

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 del Monte  
Castellazzo, Passo Rolle (TN), e studio  
petrografico-strutturale del basamento  
metamorfico Sudalpino.

Candidato:  
Lorenzo Podeschi

Relatore:  
Prof. Francesco Giuntoli

---

---

Sessione 12/10/2023  
Anno Accademico 2022/2023

# INDICE

ABSTRACT .....	3
1. INTRODUZIONE .....	4
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO .....	5
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	6
3.1. EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA .....	6
3.2. ASSETTO TETTONICO-STRATIGRAFICO .....	9
4. RISULTATI DEL RILEVAMENTO .....	12
4.1. LITOSTRATIGRAFIA .....	12
4.1.1. FORMAZIONE DI WERFEN INFERIORE ( <i>Induano</i> ) .....	12
4.1.2. FORMAZIONE DI WERFEN SUPERIORE ( <i>Olenekiano</i> ) .....	12
4.1.3. COMPLESSO ANISICO INDIFFERENZIATO (UAC) ( <i>Anisico</i> ) .....	13
4.1.4. CORPI FILONIANI MEDIO-TRIASSICI ( <i>Ladinico-Fassanico</i> ) .....	13
4.2. ASSETTO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE .....	13
4.3. ANALISI DEL DATO MESO-STRUTTURALE .....	15
4.3.1. Dati di stratificazione di tutta l'area .....	15
4.3.2. Analisi Stop 6 .....	16
4.3.3. Analisi Stop 35, 36, 37, 39, 43, 44 .....	18
5. APPROFONDIMENTO TEMATICO .....	19
5.1. INQUADRAMENTO .....	19
5.2. METODOLOGIA .....	19
5.3. RISULTATI .....	20
5.3.1. ANALISI alla MESO SCALA .....	20
5.3.2. ANALISI alla MICROSCALA .....	20
5.3. FASI DEFORMATIVE .....	23
6. DISCUSSIONE .....	25
7. CONCLUSIONI .....	27
8. BIBLIOGRAFIA .....	28

## ABSTRACT

Il presente lavoro è la sintesi dell'attività di rilevamento dell'area di Monte Castellazzo, in Comune di San Martino di Castrozza (TN). Insieme alla seguente relazione geologica è stata prodotta una carta alla scala 1:6000 e una sezione geologica della zona. Gli studi si sono posti l'obiettivo di descrivere l'assetto tettono-stratigrafico che caratterizza l'areale assegnato. Il contesto geologico sono le Dolomiti, una porzione del Sudalpino orientale limitata a nord dal retroscorrimento di Funes, e a sud dal thrust della Valsugana, la struttura più importante che si forma a partire dal Miocene. Questa evoluzione porta alla definizione di un grande sinclinorio che compone tutta la geometria di questo settore del Sudalpino. Lo studio ha inoltre approfondito in dettaglio la successione sedimentaria triassica che costituisce le Dolomiti, mostrando come una struttura porti in contatto tettonico il membro di Siusi della Formazione Werfen con la Formazione a Bellerophon. Le relazioni che tale faglia assume con tutta la zona di rilevamento sono uno degli aspetti centrali del presente documento. Nel tentativo di definire le fasi deformative che hanno coinvolto la zona, è stata evidenziata la presenza di strutture locali che potrebbero essere l'espressione di transpressione sinistra.

In secondo luogo, è stato condotto un approfondimento sul metamorfismo e la deformazione del basamento ercinico del Sudalpino, affiorante presso Alpe Tognola (TN), portato in superficie dalla faglia della Valsugana. L'analisi si è svolta analizzando e confrontando le strutture alla meso e alla microscala, discretizzando poi le fasi di blastesi-deformazione che hanno coinvolto il complesso metamorfico. È importante sottolineare come non vi siano stati studi recenti riguardo le microstrutture presenti in tale zona, per cui l'approfondimento è stato condotto basandosi esclusivamente sulle evidenze riconosciute. Un elemento interessante dello studio è stata l'osservazione del ruolo che compie l'alternanza composizionale nell'evoluzione plicativa di un volume roccioso e di come essa possa produrre geometrie complesse.

# 1. INTRODUZIONE

Il presente foglio geologico alla scala 1:6000 è ubicato nel Trentino orientale, presso il Comune di San Martino di Castrozza.

