegati cartografici

CARTA GEOLOGICA 1:5.000





SEZIONE GEOLOGICA 1:5.000




LEGENDA E SIMBOLOGIA

LEGENDA








Quaternario

-  Deposito di versante (dv)
-  Deposito glaciale (dg)




Triassico

-  Dicco basaltico-andesitico, porfirico, grigio-verdastro.
(Ladinico)






Fm. Werfen

-  Membro di Cencenighe - San Lucano (CEN - SAN)
Dolomie e dolomie arenacee con livelli oolitici e siltitici. Siltiti e areniti bioturbate con rari livelli dolomitici e elastici. Spessore ca 120 m.
(Olenechiano medio - superiore)
-  Membro di Val Badia (VALB)
Calcarei siltosi verdastri bioturbati e marne fossilifere. Spessore ca 40 m.
(Olenechiano medio)
-  Membro di Campil (CAM)
Areniti e siltiti rosse laminate, localmente intercalate da sottili livelli calcarei fossiliferi a bivalvi e tracce di fondo. Spessore ca 70 - 100 m.
(Olenechiano inferiore - medio)
-  Membro di Oolite a Gasteropodi (OG)
Calcarei fossiliferi (gasteropodi e bivalvi) alternati a calcareniti oolitiche e siltiti. Spessore ca 35 m.
(Induano superiore)
-  Membro di Sinsi (SIU)
Calcarei e calcari marnosi grigio-verdastri a tratti con calcareniti oolitiche e siltitiche di colore rosso. Nella parte alta aumenta la componente silicoclastica. Comuni bivalvi del genere *Clarvia*. Spessore ca 70 m.
(Induano medio - superiore)
-  Membro di Andraz (AND)
Dolomici, areniti e argilliti di colore chiaro, rossastre. Spessore ca 25 m.
(Induano inferiore)
-  Membro di Mazzin e Membro di Tesero (T+M)
Calcarei marnosi e marne grigio-verdastri a tratti laminati, in banchi e strati anche metrici (M). Calcarei e dolomie oolitico-bioclastici stratificati (T). Spessore 45 m.
(Changhsingiano superiore - Induano inferiore)

Permiano

-  Fm. Bellerophon (BEL)
Calcarei bioclastici scuri tendenti al grigio-nerastro, ben stratificati (Facies Badiota). Dolomie scure, marnose e vacuolari alternate a livelli gessosi biancastri e giallini nella parte bassa (Facies Fiammazza). Spessore ca 220 m.
(Changhsingiano medio - superiore)
-  Fm. Arenarie di Val Gardena (AVG)
Conglomerati, areniti, siltiti e argilliti rossastre, con possibili noduli carbonatici e dolomitici nelle argilliti e marne di colore verdino. Alla base sono comuni livelli conglomeratici in matrice da argillosa a sabbiosa. Spessore ca 80 - 100 m.
(Wuchiapingiano - Changhsingiano inferiore)
-  Piastrone Porfirico Atesino (POR)
Igumbriti rodacliche grigio-rossastre, con fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite. Verso l'alto possibile passaggio a facies tufacee ed arenitiche con clasti vulcanici inglobati. Spessore ca 350 m.
(Sakmariano)

SIMBOLOGIA

-  Contatto geologico primario
-  Faglia normale certa
-  Faglia normale incerta
-  Giacitura Stratificazione
-  Traccia sezione geologica A - B