

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

Relazione geologica dell'area di Passo Rolle
(Dolomiti Orientali)
San Martino di Castrozza (TN)

Candidato:

Perna Veronica

Relatore:

Prof. Alessandro Simoni

Sessione 27 Marzo 2026
Anno accademico 2025/2026

Sommario

Riassunto	3
1. Introduzione.....	4
2. Inquadramento geografico e geomorfologico	5
3. Inquadramento geologico	8
3.1. Contesto tettonico delle Alpi Meridionali e delle Dolomiti.....	8
3.2. Stratigrafia del Passo Rolle	13
3.3. Evoluzione quaternaria dell'area	20
3.4. Faglia del Passo Rolle.....	21
4. Risultati del rilevamento geologico	23
4.1. Litostratigrafia	24
4.2. Assetto stratigrafico-strutturale.....	33
5. Discussione dei risultati.....	38
6. Conclusioni	43
Bibliografia	46

Riassunto

La presente relazione geologica riporta i risultati delle attività svolte durante il Campo Geologico 2025, condotto nell'area di Passo Rolle (TN), nelle Dolomiti Orientali. L'attività di rilevamento geologico ha consentito l'analisi dei principali affioramenti presenti nell'area di studio, con l'obiettivo di ricostruirne l'assetto tettono-stratigrafico e di inquadrarlo nel contesto dell'evoluzione geologica regionale.

I risultati del rilevamento sono stati sintetizzati nella realizzazione di una carta geologica di dettaglio dell'area, allegata alla presente relazione, accompagnata da sezioni interpretative e da ulteriori elaborati cartografici.

Particolare attenzione è stata dedicata alla Faglia di Passo Rolle, struttura tettonica di primaria importanza per l'assetto geologico dell'area. Come evidenziato anche in letteratura, la nucleazione di tale faglia è presumibilmente avvenuta durante il Permiano, con successive riattivazioni tettoniche nel corso del Mesozoico.

Durante il rilevamento sono state inoltre riconosciute e cartografate ulteriori strutture deformative, per le quali è stata proposta una possibile interpretazione genetica e una correlazione con specifiche fasi della complessa evoluzione tettonica alpina.

Nel complesso, gli elaborati prodotti illustrano le caratteristiche, la disposizione e l'orientazione delle formazioni litostratigrafiche e delle principali strutture esposte lungo la Faglia di Passo Rolle, con particolare attenzione alle diverse fasi evolutive che hanno interessato il settore. I risultati del rilevamento risultano coerenti con il modello di riattivazione polifasica della faglia proposto da Curzi et al. (2023).

1. Introduzione

Il presente elaborato rappresenta una sintesi delle osservazioni raccolte durante il Campo Geologico 2025, svolto dagli studenti del terzo anno del Corso di Laurea in Scienze Geologiche dell'Università di Bologna, nella località di Passo Rolle, situata nel Comune di Primiero San Martino di Castrozza (TN). Il rilevamento è stato organizzato suddividendo gli studenti in gruppi, ciascuno dei quali ha analizzato una specifica area assegnata, con l'obiettivo finale di elaborare una carta geologica unitaria che integrasse i dati provenienti dai diversi settori.

L'attenzione di questo lavoro si concentra in particolare sull'indagine condotta dal Gruppo Sette, composto da Alessandro Calesini, Leonardo Sorio, Oreste Degli Innocenti e Veronica Perna, la cui areale corre lungo la faglia del Passo Rolle. L'elaborato si basa sulle attività svolte in campo, specificamente: il riconoscimento, la descrizione, la misurazione e la restituzione cartografica delle unità geologiche e delle principali strutture geologiche osservate.

L'obiettivo del rilevamento geologico consiste nella redazione di una carta geologica e di sezioni interpretative, ottenute attraverso l'analisi e l'interpretazione dei dati raccolti, unite alla consultazione e allo studio della letteratura geologica esistente.

2. Inquadramento geografico e geomorfologico

L'area di studio è situata in corrispondenza del Passo Rolle, si trova nella Provincia Autonoma di Trento (TN), nel comune di Primiero San Martino di Castrozza. Il passo, posto a 1.984 m s.l.m., rappresenta un importante valico alpino che collega la Valle del Primiero con la Valle di Fiemme. Il settore indagato ricade all'interno delle Dolomiti Orientali, dichiarate, per la loro bellezza e importanza geologica, parte del Patrimonio UNESCO Mondiale dal 2009 (Fig. 2.1).

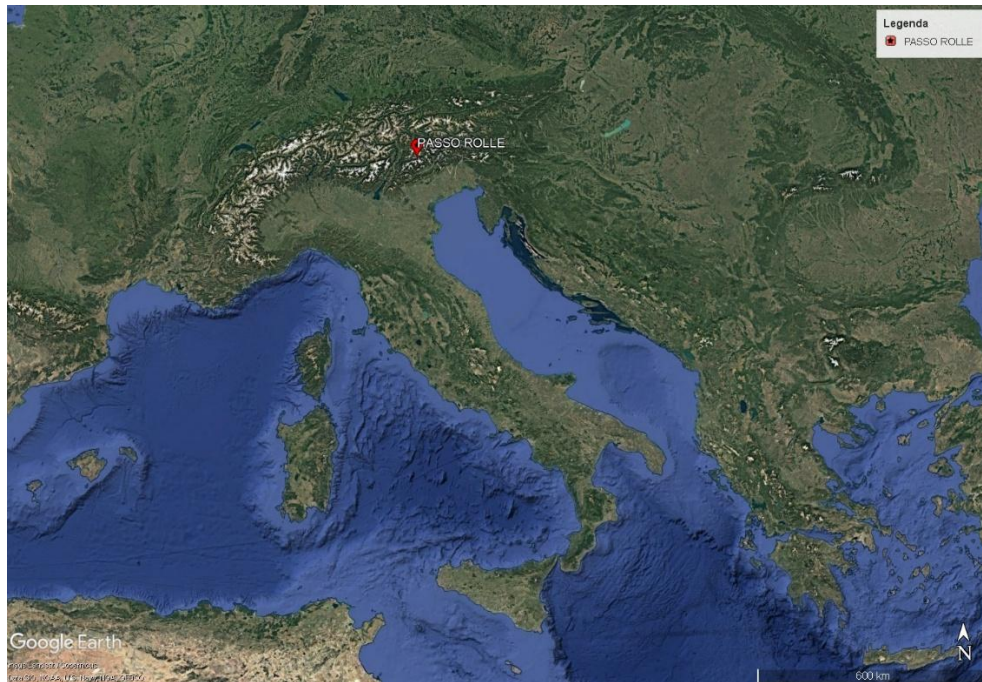


Fig. 2.1: ubicazione di Passo Rolle (punto rosso) nel territorio italiano

L'area, oggetto di studio, si estende per circa 3,13 km² e presenta una forma poligonale irregolare (Fig. 2.2), sviluppandosi prevalentemente lungo la Faglia di Passo Rolle per un tratto di circa 4 km. Questa struttura tettonica costituisce uno degli elementi morfostrutturali principali dell'area, contribuendo a controllare l'orientazione dei versanti.

Il limite settentrionale è ubicato poco a monte della "Malga Juribello", mentre verso sud l'area si estende fino al settore di "Malga Fosse", in prossimità della strada statale SS50.

Dal punto di vista geomorfologico, il Passo è caratterizzato da un paesaggio tipico di alta montagna, la cui forma dei rilievi è il risultato dell'interazione tra fattori litologici, strutturali e processi geomorfologici quaternari.

In particolare, nel settore settentrionale, in prossimità della “Malga Juribello”, il substrato roccioso è rappresentato prevalentemente da unità a carattere evaporitico-carbonatico appartenenti alla Formazione a Bellerophon, che – come verrà descritto più nel dettaglio nel capitolo 4.1 relativo alla litostratigrafia – presentano una resistenza all’erosione pressoché ridotta rispetto ad altre unità affioranti nell’area. In questo settore le quote sono comprese tra circa 1.800 e 1.900 m s.l.m. e la morfologia del paesaggio risulta relativamente dolce, caratterizzata da superfici ondulate e pendii a debole acclività.

Diversamente, nella porzione centro-occidentale dell’area il substrato roccioso è costituito da litologie generalmente più resistenti ai processi erosivi, tra cui rocce vulcaniche, nel settore occidentale, e coperture sedimentarie carbonatiche (calcari e calcareniti), nel settore orientale. Queste litologie contribuiscono alla formazione di una morfologia più accentuata, caratterizzata da versanti più acclivi e rilievi maggiormente pronunciati, come nel caso dei rilievi di Cima Tognazza (2.235 m s.l.m.) e Punta Rolle (2.260 m s.l.m.).

L’assetto morfologico attuale dell’area è stato fortemente influenzato dai ghiacciai pleistocenici, che hanno inciso e levigato il substrato roccioso tramite processi di abrasione ed esarazione glaciale. Manifestazioni di modellamento glaciale sono visibili nei pressi di “Malga Juribello”, dove i rilievi ondolati testimoniano l’azione erosiva dei ghiacciai.

Il reticolo idrografico risulta poco sviluppato: nel settore settentrionale si riscontrano alcuni impluvi di modesta estensione e portata, mentre a sud scorre il torrente Cismon, principale elemento idrografico dell’area (*Fig. 2.2*).

Accanto ai processi glaciali e fluviali, i processi di versante contribuiscono in modo significativo all’evoluzione del paesaggio. In vari settori si osservano depositi detritici e accumuli di materiale derivanti da fenomeni gravitativi, quali crolli, frane e colate detritiche, che determinano una continua rielaborazione del materiale superficiale lungo i versanti (*Massironi et al., 2006*).

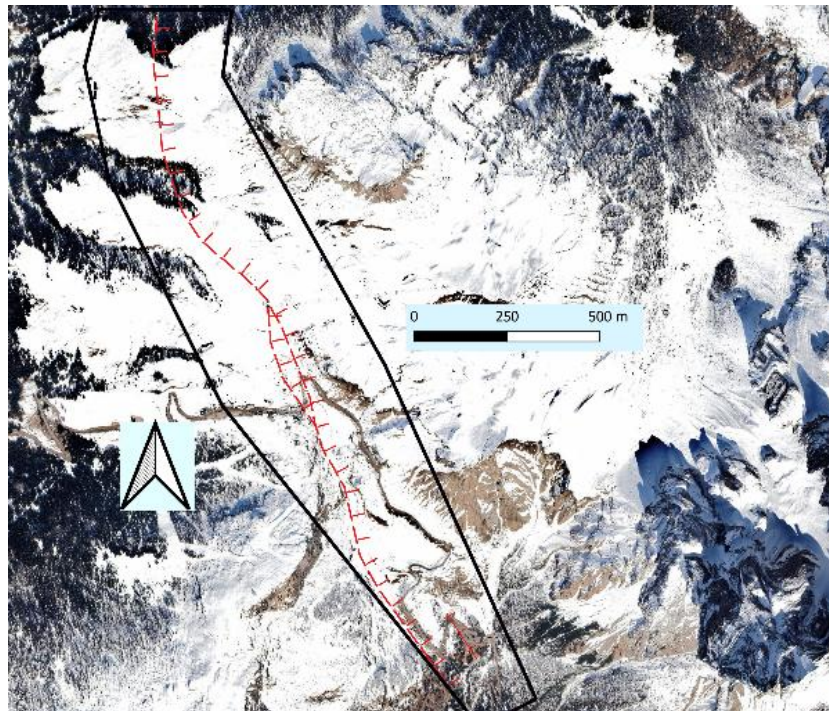
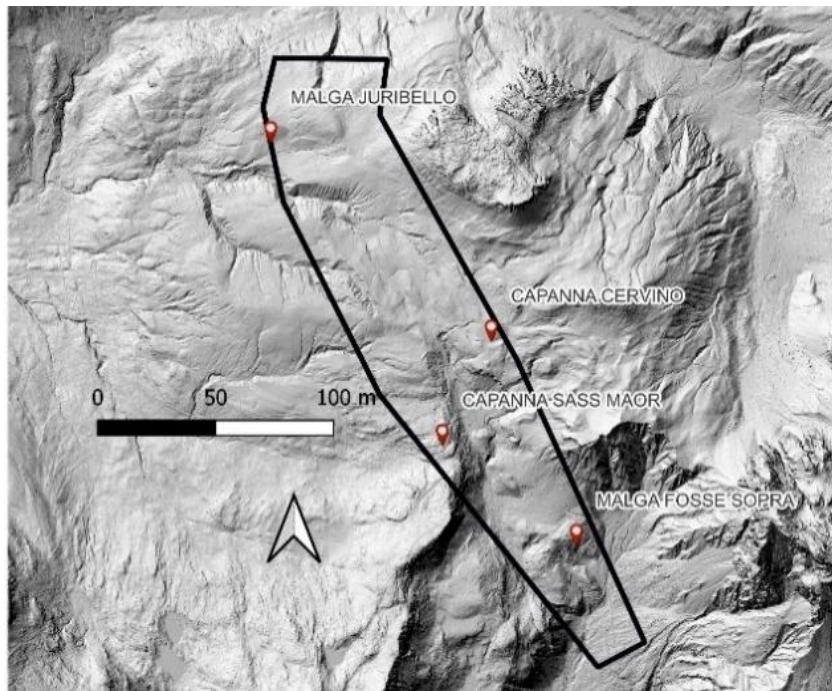


Fig. 2.2: modello hillshade dell'area di studio (sopra), fotografia aerea (anno 2025, Google Earth) di Passo Rolle (sotto) con rappresentazione della Faglia del Passo Rolle. Sono evidenziati i rilievi, il perimetro dell'areale e i principali punti di riferimento.