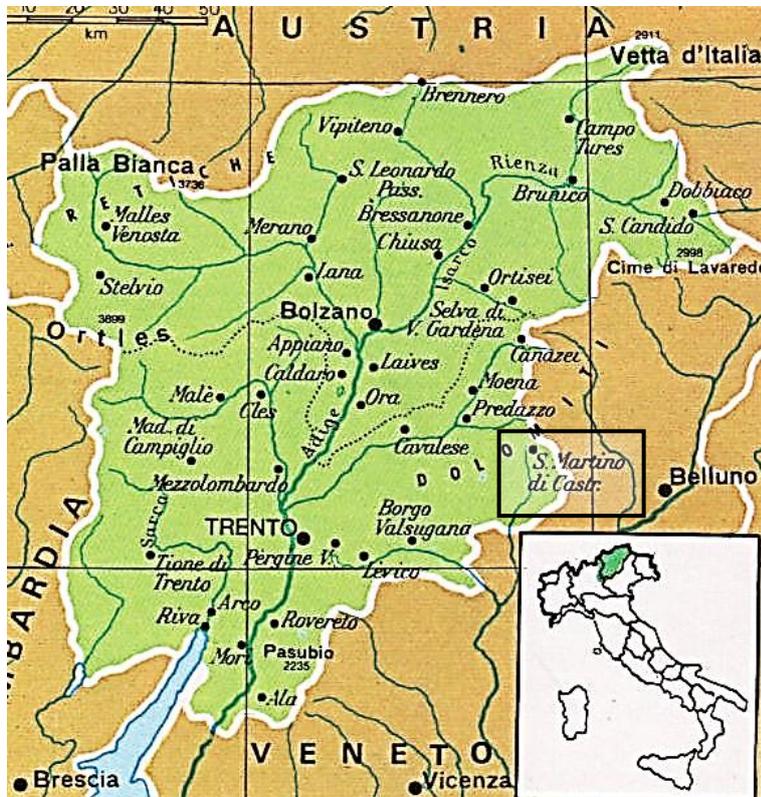


Figura 1. Carta geografia della Regione Trentino. Nel riquadro nero è indicato il sito di rilevamento.

Esso costituisce il prodotto del rilevamento geologico svolto dal gruppo 2 composto da: Lorenzo Podeschi, Roman Rasinski, Elia Stanghellini e Riccardo Dotti, come parte della prova finale per il corso di Laurea in Scienze Geologiche dell'Università di Bologna.

Il lavoro di rilevamento, così come l'intero campo geologico, è stato coordinato dal professor. Giulio Almerino Viola, assistito da: professor. Gianluca Vignaroli, dott. Matteo Roverato, dott. Francesco Giuntoli e dai dottorandi Selina Bonini e Giacomo Carloni.

L'attività di rilevamento è stata svolta con l'obiettivo di realizzare un documento cartografico completo di relazione e sezione geologica, i quali sono oggetto di esaminazione finale insieme a tutto il lavoro sul campo. Si tratta di un progetto di rilevamento che sintetizza le conoscenze e le capacità acquisite durante i tre anni accademici, con il fine di ottenere una relazione geologica dell'areale assegnato che rispetti tutte le caratteristiche scientifiche e morfologiche fondamentali.

Il presente documento è composto nel suo complesso da:

- Testo che illustra i dati raccolti e i risultati del rilevamento
- Sintesi del progetto di approfondimento svolto con il relatore
- Carta geologica in scala 1:6000
- Sezione geologica

## 2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

Il progetto di rilevamento per l'esame finale si è svolto nelle Dolomiti, Alpi meridionali, nel settore più orientale del Trentino, al confine con il Veneto. La località corrisponde a San Martino di Castrozza, in provincia di Trento, situato a circa 100 km a nord-est rispetto al capoluogo trentino (vedi figura 1).

L'area di rilevamento del gruppo 2, come indicato in figura 2, è ubicata poco a nord del comune, all'interno del Parco Naturale Paneveggio-Pale di San Martino nella zona di Passo Rolle. Si affaccia proprio sulle vette e inizia a partire dai piedi della montagna, la Val Venegia, per poi proseguire verso est dove incontra la Cima Costazza, rilievo di 2290 m.s.l.m., terminando lungo il fianco occidentale del Monte Castellazzo, la cui vetta rappresenta il punto più rilevato della zona con i suoi 2333 metri.

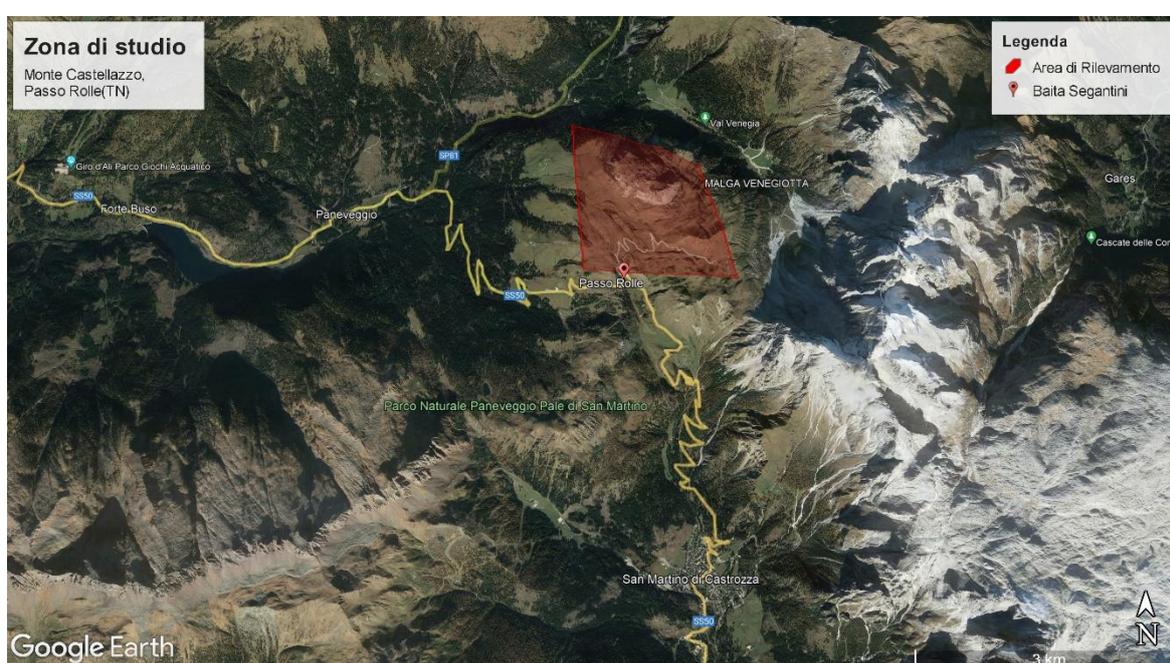


Figura 2. Foto area dell'area di rilevamento effettuata con Google Earth. In rosso si riconosce l'areale studiato.

Dal punto di vista geomorfologico, la topografia è quella tipica di una zona di montagna, caratterizzata, come detto sopra, da due alti rilievi, e dalle aree vallive che si interpongono fra di essi. Il settore meno elevato risulta essere quello all'estremità sud-occidentale, da cui inizia il percorso escursionistico verso le baite della zona.

L'area è dominata da numerosi impluvi che definiscono e articolano la morfologia creando forte irregolarità lungo i fianchi dei due rilievi, consentendo spesso l'affioramento di roccia. L'unica zona sub-pianeggiante è ai piedi di Cima Costazza, nel settore meridionale. Il prodotto dei processi gravitativi recenti è ammirabile perfettamente lungo i fianchi più ripidi del Monte Castellazzo, in particolare dove il rilievo subisce un forte cambio di pendenza. In questi luoghi è presente detrito incoerente di blocchi con grandezza fino a metrica, mentre allontanandosi e abbassandosi di quota prevale copertura di suolo, per lo più ghiaioso-sabbioso. I processi glaciali sono stati attivi soprattutto nel settore più orientale, lungo la Val Venegia, dove termina il complesso delle Pale, al cui interno dominano blocchi erratici da metrici a deca-metrici.

### 3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Sudalpino, all'interno del quale si trova l'area di studio, è una delle unità principali dell'orogene alpino, corrispondente ad una thrust-belt sud vergente (Doglioni, 1987). Essa risulta separata dalle unità nord vergenti della catena alpina dal lineamento Periadriatico (vedi figura 3), un grande sistema di faglie costituito, da est a ovest, dalla Linea della Gail-Pusteria, delle Giudicarie, della Valtellina e del Canavese (Cassinis and Perotti, 2007). Il fronte deformativo risulta sepolto a sud dalla Pianura padana, un grande bacino di avampaese. Si considera il Sudalpino come una porzione perfettamente preservata del margine continentale sud dell'oceano Tetide (Castellarin and Cantelli, 2000), il quale ha registrato tutta la storia deformativa dell'orogene che ha portato ad avere oggi una catena a doppia vergenza.