3. Inquadramento geologico

3.1. Contesto tettonico delle Alpi Meridionali e delle Dolomiti

L'area di studio ricade nel dominio delle Alpi Meridionali Orientali (Eastern Southern Alps, ESA), un settore della catena alpina inquadrabile come una catena a pieghe e sovrascorrimenti (*fold-and-thrust belt*) a vergenza meridionale (Doglioni, 1987; Curzi et al., 2023).

Dal punto di vista geografico-strutturale, le ESA sono delimitate a nord dal Lineamento Periadriatico (o Linea Insubrica), una delle principali strutture tettoniche dell'arco alpino, attivata tra Oligocene e Neogene. Si tratta di una fascia di deformazione lunga circa 700 km, con orientamento prevalente est-ovest, che separa il dominio Sudalpino dalle Alpi Centrali. Verso sud, le strutture Sudalpine si immergono al di sotto della Pianura Padana, il cui limite strutturale è marcato dal *Thrust* di Montello (Castellarin & Cantelli, 2000). A est il dominio è raccordato alla Catena delle Dinaridi, mentre a ovest è delimitato dal Sistema di Faglie delle Giudicarie, importante sistema trascorrente che segmenta l'edificio alpino (Fig.3.1).

Il dominio del Sudalpino si distingue geologicamente dalle Alpi s.s., in quanto non è stato interessato da metamorfismo di alto grado durante l'orogenesi alpina; di conseguenza, le successioni rocciose, in particolare quelle mesozoiche, risultano generalmente ben preservate, poco metamorfosate e strutturalmente meno complesse rispetto ai domini Penninici e Austroalpini. Questa condizione rende le Alpi Meridionali un contesto privilegiato per lo studio delle successioni sedimentarie e dell'evoluzione paleogeografica del margine adriatico.

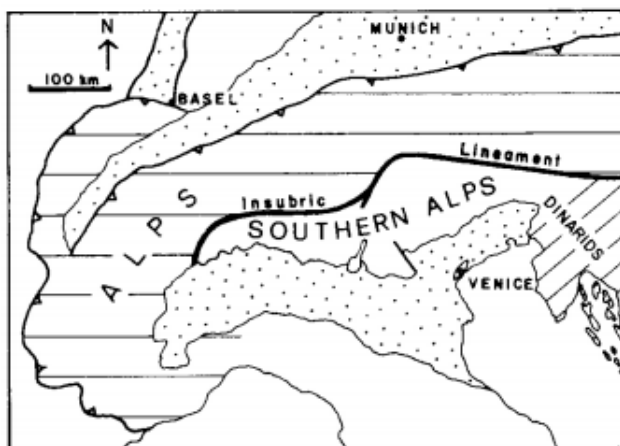


Fig.3.1: localizzazione in mappa del dominio delle Alpi Meridionali (da Doglioni & Bosellini, 1987).

In termini geodinamici, le Alpi Meridionali rappresentano l'avampese deformato della placca Adria (microplacca adriatica), considerata una propaggine settentrionale della placca africana. Tale dominio è stato coinvolto nella collisione continentale con la placca europea a partire dal Cretaceo Superiore e per tutto il Cenozoico, registrando principalmente deformazione fragile e a basso grado metamorfico.

Dal punto di vista litostratigrafico, le ESA sono costituite da un Basamento Metamorfico di età varisica (Paleozoico), sul quale poggia una potente copertura sedimentaria mesozoica-cenozoica. Quest'ultima comprende estese successioni carbonatiche, con calcari e dolomie che caratterizzano in modo emblematico le Dolomiti.

In particolare, Passo Rolle si colloca all'interno delle Dolomiti, che rappresentano la porzione del settore orientale del Sudalpino. Si estendono da sud a nord, per circa 60 km, rispettivamente dal Sovrascorrimento della Valsugana a vergenza verso sud fino al retro-sovrascorrimento di Funes a vergenza verso nord (*Curzi et al., 2023*) (*Fig. 3.2a*).

Proprio questi due sovrascorrimenti a vergenza opposta le conferiscono una geometria *pop-up* di età neogenica, sviluppatosi nel nucleo di una vasta struttura sinclinale in risposta alla deformazione compressiva alpina che hanno determinato il sollevamento del blocco centrale (*Fig. 3.2a e b*).

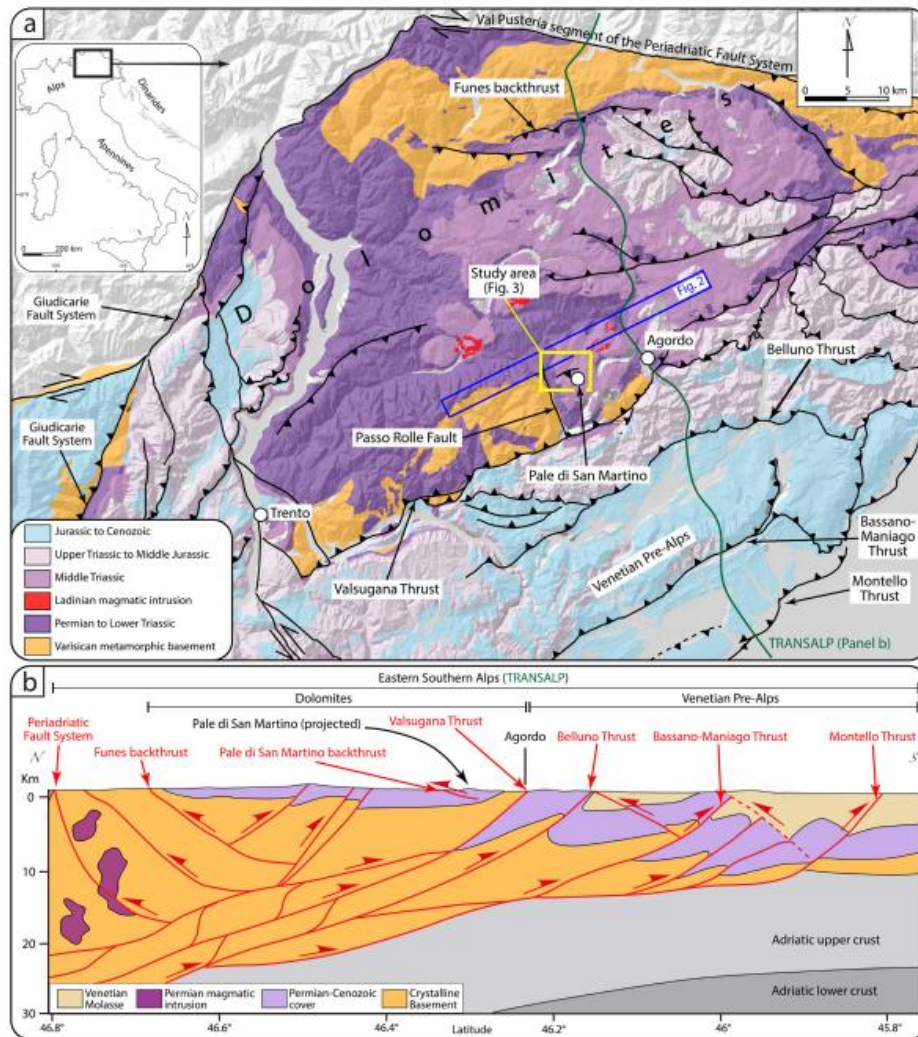


Fig. 3.2: (a) Carta geologica semplificata delle Alpi Meridionali orientali e delle Dolomiti; (b) sezione geologica lungo il profilo TRANSALP. Sono inoltre indicati il Sovrascorrimento della Valsugana e il retroscorrimento di Funes che delimitano l'area di Passo Rolle (da Curzi et al., 2023).

Questa regione geologica è stata protagonista di un'evoluzione tettonica e magmatica polifasica, dal Permiano fino al Pliocene. Le quattro fasi che vengono tipicamente sono:

- 1) Fase di *rifting* Permiano-Triassico: Durante questo periodo, le Dolomiti, analogamente all'intero settore delle Alpi Meridionali, furono interessate da importanti fasi di *rifting* (Bosellini, 1965a; Winterer & Bosellini, 1981, Doglioni, 1987). L'assetto strutturale fu controllato principalmente da movimenti lungo faglie trascorrenti subverticali orientate EO, che determinarono la formazione di due principali domini strutturali a orientazione NS:
 - la Piattaforma Atesina
 - il Bacino Carnico-Bellunese

Questi due domini presentano significative differenze negli spessori sedimentari: nella Piattaforma Atesina lo spessore complessivo dei sedimenti permiano-triassici è di circa 2 km, mentre nel Bacino Carnico-Bellunese raggiunge 4–5 km (*Bosellini & Doglioni, 1986*).

Le strutture NS, attive durante il Triassico, segmentarono la crosta superiore in blocchi allungati e controllarono l'evoluzione sedimentaria e vulcanica dell'area. In particolare, nel Triassico medio si verificò un'intensa attività magmatica associata a condizioni di *rift*, con accumulo di ingenti volumi di rocce eruttive (*Bosellini, 1965b; Doglioni, 1987*).

Le variazioni laterali di spessore della copertura sedimentaria, attraverso il sistema Passo Rolle–Linea Insubrica, suggeriscono che il limite strutturale principale separasse la Piattaforma Atesina dal Bacino Carnico-Bellunese (*Bosellini & Doglioni, 1986, Doglioni, 1987*). Questo assetto testimonia un'evoluzione tettonica differenziale già attiva in epoca mesozoica.

- 2) Tettonica compressiva del Triassico Medio: sono state riconosciute strutture compressive che comprendono pieghe, sovrascorrimenti e deformazioni traspressive, interpretate come il risultato di una fase di transpressione con componente di taglio destrorsa lungo la Linea della Valsugana (*Pisa et al., 1979; Bosellini et al., 1982; Castellarin et al., 1982; Doglioni, 1982; 1984a, b; 1985a*).

In particolare, la deformazione lungo il margine settentrionale dell'Anticlinale di Cima Bocche indica un regime tettonico complesso, in cui le componenti compressive e trascorrenti agirono simultaneamente. Questo evento, interpretato come conseguenza dei primi movimenti relativi tra Europa e Africa (*Doglioni, 1984, 1987*), causò la generazione di strutture a “fiore positivo” nel Basamento Metamorfico, subsidenza e un conseguente evento magmatico nel Landinico.

- 3) Fase di *rifting* Tardo Triassico-Giurassico Medio: si ebbe una fase estensionale che portò allo sviluppo dell'*horst* di Trento, struttura NS, ad ovest delle Alpi Meridionali e del *graben* di Belluno nella parte occidentale. Durante il Giurassico medio-inferiore, la fase di *rifting* raggiunse il culmine per via dell'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (Tetide Occidentale) (*Carminati et al., 2010; Cozzi, 2002; Curzi et al., 2023; Handy et al., 2010; Masetti et al., 2012; Picotti & Cobianchi, 2017*).

- 4) Fasi collisionali del Tardo Cretaceo-Pliocene: L'evoluzione tettonica è stata marcata da diverse fasi compressive derivanti dalla subduzione della Tetide alpina al di sotto della Placca Adriatica. Questo processo ha culminato nel picco dell'orogenesi alpina durante l'Eocene medio, momento della collisione continentale tra Adria ed Europa.