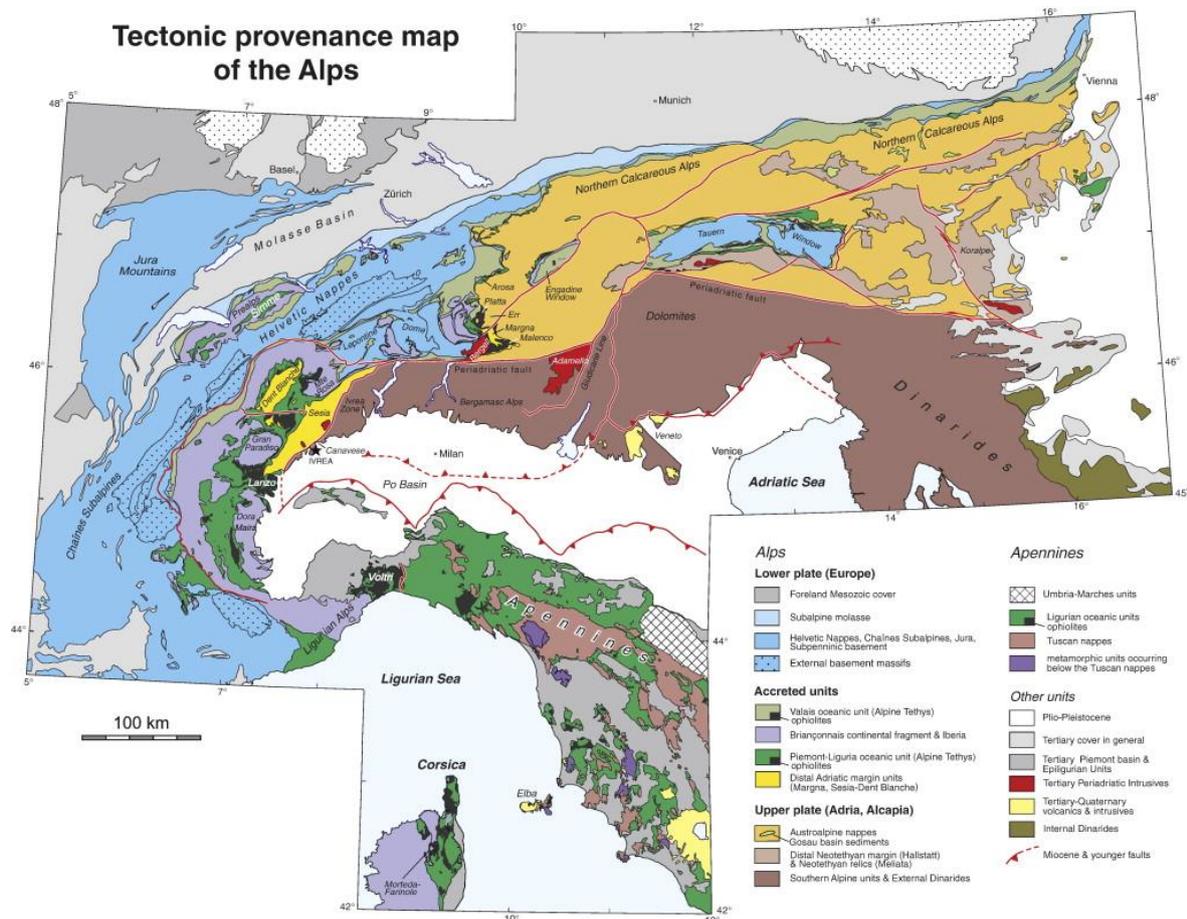


Figura 3. Carta delle Alpi che suddivide la catena in diversi domini tettonici. Le Dolomiti fanno parte del dominio Sudalpino accorpato con quello delle Dinaridi esterne. Handy et al., 2010

#### 3.1. EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

L'evoluzione tettonica è registrata perfettamente all'interno delle successioni delle Alpi sud-orientali e mostra come vi siano stati diversi eventi tettonici (Doglioni e Bossellini, 1987; Doglioni, 1987), riassunti di seguito:

- I) Tettonica estensionale del Permiano inferiore, la quale secondo molti autori è puramente estensiva mentre studi recenti hanno invece evidenziato come la geodinamica di questo periodo abbia avuto anche una componente di trascorrenza destra, con strutture NNE, come la linea delle Giudicarie, unita ad un'estensione normale o obliqua a seconda della zona, lungo faglie ENE assimilabili al lineamento insubrico ([Cassinis and Perotti, 2007](#)). Il basamento viene così smembrato e inizia la creazione di bacini asimmetrici limitati da faglie. L'apice dell'estensione porta ad intensi episodi vulcanici con la messa in posto di potenti ignimbriti che vanno sotto il nome di Gruppo Vulcanico Atesino (Morelli, 2007; [Rottura et al., 1998](#); [Doglioni, 1987](#))
- II) Rifting Permo-Triassico e transtensione orientata circa E-O portano allo sviluppo di geometrie horst e graben a tendenza NNE-SSO. Ciò che accade a livello sedimentologico lungo i margini continentali è la trasgressione marina, con l'instaurarsi di condizioni di prodelta e di sabkha. Si segnalano anche importanti intrusioni diapiriche tardo permiane che produssero enormi frane sottomarine e deformazioni gravitative, le quali in passato furono erroneamente associate ad attività compressiva medio-triassica ([Castellarin and Cantelli, 2000](#)). Si creano successivamente le prime piattaforme con l'impostazione di sedimentazione mista tra carbonatica e silicoclastica, che passano con il progredire dell'estensione a piattaforme separate da bracci di mare più profondi ([Massari, 1994](#)).
- III) La tettonica medio-triassica si struttura in una fase estensionale che porta a subsidenza differenziale e sollevamento locale, con la nucleazione di piattaforme isolate alternate a bacini subsidenti ([Doglioni, 1987](#)). L'estensione raggiunge il suo apice nel Ladinico, a cui si associano episodi di vulcanismo e magmatismo con importanti intrusioni basaltiche che producono filoni discordanti, i quali tagliano tutte le unità precedenti. Successivamente i bacini verranno colmati e riprenderà una sedimentazione di carattere carbonatico su aree più vaste. È presente anche una componente compressiva localizzata nelle Dolomiti, attivata da una transpressione sinistra, evidenziata in particolare dalla deformazione delle evaporiti permiane. ([Selli, 1991](#); [Doglioni, 1987](#); [Doglioni, 1984](#)).
- IV) Rifting giurassico porta all'iniziale apertura dell'oceano Ligure-Piemontese e si sviluppano condizioni sedimentologiche che variano direttamente rispetto all'assetto tettonico ([Doglioni, 1987](#)). Si formano inizialmente il bacino bellunese e quello lombardo separati dall'horst di Trento, con condizioni di mare basso e palustri negli alti strutturali che passano a condizioni pelagiche per via dell'ingressione marina, mentre nei bassi strutturali le condizioni cambiano a seconda della posizione, difatti nel bacino Lombardo continuano ad esserci condizioni di mare profondo, mentre in quello Bellunese si passa a condizioni di scarpata. È importante sottolineare come tutte le strutture dovute al rifting verranno ereditate dal sistema strutturale, influenzando fortemente l'evoluzione tettonica ([Doglioni & Bosellini, 1987](#)).
- V) Subduzione della Tetide alpina al di sotto della placca europea che produce un'inversione strutturale del sistema con fasi di compressione multiple che vanno dal Cretaceo fino all'Eocene ([Doglioni & Bosellini, 1987](#)). Si attiva così il raccorciamento crostale, con una iniziale deformazione che varia da ovest ad est, passando da raccorciamento puro nei settori occidentali a transpressione sinistra in quelli centrali con l'enucleazione della linea delle Giudicarie, mentre nella porzione orientale si formano addirittura horst e graben allungati, sintomo del fatto che la collisione è stata rotazionale e soprattutto diacrona. Questo si

tradusse nella formazione di rampe frontali come le Alpi Bergamasche che compiono una transizione a rampe laterali lungo il lineamento delle Giudicarie, probabilmente associate alle strutture estensionali che delineavano il bacino Lombardo e il plateau di Trento ([Doglioni 2007](#)). Tali strutture verranno poi intruse da corpi plutonici che andranno a formare il Batolite dell'Adamello. La fase successiva si struttura a partire dall'Eocene medio, con la deformazione che interessa tutta la porzione orientale del Sudalpino generando pieghe e sovrascorrimenti con direzione di scorrimento NO, che originano il sistema Dinarico ([Doglioni, 1987](#)). Solo dall'Oligocene inferiore si inizia a delineare il lineamento Periadriatico, con la formazione di thrust a vergenza sud secondo una geometria ramp-flat.