La successiva evoluzione post-collisionale (Oligocene-Pliocene) ha generato tre distinti sistemi strutturali. Di particolare rilevanza per l'area di studio è il sistema transcompressivo della Valsugana (Miocene), caratterizzato da un asse di compressione principale orientato NNO-SSE. Questo campo di stress e il conseguente accorciamento crostale, sono considerati i motori principali dell'attuale assetto strutturale, geometrico e cinematico delle Dolomiti, definendo la geometria dei grandi sovrascorrimenti e delle strutture a pieghe che caratterizzano la regione (*Dogliani & Bosellini, 1987; Castellarin & Cantelli, 2000; Castellarin et al., 2006; Caputo et al., 2010, Curzi et al., 2023*). Gran parte degli studi sono stati effettuati grazie agli esperimenti di sismica profonda, in particolare attraverso il profilo TRANSALP, un transetto di circa 340 km che va da Monaco (Germania) a Treviso (Italia), che permette di indagare la struttura profonda delle Alpi Meridionali (*Fig. 3.2b*).

3.2. Stratigrafia del Passo Rolle

Come ampiamente analizzato nel precedente capitolo in merito al contesto tettonico di riferimento, la stratigrafia del Passo Rolle è analoga a quella delle Dolomiti, la cui storia evolutiva, durata più di 150 Ma, è polifasica e molto complessa.

La maggior parte delle formazioni rocciose che costituiscono questo settore geologico, si formano tra la fine del Paleozoico (Permiano) e la fine del Mesozoico (Cretaceo).

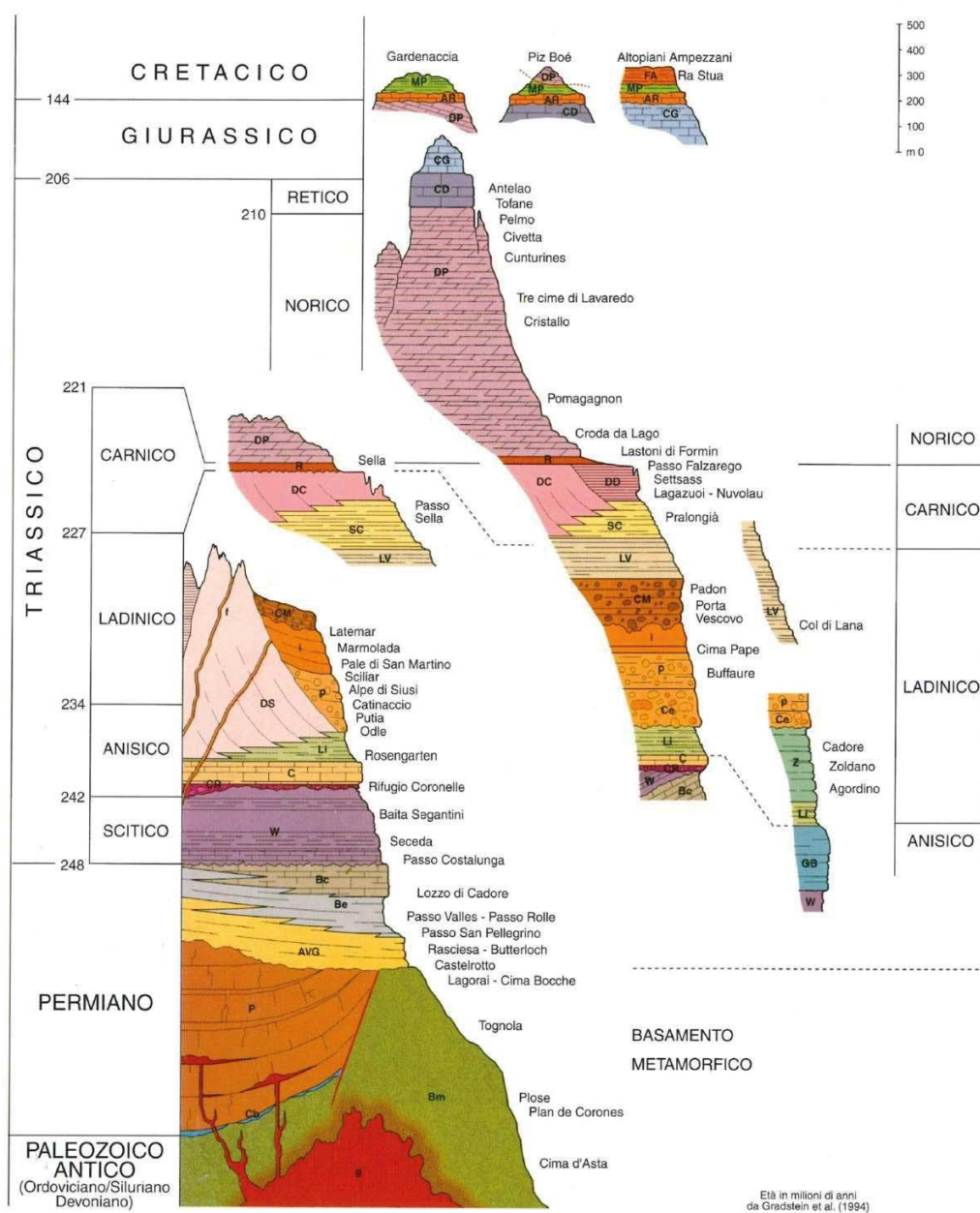


Fig. 3.3: successione stratigrafica delle Dolomiti (da Bosellini A., 1996)

È opportuno considerare anche il **Basamento Cristallino**, formazione che, pur se non cartografata rientra nella sezione geologica, in quanto è alla base della successione stratigrafica da noi rilevata. Questa formazione si presenta come l'unità più antica dell'area, di età paleozoica, (*Fig. 3.3*) generata dal metamorfismo di rocce sedimentarie (arenarie e argille) e vulcaniche paleozoiche, in relazione all'orogenesi ercinica o varisica, sviluppatasi nel Carbonifero.

Il **Basamento Metamorfico** è attualmente esposto in corrispondenza delle principali linee tettoniche dell'area, in particolare, lungo la Faglia della Valsugana e la Faglia di Funes, con affioramenti presenti nelle zone di: Agordo (Val Imperina), Cima Tognola, nell'area di Recoaro, nonché a est di Trento (*Fig. 3.2*).

L'esposizione di queste rocce paleozoiche è legata a due importanti sovrascorrimenti che, attraverso processi di accorciamento crostale ed esumazione, hanno portato, in affioramento, unità profonde paleozoiche a contatto con le sovrastanti successioni sedimentarie mesozoiche.

Dal punto di vista petrografico, il **Basamento Metamorfico** è caratterizzato da un metamorfismo di medio-basso grado (*facies* degli scisti verdi e anchizona). Le litologie principali comprendono filladi, micascisti e paragneiss, generalmente di colore grigio scuro o nero, con abbondante presenza di miche, derivanti dal metamorfismo di protoliti pelitici e psammitici (*Bosellini, 1989*).

Questa unità è suddivisa in tre principali formazioni (*Massironi M. et al., 2006*):

- La **Formazione di Bressanone** rappresenta il complesso stratigraficamente più basso, di età compresa tra il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore, costituita da una successione metapelitica–metapsamitica, composta da filladi quarzifere grigie.
- La **Formazione del Monte Cavallino e Porfiroidi del Comelico**, costituiscono complessi intermedi vulcano-sedimentari, di età ordoviciana superiore, rappresentati da gneiss minuti e microcchiadini derivati, rispettivamente, da protoliti vulcanoclastici e vulcanici.
- La **Formazione di Valli del Pasubio**, complesso metapelitico–metapsamitico superiore, di età siluriana–devoniana, al cui interno si rinvengono intercalazioni di metabasiti e cloritoscisti riferibili alla **Formazione di Goudon**.

Nel Permiano inferiore, all'interno del **Basamento Metamorfico** si intrusero due grosse masse plutoniche di granito. Il **Granito di Bressanone** ed il **Granito di**

Cima d'Asta. Contemporaneamente, un'area di circa 200 km² iniziò a sprofondare, attraverso il processo di *Caldera forming*, in seguito allo svuotamento della sottostante camera magmatica e al collasso della caldera. Tale depressione regionale fu accodata da un sistema di faglie subverticali, che delimitò un'area compresa tra il Lineamento Periadriatico a NO e la Linea della Valsugana a SE. Lungo queste strutture il magma risalì generando abbondanti prodotti vulcanici e flussi piroclastici; tale attività magmatica è verosimilmente connessa a un assottigliamento litosferico post-orogenesi varisica. Tra i principali prodotti di questa intensa attività magmatica si annoverano lave e ignimbriti (anche detti porfidi quarziferi) del **Distretto Vulcanico Atesino** o **Piastrone porfirico atesino** (*Fig.4.3*), di colore rosso-violaceo. Nella parte stratigraficamente inferiore essi si presentano come lave dacitiche, andesitiche e riolitiche, mentre nella parte superiore come ignimbriti riolitiche, prodotto di colate piroclastiche; tali tipologie si accumularono in ambiente subaereo tra i 276 e i 268 Ma (*Massironi et al., 2006*). Durante e soprattutto dopo la fase eruttiva, la Regione Dolomitica fu interessata da intensa erosione e trasporto ad opera di sistemi fluviali torrentizi, in un contesto di progressiva ingressione marina. Ciò determinò la formazione di conoidi alluvionali costituiti da argille e sabbie e il conseguente smantellamento dei rilievi vulcanici. Questi sedimenti, di età permiana medio-superiore, oggi litificati, costituiscono la **Formazione delle Arenarie di Val Gardena** (*Fig. 3.3*), rocce sabbiose di colore prevalentemente rosso.

Durante il Changhsingiano (Permiano superiore) l'ambiente evolse verso un contesto costiero di tipo *sabkha*, in relazione alla trasgressione marina, circostanza che favorì la deposizione della **Formazione a Bellerophon** (*Fig. 3.3*), il cui nome deriva dall'omonimo gasteropode marino.

In tale periodo, infatti, i caldi condizioni climatiche comportarono cicliche inondazione ed evaporazioni che interessarono le aree lagunari ed i bassi fondali, antistanti l'avanzata del mare (analoghi, per assetto, all'attuale fascia costiera adriatica tra Chioggia e Grado), con conseguenti precipitazione di sali (gesso e anidrite) e formazione di dolomie, organizzate in cicli deposizionali legati alle variazioni del livello marino (*Bosellini, 1989; Fig. 3.4*).

Questa formazione è costituita, alla base, da rocce evaporitiche (gessi e dolomie grigie), dolomie marnose e marne dolomitiche grigio scuro, **facies Fiammazza**, mentre al tetto sono presenti rocce carbonatiche nere deposte in ambiente marino aperto, **facies Batiota**.

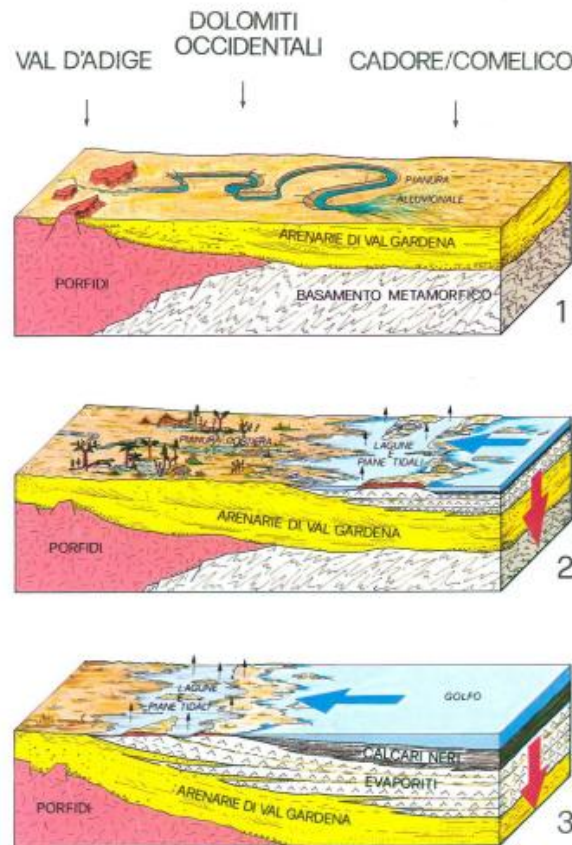


Fig. 3.4: evoluzione ambientale e stratigrafica delle Dolomiti nel Permiano medio-superiore. È possibile osservare: 1) una vasta arida pianura alluvionale incisa da fiumi, con accumulo di Arenarie di Val Gardena. A est si depositano direttamente sul Basamento Metamorfico mentre verso ovest ricoprono in parte i porfidi quarziferi. 2) una lenta subsidenza che favorisce l'avanzamento del mare con zona di lagune che precedono l'ingressione. 3) il progressivo avanzare del mare causa una notevole subsidenza facendo sì che si formi un golfo marino, dove le evaporiti e i calcari neri si depositano (da Bosellini, 1989).