- VI) Compressione Neogenica post-collisionale che riattiva il reticolo tettonico ereditato dal Permiano-Mesozoico. La compressione, ad oggi ancora in atto, è stata accomodata nel Sudalpino attraverso retro-scorrimento a vergenza sud, con un raccorciamento di circa 30 km ad occidente, che varia fino a 15 km nei settori orientali, probabilmente per via dell'andamento irregolare della catena legato alla dislocazione provocata dalle Giudicarie, la quale, secondo alcuni studi, è stata riattivata in transpressione sinistra nel Miocene medio ([Viola et alii, 2001](#)). Il risultato è la formazione di tre distinti sistemi regionali ([Castellarin and Cantelli, 2000](#)), (i) il sistema Dinarico che accomoda una compressione NE-SO e raccorciamento crostale, (ii) il sistema di thrust della Valsugana che si attiva a partire dal Miocene come risposta ad una compressione NNO-SSE, il quale si ritiene essere il driver principale del backthrusting che forma la geometria odierna delle Dolomiti, con vergenza principale verso sud, ed infine (iii) il sistema transpressivo Schio-Vicenza attivo dal Miocene fino al Pliocene, ascrivibile ad una fase tardiva post-collisionale in cui si ha una rotazione del campo di sforzi. Il sistema della Valsugana nello specifico coinvolge anche il basamento cristallino, portandolo a sovrascorrere per oltre 4 km sulle coperture cenozoiche delle Pre-Alpi Venete. Questo generò un grande sinclinorio, con un trasporto di tipo piggy back che porta allo sviluppo di un pop-up, accomodato a nord dai retro-scorrimenti nord-vergenti e a sud dalla rampa della Valsugana definendo così le Dolomiti ([Doglioni, 1987](#)).
- VII) Tettonica plio-quadernaria che coinvolge i settori centro-orientali del Sudalpino costituita da compressione N-S che amplifica le strutture neogeniche. Il sistema di thrust attivo a partire dall'Oligocene continua ancora oggi, ciò lo si evince dalla continua riattivazione in e fuori sequenza di sovrascorrimenti verso sud rispetto al thrust della Valsugana che separa le Dolomiti dalle Pre-Alpi Venete, tra i quali si segnalano quello di Belluno e quello di Bassano-Maniago ([Curzi et al., 2023](#); [Zuccari et al., 2021](#); [Vignaroli et al., 2020](#)).

### 3.2. ASSETTO TETTONICO-STRATIGRAFICO

Il settore di studio, come accennato in precedenza, corrisponde alla porzione orientale del Sudalpino, indicata in letteratura con l'acronimo di ESA (Eastern Southern Alps), circoscritto ad ovest dal sistema delle Giudicarie, un importante tratto del lineamento insubrico orientato NNE-SSO (Cassinis and Perotti, 2007), e ad est dalla porzione più occidentale delle Dinaridi, un sistema di pieghe e sovrascorrimenti sviluppatosi lungo il margine più settentrionale di Adria (vedi Figura 4). Verso sud il settore comprende non solo le Dolomiti, ma anche le Pre-Alpi Venete, separate dal thrust della Valsugana (da qui in poi VT = Valsugana Thrust).