Il passaggio dal Permiano al Triassico è segnato da una delle più grandi estinzioni di massa del record geologico, durante la quale si estinse circa il 95% delle specie presenti sul pianeta. Tale evento è comunemente messo in relazione con le imponenti eruzioni basaltiche delle *Siberian Traps*.

Successivamente, nella Regione Dolomitica si verificò un progressivo approfondimento del bacino, con l'instaurarsi di condizioni di mare basso in un contesto climatico caldo. In questo ambiente si depositarono sabbie, argille e calcari che costituiranno successivamente la **Formazione di Werfen** (Fig. 3.3). Si tratta di una successione complessa caratterizzata dall'alternanza di *litofacies* terrigene e carbonatiche, con granulometria variabile da fine a medio-grossolana.

La formazione si presenta generalmente ben stratificata, con colorazioni vivaci, ed è spesso ricca in fossili, tra cui il bivalve *Claraia clarai*.

La **Formazione di Werfen** (Triassico Inferiore) è suddivisa in nove membri, dal basso verso l'alto (Fig. 3.5):

- **Membro di Tesero**, calcari oolitici;
- **Membri di Mazzin**, calcari marnosi grigio-verdastri;
- **Membro di Andraz**, dolomie e argille rosse e gialle finemente stratificate;
- **Membro di Siusi**, calcari marnosi verdastri e grigi con *Claraia clarai*;
- **Membro delle Ooliti a gasteropodi**, banchi di calcari oolitici rossi, breccie, con presenza di gasteropodi;
- **Membro di Campil**, arenarie rosse con increspature;
- **Membro di Val Badia**, calcari marnosi grigio-verdastri;
- **Membro di Cencenighe**, dolomie oolitiche rosse e arenarie;
- **Membro di San Lucano**, banchi conglomeratici alternati ad argille rosse.

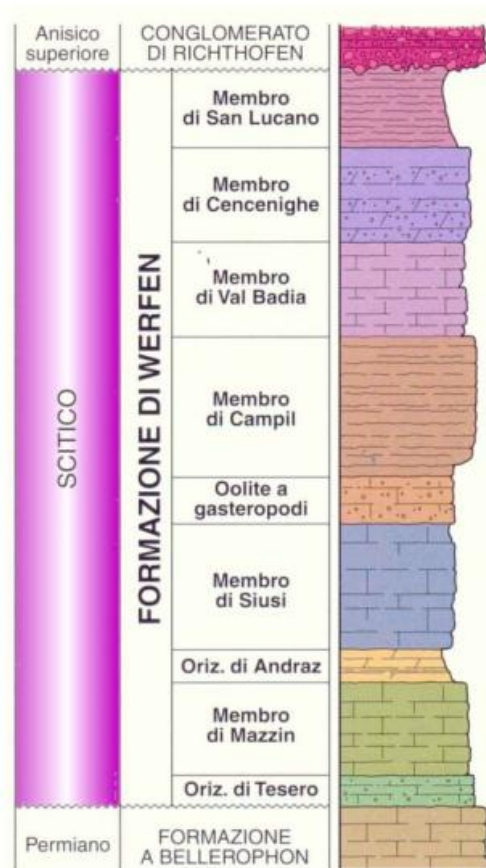


Fig. 3.5: Membri della Formazione del Werfen (Bosellini 1989)

Nell'Anisico, alcune aree delle Dolomiti subirono sollevamento ed emersero, formando pareti rocciose facilmente erodibili costituite dalla **Formazione di Werfen** e, localmente, anche dalla **Formazione a Bellerophon**.

I materiali detritici prodotti dall'erosione furono trasportati dai corsi d'acqua e si accumularono, dando origine al **Conglomerato di Richthofen** (*Fig. 3.3*), la cui deposizione contribuì a regolarizzare la superficie erosiva preesistente, colmando le incisioni vallive.

Nell'Anisico superiore, sempre nel settore occidentale, si verificò un'ingressione marina con sviluppo di ambienti lagunari, caratterizzati dalla deposizione alternata di fanghi carbonatici e/o terrigeni e livelli sabbiosi di tempesta. Questa evoluzione è documentata dai **Calcari di Morbiac**, costituiti da calcari marnosi grigio-verdastri.

Contemporaneamente, sui bassi rilievi residui della precedente fase erosiva, si instaurarono e progradarono estese piattaforme carbonatiche, costituite da calcari e dolomie, **Formazione del Contrin** (*Fig. 3.3*), delimitate da rampe a forte pendenza. La progressiva subsidenza dei fondali favorì una continua produzione e accumulo di sedimenti carbonatici, legata all'attività di organismi biocostruttori che, favorirono la crescita delle scogliere, compensando così il tasso di subsidenza.

Le scogliere ladiniche sono oggi rappresentate da rocce dolomitiche e calcaree, **Dolomia dello Sciliar** (nel caso di litologie calcaree, **Calcare della Marmolada** (*Fig. 3.3*), che costituiscono attualmente alcuni dei principali rilievi dolomitici, come la Marmolada e le Pale di San Martino.

Nei bassi strutturali adiacenti alle scogliere si accumularono invece sedimenti di bacino attribuiti alla **Formazione di Livinallongo** (*Fig. 3.3*), costituita da sottili livelli calcareo-silicei scuri e calcari grigio-verdastri con noduli di selce (*Fig. 3.6*).

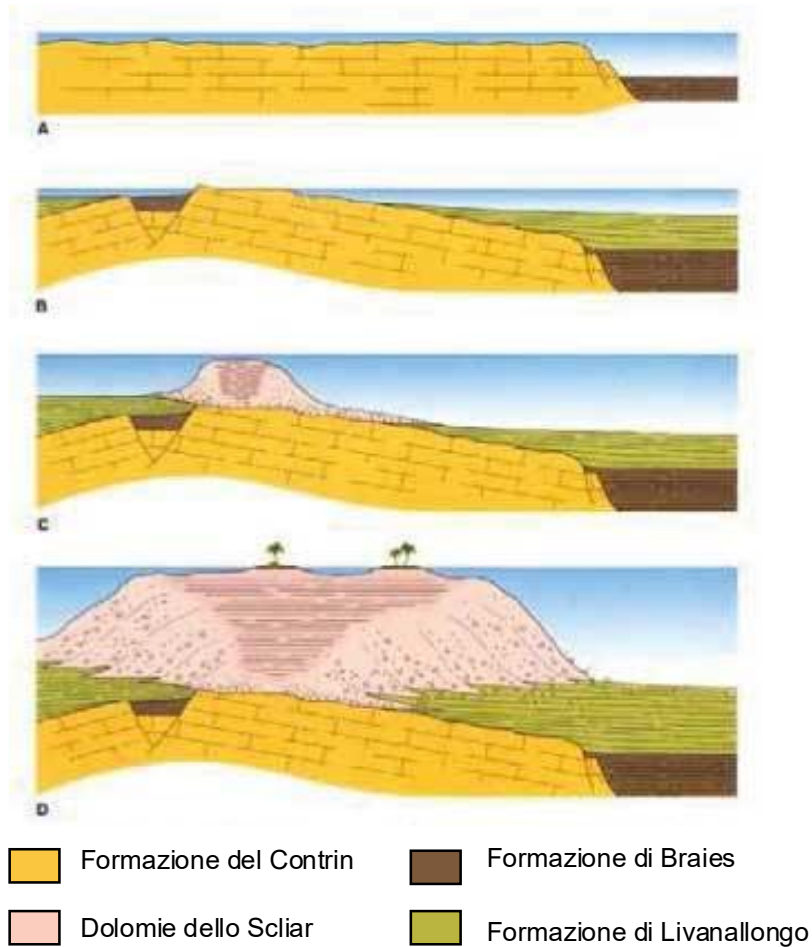


fig. 3.6: evoluzione delle piattaforme landiniche e dei bacini. La sequenza mostra: A) la piattaforma anisica della Formazione del Contrin, (B) si frammenta in blocchi, che inclinandosi emergono. (C) tutta la regione è soggetta a forte subsidenza tranne nei punti più topograficamente elevati dove avviene produzione di carbonato di calcio, Dolomia dello Sciliar (D) che oltre a favorire una crescita in verticale abbiamo anche una crescita laterale (progradazione) sui circostanti sedimenti bacinali della Formazione di Livanallongo. (da Bosellini, 1996).

Verso la fine del Ladinico, nell'area di studio, si registrò un'intensa attività magmatica, prevalentemente di composizione basaltica. Tale fase fu associata alla messa in posto, nel settore occidentale, di due principali corpi intrusivi (Fig. 3.3): uno nell'area di Predazzo (Val di Fiemme) e l'altro in Val San Nicolò (Val di Fassa). I filoni magmatici intercettarono e tagliarono le scogliere carbonatiche preesistenti, determinando la produzione di ingenti quantità di materiali vulcanici, tra cui tufi e ialoclastiti. Questi prodotti si accumularono nei bacini marini adiacenti, contribuendo al loro progressivo colmamento.

Con la graduale cessazione dell'attività vulcanica in Val di Fassa, i rilievi vennero intensamente smantellati e i prodotti di erosione si riversarono nei bacini marini circostanti (Bosellini, 1989).

3.3. Evoluzione quaternaria dell'area.

L'evoluzione dell'area di Passo Rolle, durante il Quaternario, è stata strettamente legata all'alternanza di fasi glaciali e interglaciali e ai processi post-glaciali di modellamento dei versanti e dei fondivalle. L'espansione dei ghiacciai durante l'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) ha determinato profonde trasformazioni del paesaggio: le lingue glaciali hanno occupato le principali valli, di cui quella del Cison, trasportando e depositando grandi quantità di sedimenti detritici. Nei fondivalle e lungo i versanti, si sono accumulate potenti successioni di till e morene, mentre nelle zone più elevate, oltre i 2.000 m, il substrato roccioso è rimasto spesso affiorante, fatta eccezione per alcune falde detritiche alla base delle pareti delle Pale di San Martino.

Il ritiro dei ghiacciai, iniziato con il miglioramento climatico, ha favorito la formazione di depositi di contatto glaciale e glaciolacustri, con la creazione di laghi temporanei nelle conche vallive, sbarrate dalle morene.

Successivamente, durante la fase post-glaciale, i processi di versante hanno rimodellato i depositi glaciali, generando coltri eluvio-colluviali, conoidi da debris-flow e depositi di frana, spesso coalescenti lungo i piedi delle pareti rocciose. Contemporaneamente, i corsi d'acqua hanno inciso e redistribuito i sedimenti, formando depositi alluvionali e fluvioglaciali, generalmente terrazzati rispetto all'attuale alveo.

Nelle fasi più recenti, comprese tra il tardo Quaternario e la Piccola Età Glaciale, si sono depositati materiali più localizzati, come morene di piccola scala, rock-glacier e depositi nivomorenici, che testimoniano brevi avanzate dei ghiacciai minori e la dinamica gravitativa legata alla neve e al gelo.

Infine, nelle depressioni residuali dei fondivalle e nelle conche lacustri, si sono accumulati depositi palustri e colluviali, che riflettono sia il riempimento di bacini lacustri effimeri, sia l'attività di erosione e trasporto dei versanti.

In sintesi, l'area presenta un'evoluzione quaternaria risultante dalla combinazione di fenomeni glaciali, fluviali e gravitativi, che hanno modellato un paesaggio complesso, caratterizzato, da marcate differenze tra le aree di basamento metamorfico e quelle a litotipi sedimentari o vulcanici, e da una distribuzione spaziale dei depositi legata all'altitudine, all'esposizione dei versanti e alla configurazione dei fondivalle.

3.4. Faglia del Passo Rolle

La struttura tettonica più importante della nostra area è rappresentata dalla Linea del Passo Rolle (PRF), si presenta come una faglia transtensiva con direzione NNO-SSE e immersione, ad alto angolo verso est. Attraversa la Valle del Cison ed è delimitata a sud dalla Linea della Valsugana mentre a nord il limite è posto ad ovest del Monte Castellazzo, dove incontra la faglia di Rio Vallazza. In corrispondenza di Passo Rolle si sdoppia in due *splay*, che poco più a monte si richiudono, definendo una geometria sigmoidale (Massironi *et al.*, 2006).

La PRF funge da separatore netto tra il settore occidentale, caratterizzato dalle ignimbriti del distretto vulcanico Atesino coperta dalla Formazione di Val Gardena, e quello orientale caratterizzato dalle successioni sedimentarie permo-triassica, priva o quasi di vulcaniti.

Essa analogamente, alla storia dell'area di studio, ha subito tre fasi evolutive principali:

- 1) Durante la fase estensionale post-ercinica del Permiano–Triassico, caratterizzata da un regime distensivo con direzione prevalente E–O, si è impostata la struttura della faglia, con cinematica transtensiva immergente verso ovest ad alto angolo. L'evoluzione tettonica distensiva dell'area ha determinato un generale processo di subsidenza, legato allo sviluppo di sistemi a *horst* e *graben*, che hanno generato spazi di accomodamento differenziati. In particolare, a ovest della Faglia del Passo Rolle si sono creati bacini subsidenti entro i quali si sono accumulati spessori variabili di ignimbriti permiane;
- 2) Durante la successiva fase di rifting mesozoico, ancora caratterizzata da un regime distensivo con direzione di stretching prevalente E–O, la Linea del Rolle ha subito un'inversione della polarità del piano di faglia, passando a un'immersione verso est, pur mantenendo una cinematica transtensiva. In questo stadio, la faglia ha rappresentato il limite tettonico tra l'*Horst* di Trento e il *Graben* di Belluno, determinando una marcata compartimentazione crostale. Tale assetto è stato ulteriormente controllato

dallo sviluppo di un sistema di faglie secondarie, con orientazione NNE–SSO e N–S, distribuite sia nel blocco orientale, sia in quello occidentale rispetto alla Faglia del Passo Rolle. L’interazione tra queste discontinuità ha contribuito alla definizione di una subsidenza differenziale e alla strutturazione del dominio estensionale mesozoico (Fig 3.7).

- 3) Durante le successive fasi compressive alpine, la struttura è stata riattivata in un contesto tettonico contrazionale, assumendo il ruolo di faglia di trasferimento sinistrale nel tetto del Sovrascorrimento della Valsugana. In questa fase, la Linea del Rolle, con orientazione NNO–SSE, ha accomodato movimenti trascorrenti associati alla propagazione dei sovrascorrimenti alpini, favorendo lo sviluppo di strutture a “fiore positivo”, indicative di una riattivazione in regime transpressivo (Curzi et al., 2023).

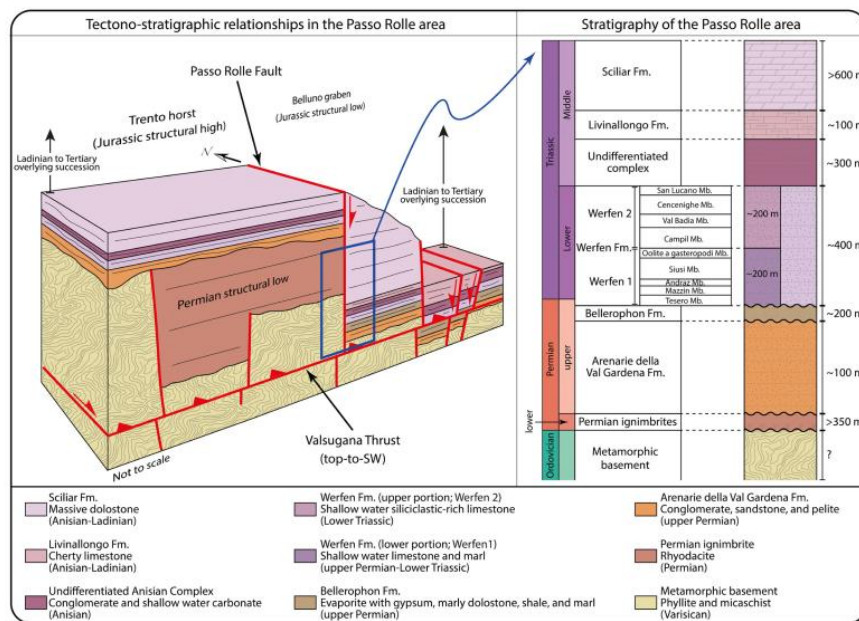


Fig. 3.7: Schema che illustra le relazioni tettono-stratigrafiche lungo una sezione con orientazione approssimativamente NE–SW attraverso la Faglia del Passo (da Curzi et al., 2023).

4. Risultati del rilevamento geologico

Nel presente capitolo vengono descritte e documentate le principali Formazioni geologiche affioranti nel settore delle Dolomiti Orientali, con particolare riferimento all'area di Passo Rolle. L'attenzione è rivolta soprattutto agli affioramenti di maggiore interesse, riportati nella carta geologica allegata.

Dal punto di vista cronostratigrafico, le unità riconosciute coprono un intervallo temporale compreso tra il Sakmariano (Permiano inferiore) e l'Olenekiano (Triassico inferiore), evidenziando una significativa articolazione evolutiva dell'area.

Le diverse formazioni litostratigrafiche sono state oggetto di rilevamento e successiva rappresentazione cartografica. Inoltre, al fine di approfondire la comprensione dei rapporti stratigrafici e delle relazioni tettoniche tra le unità, sono state realizzate delle sezioni geologiche (vedi allegati), che consentono di inquadrare con maggiore chiarezza l'assetto strutturale dell'area.

L'attività di rilevamento è stata condotta secondo un approccio tradizionale di campagna. L'area indagata, estesa per 3,13 km², è stata oggetto di osservazione diretta, con particolare attenzione alla cartografia degli affioramenti e delle principali strutture, sia di natura primaria sia secondaria.

Per quanto riguarda i settori non direttamente accessibili, l'analisi è stata supportata dall'acquisizione di documentazione fotografica, utile per una valutazione macroscopica dell'assetto geologico complessivo. Le immagini raccolte saranno presentate e discusse nel corso dell'elaborato, al fine di fornire un inquadramento chiaro e coerente.

La trattazione seguirà inizialmente un criterio litostratigrafico, con la descrizione delle unità a partire da quelle più antiche fino alle più recenti, supportata da fotografie dei campioni raccolti e degli affioramenti osservati in situ. In una fase successiva, verranno illustrati i risultati del rilevamento relativi all'assetto stratigrafico e strutturale dell'area, attraverso l'analisi della sezione geologica realizzata e l'elaborazione dei dati strutturali, mediante l'utilizzo del software *Stereonet*.

Infine, sarà dedicato uno specifico approfondimento alle principali strutture tettoniche riconosciute nell'area di rilevamento, con particolare riferimento alla

Faglia di Passo Rolle, che rappresenta l'elemento strutturale di maggiore rilevanza nel contesto geologico considerato

4.1. Litostratigrafia

Gruppo Vulcanico Atesino, DVA, (Sakmariano):

Noto anche come Piattaforma Porfirica Atesina, rappresenta una vasta successione vulcanica del Permiano inferiore. Nell'area compaiono solo le ignimbriti riodacitiche e riolitiche attribuita al Gruppo Superiore

La litologia in questione, si distribuisce nella parte SO dell'area di rilevamento. Si presenta come una roccia molto compatta, di colore rossastra, contraddistinta da tessitura porfirica, con fenocristalli di K-feldspato (sanidino), plagioclasio, quarzo e biotite immersi in una pasta di fondo omogenea. È riconosciuta una struttura eutassitica, tipica delle ignimbriti (generate per flussi piroclastici), che presenta una marcata anisotropia interna della roccia, con un allineamento preferenziale dei componenti lungo un piano sub-parallelo alla superficie di deposizione. L'elemento diagnostico caratteristico di questa tessitura, ben visibile nel campione a mano, sono le "le fiamme", geometrie lenticolari, derivanti dall'appiattimento perpendicolare alla superficie di deposizione (*Fig. 4.1*).

Le ignimbriti sono organizzate in bancate plurimetrie, ben visibile nella "Palestra dei Finanziari", in prossimità della capanna "Sass Maor" (*Fig. 4.1*); lo spessore di questa formazione è all'incirca 350 m, e poggia con un limite inconforme sulle filladi del Basamento e sono ricoperte in discordanza dalle Arenarie della Val Gardena.



Fig.4.1: Ignimbrite permiana; sopra viene indicata la fiamma, sotto campione della stessa roccia raccolta in affioramento.

Arenarie di Val Gardena, AVG, (Permiano medio-superiore):

Nell'area di studio, le Arenarie della Val Gardena affiorano in corrispondenza di Passo Rolle, a nord del Distretto Vulcanico Atesino, e lungo la SS 50 tra il km 92 e il km 93. Esse rappresentano la prima unità della copertura sedimentaria permotriassica del settore dolomitico.

Dal punto di vista litologico, la formazione è costituita da conglomerati, areniti e siltiti, tipico di deposito alluvionale (origine continentale), di colore rosso, derivanti dallo smantellamento del DVA. Sul campione a mano, è possibile riconoscere, cristalli di quarzo, plagioclasti (soprattutto anortite), k-feldspati, e fillosilicati,

talvolta presenti intercalazioni verdastre e noduli biancastri carbonacei, inoltre risultano friabili e meno competenti rispetto alle vulcaniti sottostanti (*Fig. 4.2*).

Le *facies* arenacee e siltose costituiscono la porzione più abbondante della successione.

La stratificazione è ben riconoscibile da centimetrica a decimetrica, sono diffuse le strutture sedimentarie come la stratificazione incrociata.

Lo spessore dell'intera formazione è compreso tra 80 e 100 m, e si imposta mediante un contatto stratigrafico erosivo sia sui micascisti del Basamento Metamorfico, sia sulle vulcaniti del Distretto Vulcanico Atesino. Il passaggio con la successiva litologia, Bellerophon, è graduale.



Fig. 4.2: Formazione delle Arenarie della Val Gardena, a sinistra campioni di roccia, a destra è rappresentato un affioramento lungo 15 m con strati decimetrici.

Formazione a Bellerophon, BEL, (Permiano Superiore):

La Formazione a Bellerophon affiora estesamente sia nel settore nord-occidentale, sia in quello sud-orientale dell'area di studio, dove si imposta direttamente sulle Arenarie della Val Gardena, in continuità stratigrafica, con contatto eteropico e graduale.

Si tratta di un'unità a carattere evaporitico-carbonatico, tradizionalmente suddivisa in due membri principali (Fig.4.3):

- 1) Il membro inferiore (Facies di Fiammazza) è costituito prevalentemente da dolomie scure, talora marnose e vacuolari, organizzate in strati di spessore variabile da centimetrico a decimetrico. A queste si alternano livelli di gesso bianco o giallastro, spesso secondario e legato a processi di alterazione.
- 2) Il membro superiore (Facies di Badiota) è invece rappresentato da calcari neri, spesso fetidi, classificabili prevalentemente come *wackestone-packstone*. Nell'area rilevata tali litologie si presentano talora con aspetto cristallino. Un aspetto distintivo di questa porzione della successione è la generale scarsità o assenza di fossili, fenomeno riconducibile alla crisi biotica che caratterizza il limite Permiano-Triassico.

La facies superiore tipica di ambiente di *Sabkha* si deposita in eteropia con la *facies* inferiore, tipica di ambienti marini subditali, a causa delle differenti condizioni ambientali, questa variabilità è legata a fluttuazioni del livello marino e a cicli trasgressivo-regressivi che hanno controllato l'evoluzione dell'area nel tardo Permiano (Massironi et al., 2006).



Fig.4.3: Campione della Formazione a Bellerophon, a sinistra della matita facies Badiota a destra facies Fiammazza.

Gli affioramenti della Formazione a Bellerophon risultano spesso intensamente deformati, con presenza di pieghe e fratturazione diffusa. Tale comportamento è attribuibile alla scarsa competenza meccanica dell'unità, che ne ha favorito la deformazione durante gli eventi tettonici successivi (Fig 4.4). Di conseguenza, lo spessore complessivo, stimato intorno ai 200 m, deve essere considerato indicativo.



Fig.4.4: Formazione a Bellerophon (facies Fiammazza) , alternanza di strati piegati, di gesso con livelli più marnosi.

Formazione di Werfen (Permiano Superiore-Triassico Inferiore):

Nella nostra area di studio si estende dal centro fino a nord, sempre nella parte orientale della faglia del passo Rolle.