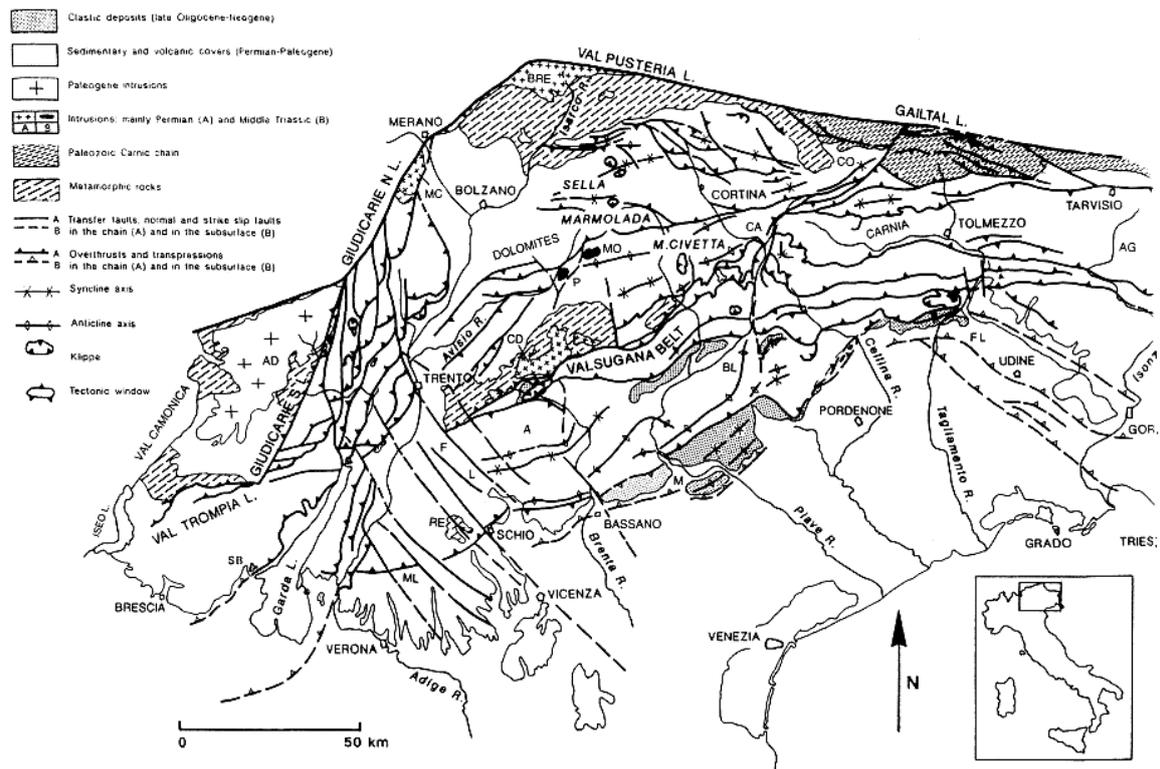


Figura 4. Assetto tettonico del Sudalpino (Castellarin and Cantelli 2000, modified from C.N.R., 1991, Castellarin et al., 1998b).

Dal punto di vista strutturale si tratta di una catena a pieghe e sovrascorrimenti a tendenza E-O, con thrust direzione ENE-OSO immergenti NNO. L'attivazione dei thrust è avvenuta in sequenza da nord verso sud, ma ad oggi sono state osservate anche riattivazioni fuori sequenza, che sfruttano strutture relitte (Zuccari et al., 2022). L'assetto si compone di tre zone principali, a partire da N: (i) il thrust della Valsugana, (ii) il thrust di Belluno, una struttura immergente verso nord, la quale è stata oggetto di studi recenti per via delle sue riattivazioni multiple (Vignaroli et al., 2020), ed infine (iii) il Bassano-Maniago thrust.

Considerando la porzione meridionale della sezione Transalpina (vedi Figura 5), l'ESA è composta da una geometria ramp-flat definita dai sovrascorrimenti principali sopracitati. Si osserva inoltre la forte componente di retro-scorrimento a vergenza nord, un esempio è il sovrascorrimento di Funes che delimita le Dolomiti. Le coperture coinvolte dalle falde tettoniche vanno dal Triassico al Paleocene, ed è importante sottolineare come la variabilità litologica delle stesse influenzi fortemente lo stile deformativo complessivo, difatti la

dominante componente marnosa dei litotipi produce accomodamento mediante scivolamento flessurale durante le fasi di piegamento e sovrascorrimento ([Doglioni & Neri, 1988](#); [Doglioni, 1987](#)).

Questa sezione permette di osservare bene come la tettonica neogenica sia anche di natura thick-skinned, con il VT che porta ad affiorare anche il basamento nell'area di Agordo, al di sopra delle coperture venete. Questo viene coinvolto soprattutto nella porzione interna, ossia più a nord, dove il raccorciamento è stato maggiore ([Doglioni, 1987](#)).