La Formazione di Werfen è un'unità sedimentaria mista, in cui nella parte superiore prevale la componente silico-clastica e in quella inferiore la parte carbonatica, di età prevalentemente Triassica Inferiore; che in area dolomitica riflette ambienti sedimentari marini, ma caratterizzati da un mare sottile (Massironi et al. 2006). Abbiamo scelto di suddividere la formazione in otto membri, accorpendo i primi due, di cui solo i primi quattro affiorano della nostra areale:

- 1) Membro del Tesero e Mazzin, (T+M, Changhsingiano-Induano), il primo non è stato osservato direttamente nell'area di rilevamento, ma la sua presenza è stata dedotta sulla base dei rapporti stratigrafici con le unità adiacenti. Tale difficoltà di osservazione è legata al ridotto spessore dell'orizzonte, che ne limita l'esposizione in affioramento.

Tuttavia, dalla letteratura esistente è possibile dichiarare che si tratta di un orizzonte poco potente, costituito da *grainstone* oolitici e oolitico-bioclastico chiari (Massironi et al., 2006).

Il Membro del Mazzin è invece ben rappresentato nell'area di studio ed è costituito da calcari e calcari marnosi di colore variabile dal grigio chiaro al grigio scuro (Fig.4.5), organizzati in bancate di spessore da centimetrico a metrico.

Il limite inferiore risulta netto e in paraconcordanza con la Facies Badiota della Formazione a Bellerophon (Massironi et al., 2006), mentre il passaggio al sovrastante Membro di Andraz è graduale. Lo spessore complessivo dei due membri nell'area indagata è stimato intorno ai 45 metri. Studi recenti hanno portato a una revisione della posizione del limite Permiano-Triassico, attualmente collocato tra i due membri qui descritti.



Fig. 4.5: campione del membro del Membro del Mazzin

- 2) Membro di Andraz, (AND, Induano), costituito da dolomie, areniti e argilliti a grana fine e di colore chiaro o rossastre. La stratificazione è ben riconoscibile, con spessori variabili da centimetrici a decimetrici, con una potenza complessiva di circa 25 m.

Dal punto di vista morfologico, trattandosi di un'unità a bassa competenza meccanica, tende a modellare versanti a debole pendenza, spesso occupati da prati o coperture detritiche sottili. Il limite con il membro sovrastante è netto.

3) Membro di Siusi (SIU, Induano), rappresenta un'unità litologicamente complessa. Nella parte inferiore è costituito da calcari micritici e calcari marnosi di colore grigio-verdastro, poco bioturbati, organizzati in strati decimetrici, con intercalazioni fossilifere (in particolare bivalvi) e livelli di calcareniti oolitiche. Nella porzione intermedia si osserva un incremento della componente silicoclastica, con alternanze di siltiti verdastre e rossastre e livelli calcareo-marnosi. La parte superiore è invece dominata da siltiti e areniti fini di colore rosso.

Un elemento diagnostico del membro è la presenza di bivalvi del genere *Claraia*, talora di dimensioni rilevanti, che rappresentano un importante indicatore paleoecologico per il Triassico inferiore (Fig. 4.6).

Lo spessore complessivo dell'unità è di circa 70 m. Il limite superiore è ben definito e segna il passaggio al Membro delle Ooliti a Gasteropodi.



Fig.4.6: Membro del Siusi, sopra, fossile di bivalva del genere *Claraia*; sotto, affioramento con stratificazione a bancata, situato in prossimità del km 94 e 95 della SS50.

- 4) Membro delle Ooliti a Gasteropodi (OG, Induano), costituisce nell'area, le pareti rocciose delle Pale di San Martino, grazie alla maggiore competenza meccanica delle litologie che lo compongono.

La litologia è simile a quella del SIU, si tratta, infatti, di calcari micritici e marnosi grigio-verdastri alternati a calcareniti oolitiche e siltiti rosse, con stratificazione variabile da millimetrica a centimetrica. Sono presenti strutture sedimentarie riconducibili a fughe d'acqua e livelli con evidenze di bioturbazione, che tende ad aumentare verso l'alto insieme alla componente carbonatica (Fig.4.7). Lo spessore totale è di circa 35 m e il passaggio al membro sovrastante avviene in modo graduale.



Fig.4.7: sopra, Campione del Membro delle Ooliti a Gasteropodi superiore con una sezione che mostra la struttura sedimentarie generate da fuga d'acqua. Sotto, roccia in affioramento con evidenze di forme trattive con fossili posizionati lungo la direzione di flusso

5) Il Membro del Campil (CAM, Olenekiano), affiora al di sopra delle OG, in particolare nel settore orientale dell'area di studio. È costituito prevalentemente da areniti e siltiti di colore variabile dal rosso scuro al grigio-verdastro, contenenti quarzo, miche chiare, feldspati e livelli fossiliferi a bivalvi.

Sono frequenti strutture sedimentarie quali *ripple marks* da onda, indicative di ambienti marini poco profondi e dinamici. La stratificazione varia da centimetrica a bancate metriche. Lo spessore complessivo è compreso tra 70 e 100 m.

Filoni Magmatici (triassico Medio, Ladinico):

All'interno della nostra area, in corrispondenza di Passo Rolle, in particolare nelle Arenarie della Val Gardena, sono stati riconosciuti dicchi magmatici, identificabili per la loro disposizione discordante rispetto alla stratificazione delle rocce incassanti. Si tratta di rocce subvulcaniche a tessitura microfaneritica, classificabili come doleriti o diabase, con caratteristiche intermedie tra un basalto e un gabbro. Presentano colore grigio scuro-nero e tessitura porfirica, con fenocristalli di pirosseno e plagioclasio immersi in una matrice microcristallina.

Depositi quaternari:

L'area è interessata da isolati depositi quaternari. Nel settore settentrionale, lungo il tratto iniziale del sentiero che parte da "Malga Juribello", sono presenti depositi glaciali (*diamicton*), eterometrici ed eterolitologici, con clasti levigati e striati, talora di dimensioni plurimetriche.

Ai piedi dei principali rilievi topografici (quali Punta Rolle, Monte Castellazzo e Cima Tognazza) si rinviene detrito di falda non selezionati, costituiti da clasti subangolosi immersi in matrice fine (*Fig.4.8*).

Infine, nel settore meridionale dell'area, in corrispondenza del torrente Cismon, è presente un conoide detritico, caratterizzato da clasti eterometrici, localmente di dimensioni plurimetriche.



Fig.4.8: a sinistra detrito di falda situato ai piedi di Cima Tognazza, a destra deposito glaciale a est di “Malga Juribello”.

4.2. Assetto stratigrafico-strutturale

Nell’area oggetto di rilevamento, l’assetto stratigrafico-strutturale presenta caratteristiche differenti tra le ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino e le altre unità affioranti. Le ignimbriti, infatti, a causa della loro natura massiva e dell’intensa fratturazione che le interessa, non consentono di riconoscere e misurare direttamente superfici di stratificazione. Per ricostruire la giacitura è quindi necessario fare riferimento all’andamento delle sovrastanti Arenarie della Val al Gardena, che mostrano invece una stratificazione ben sviluppata e facilmente rilevabile sul terreno.

I rapporti tra le diverse formazioni sono prevalentemente stratigrafici, fatta eccezione per alcuni contatti tettonici associati alla Faglia del Passo Rolle e a una struttura minore situata a ovest di Ponte delle Fosse.

L’intero settore mostra una configurazione sostanzialmente monoclinale con immersione verso nord; tuttavia, in prossimità della Faglia del Passo Rolle (PRF) si osservano differenze tra i due blocchi strutturali.

Nell’area sono state identificate varie strutture tettoniche, come pieghe e faglia di diversa cinematica; nella carta allegata all’elaborato sono state riportate le principali.

Blocco di letto della Faglia del Passo Rolle:

Nel blocco di letto, costituito da unità di età permiana, la stratificazione immerge tendenzialmente verso NNO, con inclinazione compresa tra i 13° e i 24° (Fig 4.9).

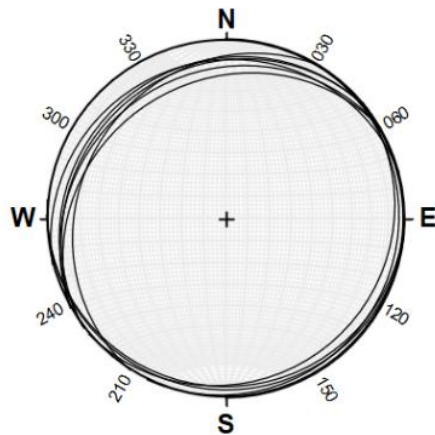


Fig. 4.9: stereogramma rappresentativo dell'andamento giaciturale delle formazioni al letto della faglia

Le analisi cinematiche condotte sulle superfici di faglia del blocco di tetto, tramite l'osservazione di strie di calcite e gradini di calciti, indicano movimenti di tipo trascorrente, inverso e transpressivo.

A sud di passo Rolle, in corrispondenza della “Palestra dei finanziari”, qualche metro più a nord di “Capanna Sass Maor”, affiora estesamente una parete rocciosa di ignimbriti, nella quale sono state trovate strutture a *piuma*, tipica delle diaclasi (*mode 1*, Fig.4.10), e tre set di discontinuità (Fig. 4.11):

- Faglia transtensive con direzione E-O con inclinazione tra i 50 e 90° (subverticali);
- Sovrascorrimenti con vergenza NO e SE con bassa inclinazione che tagliano le precedenti strutture transtensive;
- Faglie trascorrenti sinistre subverticali con direzione N-S.



Fig.4.10: struttura a piuma.



Fig.4.11: Affioramento presso la Palestra dei finanzieri, all'interno delle ignimbriti permiane. In verde, faglie trascorrenti sinistre sub verticali; in rosso, sovrascorrimenti; in blu faglie transtensive.

Blocco di tetto della Faglia del Passo Rolle:

Per quanto riguarda le stratificazioni dei vari membri della Formazione di Werfen (Triassico) ad est della PRF, hanno un'immersione verso NNE con inclinazione tra circa 11° e 27° circa.

Le analisi cinematiche, condotte attraverso l'osservazione, nell'affioramento del Membro di Siusi, tra il km 94 e il km 95 della Strada Statale Grappa del Passo,

evidenziano la presenza di faglie traspressive immergenti verso SE e NO (Fig. 4.12 e 4.13).

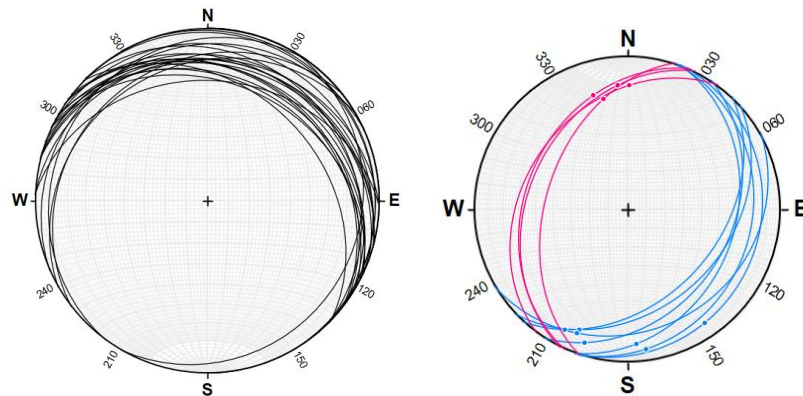


Fig.4.12: stereogramma rappresentativo dell'andamento giaciturale delle formazioni al tetto della faglia a sinistra e delle faglie traspressive a destra.



fig.4.13: Affioramento del Membro di Siusi con illustrate in rosso due set di faglie traspressive destra e sinistra, in nero giunto di strato.

A circa 300 m a sud dell'affioramento del Membro di Siusi sopra descritto è presente una grande struttura plicativa (Fig.4.14): una piega anticlinale aperta, con piano assiale immergente verso SSE e vergenza verso NNO.

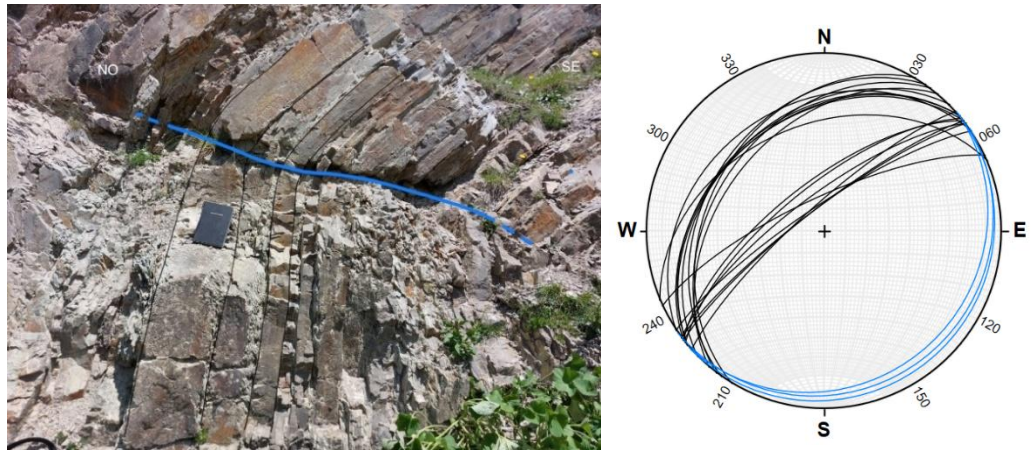


Fig.4.14: a sinistra piega anticlinale aperta, a destra proiezione stereografica della stessa struttura, in blu piano assiale immergente verso SSE, in neri, strati piegati.

Infine, in prossimità del “Ponte delle Fosse”, a ovest della faglia minore, dove affiorano lungo trada le Arenarie della Val Gardena, è stato possibile misurare e riconoscere tramite indicatori cinematici (strie e gradini di calcite), diverse faglie con cinematica trascorrente (sinistre e destre), che tagliano faglie normali con direzione NO-SE e N-S (Fig. 4.15).

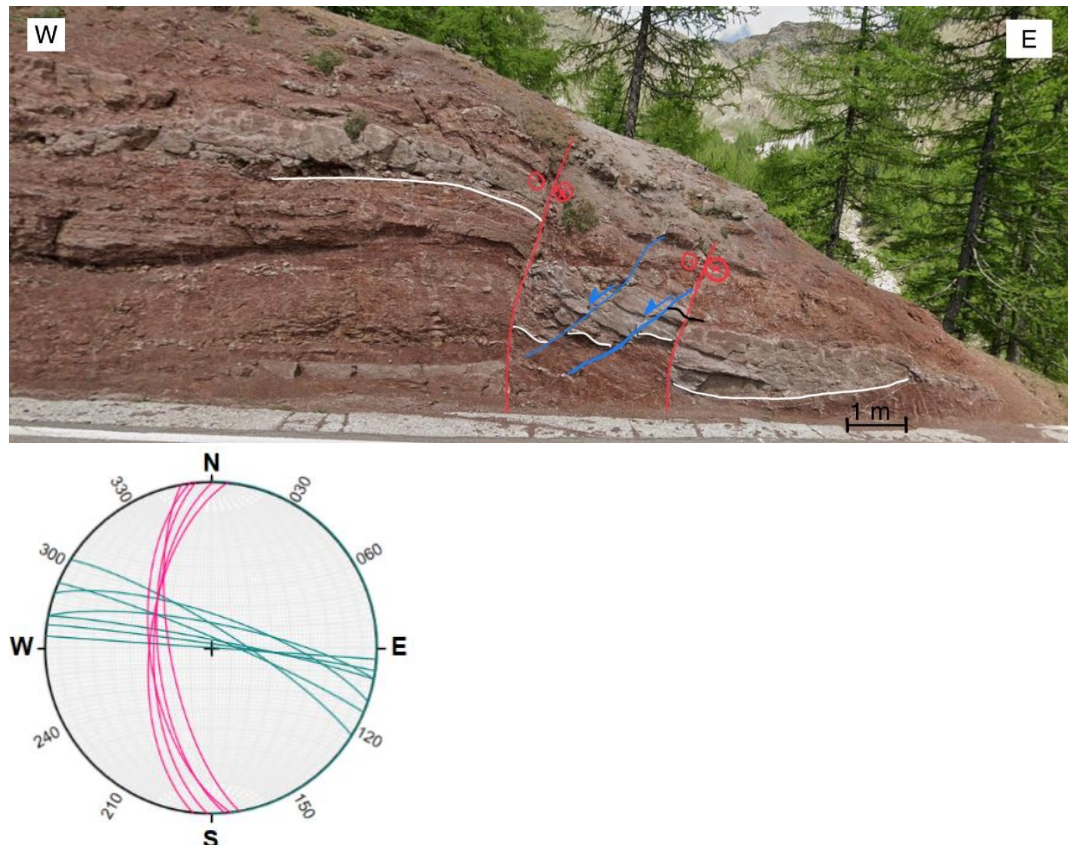


Fig.4.15: in alto, affioramento di Arenaria della Val Gardena, in cui sono mostrate in rosso le faglie trascressive e in blu le faglie normali. In basso, viene mostrato lo stereogramma relativo all'affioramento di sopra, in rosa le faglie normali e in verde, faglie trascressive

5. Discussione dei risultati

I risultati ottenuti dal rilevamento geologico condotto nell'area di Passo Rolle risultano complessivamente coerenti con quanto riportato nella letteratura precedente e nell'inquadramento geologico regionale, confermandone l'impostazione stratigrafica e strutturale generale. Tuttavia, le osservazioni svolte in campagna hanno consentito di definire con maggiore dettaglio alcune relazioni tettono-stratigrafiche locali e di proporre alcune interpretazioni utili per la ricostruzione dell'evoluzione geologica dell'area di studio.

Dal punto di vista stratigrafico, l'area può essere suddivisa in due settori principali separati dalla Faglia del Passo Rolle (PRF), una struttura tettonica con direzione approssimativamente NNO–SSE che rappresenta l'elemento strutturale dominante dell'area. Questa faglia mette in contatto le formazioni permiane affioranti nel settore occidentale con le successioni triassiche presenti nel settore orientale (cartografia allegata). In particolare, essa pone localmente in contatto membri della Formazione del Werfen con le ignimbriti del Distretto Vulcanico Atesino, determinando un rigetto complessivo stimato di circa 150 m.

Le osservazioni effettuate durante il rilevamento suggeriscono inoltre che, in prossimità di Passo Rolle, la faglia possa suddividersi in due *splay*. Tale interpretazione deriva dall'osservazione di contatti diretti tra unità stratigrafiche che non risultano continue nella successione deposizionale, come ad esempio tra la Formazione a Bellerophon e il Membro di Siusi. Questa relazione, ben evidenziata nella carta geologica allegata, suggerisce l'esistenza di un contatto tettonico che ha comportato un abbassamento relativo del settore orientale (tetto della faglia) rispetto a quello occidentale (letto della faglia).

Sebbene non siano state osservate evidenze dirette della Faglia del Passo Rolle sul terreno, il suo andamento NNO–SSE rappresenta l'interpretazione più coerente con l'assetto tettono-stratigrafico dell'area ed è inoltre supportato dai dati presenti in letteratura relativi all'area del Torrente Cismon (*Massironi et al., 2006; Curzi et al., 2023*).

Dal punto di vista tettonico-strutturale, l'area di studio presenta numerosi elementi deformativi riconducibili a diversi campi di sforzo succedutisi nel corso della storia evolutiva delle Dolomiti, a partire dal Permiano fino alle fasi deformative legate all'orogenesi alpina. Sulla base delle relazioni geometriche tra le strutture e degli

indicatori cinematici osservati durante il rilevamento di campagna, è possibile distinguere due principali set strutturali, attribuibili a differenti regimi tettonici.

Il primo set è rappresentato da strutture estensionali sviluppatasi tra il Permiano e il Giurassico inferiore. Durante il Permiano, uno stretching crostale con direzione prevalente E–O avrebbe controllato l’accumulo differenziale delle ignimbriti ai lati della Faglia del Passo Rolle, caratterizzata in questa fase da immersione verso ovest. Successivamente, tra il Triassico superiore e il Giurassico inferiore, si sarebbe verificata una nuova fase di estensione con direzione analoga alla precedente, accompagnata tuttavia da un’inversione dell’immersione della PRF. In questo contesto strutturale, la faglia del Passo Rolle rappresenterebbe il limite tra l’*horst* di Trento, situato a ovest, e il *graben* di Belluno, localizzato a est.

Le evidenze di tale regime estensionale sono ben osservabili nel settore orientale della PRF, dove sono state rilevate faglie normali con direzione N–S e immersione verso ovest. Queste strutture affiorano in prossimità del “Ponte delle Fosse” e interessano le Arenarie della Val Gardena esposte lungo la strada (*Fig. 4.15*).

Altre evidenze, osservate poco al di fuori dell’area di studio ma comunque durante il lavoro di campagna, sono rappresentate da un ulteriore set di faglie estensionali presenti nelle ignimbriti affioranti presso Cima Tognazza, nel settore occidentale della faglia del Passo Rolle. In quest’area è stato osservato uno specchio di faglia con direzione N–S e immersione verso est (*Fig. 5.1*).

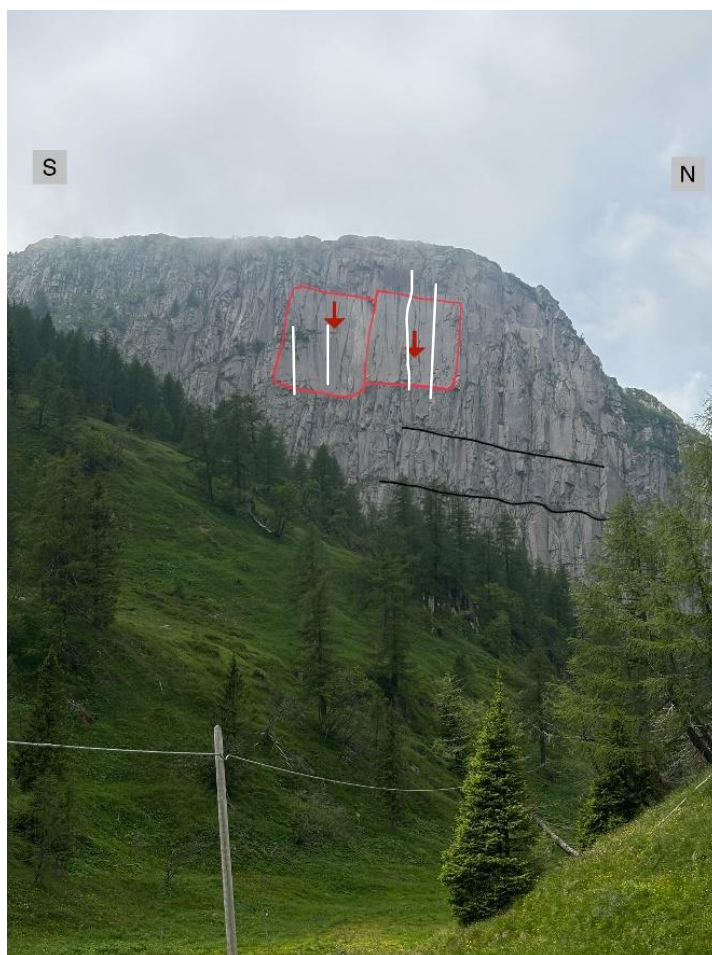


Fig.5.1: nel riquadro viene rappresentato lo specchio di faglia (blocco di letto) di Cima Tognazza, con immersione verso est (frece rosse), in bianco diaclasi da raffreddamento.

In accordo con quanto proposto da Curzi et al. (2023), la fase estensionale del Triassico superiore–Giurassico inferiore avrebbe inoltre riattivato le diaclasi di raffreddamento sviluppatesi nelle ignimbriti permiane. Tali strutture, ben esposte nell’area della “Palestra dei Finanziari”, avrebbero agito come piani di debolezza preesistenti, favorendo la localizzazione della deformazione (*Fig. 4.11*). La possibile riattivazione è suggerita dalla coincidenza tra l’orientazione delle diaclasi di raffreddamento e quella delle strutture tettoniche, entrambe caratterizzate da direzione E–O, coerente con il campo di sforzo associato allo stretching triassico-giurassico.

Il secondo set strutturale è, invece, rappresentato da strutture compressive attribuibili alla deformazione alpina. In questo caso si osserva uno stile deformativo eterogeneo: nel settore orientale della Faglia del Passo Rolle la deformazione alpina appare maggiormente localizzata ed è rappresentata sia da pieghe sia da faglie, mentre nel settore occidentale si osservano elementi deformativi più limitati, localizzati principalmente all’interno delle ignimbriti permiane (*Fig. 4.11*).

Tra le strutture più evidenti si riconosce una piega anticlinale aperta sviluppata nel Membro di Siusi, caratterizzata da un asse con immersione verso SE (Fig.4.14). Inoltre, in un affioramento localizzato appena al di fuori dell'area di studio, sono state osservate pieghe disarmoniche con la stessa vergenza, riconducibili pertanto al medesimo regime di sforzo responsabile della formazione della piega principale, prima citata (Fig.5.2).

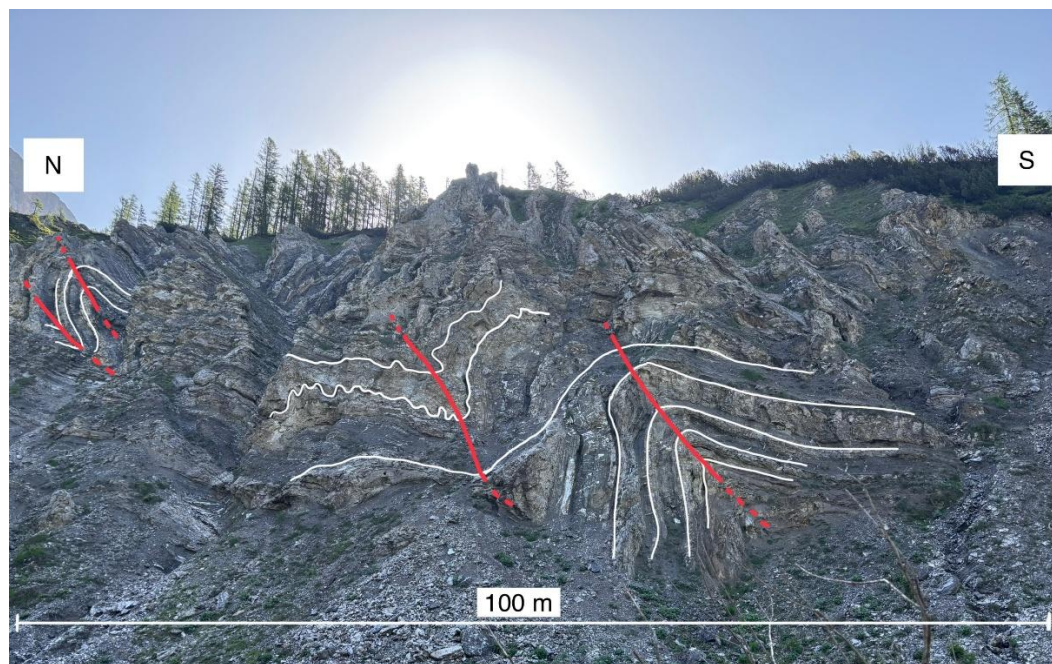


Fig.5.2: serie di pieghe all'interno della Formazione a Bellerophon, con superficie assiale (in rosso) complessivamente verso SE.

Ulteriori evidenze deformative sono rappresentate dalla presenza di faglie con cinematica trascorrente e transpressiva, rilevate sia nelle ignimbriti permiane a ovest della PRF sia nelle successioni triassiche a est, in particolare nel Membro di Siusi e nelle Arenarie della Val Gardena (Fig. 4.13 e 4.15).

Nel loro insieme, queste evidenze strutturali riflettono la storia tettonica transpressiva associata all'orogenesi alpina, sviluppatasi principalmente durante il Cretaceo. In questo contesto, sovrascorrimenti con vergenza verso SE e retroscorrimenti con vergenza opposta (verso NO) accomodano una compressione regionale orientata NO–SE, riattivando localmente faglie estensionali preesistenti in strutture a cinematica trascorrente o transpressiva, come descritto nel paragrafo 3.3 relativo alla Faglia del Passo Rolle.

A supporto di questa interpretazione vi è inoltre la presenza di strutture a “fiore positivo”, tipiche di contesti deformativi caratterizzati da componente trascorrente associata a compressione. Tali strutture sono compatibili con un regime tettonico

transpressivo in cui lo sforzo principale massimo (σ_1) risulta orientato NO–SE e sono coerenti con i modelli evolutivi proposti per l'orogenesi alpina nelle Dolomiti (Caputo et al., 2010; Castellarin & Cantelli, 2000; Castellarin et al., 2006).



Fig.5.3: *Struttura a fiore positivo*

In sintesi, sebbene i dati raccolti durante il rilevamento confermino la validità della stratigrafia e l'assetto strutturale rilevati dalla letteratura, al contempo, le osservazioni di dettaglio, effettuate durante il campo di rilevamento sull'area in esame, contribuiscono a migliorare la comprensione delle relazioni tra le principali strutture tettoniche e le unità stratigrafiche presenti nell'area del Passo Rolle.

Tali evenienze, utili per la ricostruzione dell'evoluzione geologica locale, sono riportate nell'elaborato cartografico allegato alla tesi.

6. Conclusioni

Il lavoro svolto durante il Campo Geologico, articolato in un'estesa attività di rilevamento sul terreno, ha permesso di ricostruire l'assetto tettono-stratigrafico dell'area indagata lungo la Faglia di Passo Rolle. La realizzazione della carta geologica, delle sezioni interpretative e dell'elaborato finale ha costituito una base solida per l'analisi della complessità strutturale e per la comprensione dell'evoluzione geodinamica del settore studiato.

L'analisi delle formazioni affioranti ha consentito di riconoscere le principali fasi tettono-magmatiche che hanno interessato l'area. Le unità permiane e la Formazione di Werfen testimoniano gli eventi estensionali verificatisi tra il Permiano e l'inizio del Triassico, mentre i Filoni Ladinici rappresentano evidenze della successiva attività magmatica medio-triassica. Le strutture deformative osservate hanno invece permesso di individuare le fasi tettoniche più tardive: il rigetto complessivo della Linea del Rolle e delle strutture ad essa subordinate, attribuibile alla fase tardo triassica–giurassica, e la fase valsuganese, sono riconoscibili nella generale immersione verso Nord dei piani di strato e nello sviluppo delle principali strutture compressive osservate in affioramento.

La Faglia di Passo Rolle, dunque, rappresenta l'elemento strutturale di maggiore rilevanza dell'area di studio. Le sue molteplici riattivazioni, caratterizzate da cinematismi differenti durante le diverse fasi orogeniche, hanno generato un articolato sistema di strutture secondarie, tra cui la grande anticlinale nel membro del Siusi, la struttura a “fiore positivo” localizzata a Est dell'area di rilevamento e la giustapposizione di formazioni non stratigraficamente contigue, come la Formazione di Bellerophon e il Membro di Siusi. Inoltre, anche l'assenza di vulcaniti nella porzione orientale dell'area, trova plausibile spiegazione nel ruolo della faglia come limite orientale della depressione tettonica permiana del Distretto Vulcanico Atesino.

Il numero e la qualità degli stop rilevati hanno permesso di definire con buona precisione i limiti formazionali e l'andamento delle principali strutture tettoniche, mentre, l'insieme dei dati raccolti restituisce un quadro geologico complesso ma

coerente, risultato della sovrapposizione di processi estensionali, magmatici e compressivi sviluppatasi tra il Permiano e il Neogene.

In conclusione, l'area di Passo Rolle rappresenta un esempio emblematico della complessa evoluzione della catena alpina. La successione di eventi tettono-magmatici e deformativi ha determinato un assetto strutturale finale articolato, talvolta di difficile interpretazione, ma di grande interesse per la ricostruzione delle variazioni del campo di sforzi che hanno modellato il settore meridionale delle Alpi.

Bibliografia

- Bosellini A. & Doglioni C. (1986) - Inherited structures in the hangingwall of the Valsugana Overthrust (Southern Alps, Northern Italy). *Journal of Structural Geology*, 8(5), 581-583.
- Bosellini A., (1965a)- Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Triass. *Mem. Museo St. Nat. Ven. Trid.* (15). 1-72.
- Bosellini A., (1965b) - Particolarità tettoniche delle Dolomiti Nordoccidentali. *Ann. Univ. Ferrara* (9). *Sci. Geol. Paleont.* (4), 1-26.
- Bosellini A., (1968) – Paleontologia pre-anisica delle Dolomiti centrosettentrionali. *Mem. Accad. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fisic. Mat. Nat. S.* 8(9), 1-33.
- *Bosellini A., 1989 - La storia geologica delle Dolomiti. 30–50 , 67, 113–130*
- Bosellini A., Castellarini A., Doglioni C., Guy F., Lucchini F., Perri M.C., Rossi P.L., Simboli G. & Somnavilla E., (1982) - Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale* (edited by Catsellarin A, & Vai G.B.). *Soc. geol. It.*, 189-210
- *Bosellini, A. (1996) - Geologia delle Dolomiti. Athesia.*
- Caputo R., Poli M.E. & Zanferrari A. (2010) - Neogene-Quaternary tectonic stratigraphy of the eastern Southern Alps, NE Italy. *Journal of Structural Geology*, 32(7), 1009-1027, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.004>.
- Carminati E., Lustrino M., Cuffaro M., Doglioni C., (2010)- Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: What we know and what we imagine. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, 36(9), 1-59
- Castellarin A, Vai G.B., Cantelli L., (2006) – The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giuducarie Faults: A Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone. *Tectonophysics*, (414), 203-223.
- Castellarin A. & Cantelli L., 2000 - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps. Journal of Geodynamics*, 30 (2000), 251-274. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264370799000368>
- Castellarin A., Lucchini F., Rossi P.L., Sartori R., Simboli G. & Somnavilla E., (1982) - Note geologiche del Sudalpino sulle intrusioni di Predazzo e dei Monzoni. *Guida alla*

- Geologia del Sudalpino centro-orientale (edited by Catsellarin A, & Vai G.B.). Soc. geol. It., 211-220.
- Castellarin A., Nicolich R., Fantoni R., Cantelli L., Sella M. & Selli L. (2006) - Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect). *Tectonophysics*, 414(1-4), 259- 282, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.10.013>.
 - Cozzi, A., (2002) - Facies patterns of a tectonically controlled Upper Triassic platform-slope carbonate depositional system (Carnian Prealps, Northeastern Italy). *Facies*, 47(1), 151–178. <https://doi.org/10.1007/bf02667711>
 - Curzi M., Zuccari C., Vignaroli G., Degl’Innocenti S., Viola G., (2023) - *Alpine transpression in the Passo Rolle area (Dolomites, Italy): new structural and paleostress constraints*. *Ital. J. Geoscienze* 142(2), <https://doi.org/10.3301/IJG.2023.12>
 - Doglioni C, Bosellini S., (1987)- Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geological Rundschau*, 76(3),735-754
 - Doglioni C. (1987) - Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). *Journal of Structural Geology*, 9(2), 181-193
 - Doglioni C., (1982) - Tettonica triassica nella Valle di Livanallongo (Dolomiti centrali). *Ann. Univ. Ferrara (9)*, *Sci. Geolog. Paleont.* 8, 1-20.
 - Doglioni C., (1984a) - Triassic diapiric structures in the central Dolomites (norther Italy). *Eclog. Geolog. Helv.*, (77), 262-285.
 - Doglioni C., (1985a) – The overthrust in the Dolomites: ramp-flat systems, *Eclog. Geolog. Helv.*, (78), 335-350.
 - Doglioni C., (1985b) – Geometrie lungo l’asse di una kink-band centimetrica. *Boll. Soc. geol. It.* (104),81-86.
 - Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R., Kissling E. & Bernoulli D. (2010) Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 121-158, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>.
 - Masetti D., Fantoni R., Romano R., Sartorio D. & Trevisani E. (2012) - Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. *AAPG Bulletin*, 96(11), 2065-2089, <https://doi.org/10.1306/03091211087>.
 - Massironi M., Preto N. & Zampieri D., 2007 - Carta Geologica della Provincia di Trento. Tavola 45 III – S. Martino di Castrozza. 1:25,000. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico
 - *Massironi M., Preto N., Zampieri D., 2006 - Carta Geologica della Provincia di Trento. Tavola 45 III – S. Martino di Castrozza. 1:25,000. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico. 5 -68*
 - Picotti V. & Cobianchi M. (2017) - Jurassic stratigraphy of the Belluno Basin and Friuli Platform: a perspective on far-field compression in the Adria passive margin. *Swiss Journal of Geosciences*, 110(3), 833-850, <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0280-5h>.

- Pisa G., CAstellarin A., Lucchini F., Rossi P.L., Simboli G., Bosellini A & Sommavilla E., (1979) – Middle-Triassic Magmatism in the Southern Alps. Review of general data in the Dolomites. Riv. It. Paleont. Strat. (85), 1093-1110.
- Winterer E. & Bosellini A. (1981) - Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. AAPG Bulletin, 65(3), 394-421.