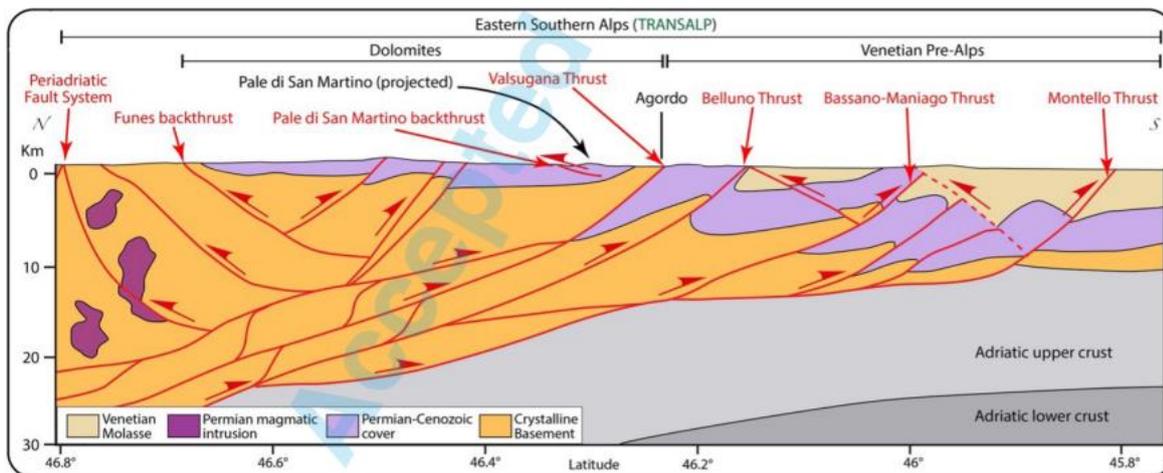


Figura 5. Struttura crostale dell'ESA desunta dal Profilo Transalpino (Curzi et al., 2023, modificata da Castellarin et al., 2006).

L'area di rilevamento è situata nella zona di Passo Rolle, a circa 15 km a nord rispetto al VT, per cui al tetto della struttura. Si tratta di una porzione fondamentale dell'ESA in quanto caratterizzata da un record stratigrafico ben affiorante e importanti evidenze strutturali, per cui è stata oggetto non solo di rilevamento dai corsi universitari italiani, ma anche di analisi di dettaglio riguardo la definizione di zone sismogenetiche.

La struttura più rilevante e argomento di studi è la faglia di Passo Rolle (da qui PRF). Essa presenta direzione NNO-SSE e immersione Est e ripartisce l'area in due porzioni: quella occidentale in cui affiorano spesse ignimbriti permiane, facenti parte del Complesso Vulcanico Atesino, che ricoprono il basamento; mentre in quella orientale si rinvengono sottili vulcaniti a composizione riodacitica, su cui giace la successione sedimentaria permiana che in alcuni settori copre direttamente il basamento ([Curzi et al., 2023](#) ; [Doglioni & Neri, 1988](#)). Essa è costituita da depositi silicoclastici che si sono formati in condizioni di piana alluvionale semi-arida corrispondenti alle Arenaria della Val Gardena (AVG), seguita da una transizione a depositi evaporitici tipici di sabkha costiera rappresentati dalla Formazione a Bellerophon (BEL). La porzione sovrastante è costituita dalle coperture triassiche, rappresentate in gran parte dalla Formazione del Werfen (WER), una potente unità composta essenzialmente da depositi di mare sottile, sopra la quale si trova l'unità del Complesso indifferenziato (UAI), i cui membri variano da depositi conglomeratici di aste fluviali fino ad ambienti sub-tidali di mare basso. Seguono poi la Formazione di Livinallongo, costituita da depositi di bacino profondo, e in eteropia, al top della successione, la Dolomia dello Sciliar che è rappresentata da sedimenti di margine di piattaforma e di scarpata. Questo assetto è il risultato di

un'evoluzione polifasica della PRF, la quale durante il Paleozoico rappresentava il margine del Distretto Vulcanico Atesino, dopo di che, durante il Mesozoico, è stata attivata secondo una cinematica distensiva ([Doglioni & Bosellini, 1987](#)). Il sistema ha poi subito un'inversione strutturale durante l'orogenesi Alpina in cui l'accomodamento avviene secondo transpressione sinistra come risposta ad una compressione NO-SE. Riguardo a questa fase, studi recenti mostrano soltanto evidenze di riattivazioni di strutture secondarie nei settori fiancheggianti la PRF, appartenenti probabilmente alla zona di danneggiamento della faglia ([Curzi et al., 2023](#)). Tutto l'assetto descritto è sintetizzato graficamente in maniera chiara in Figura 6.

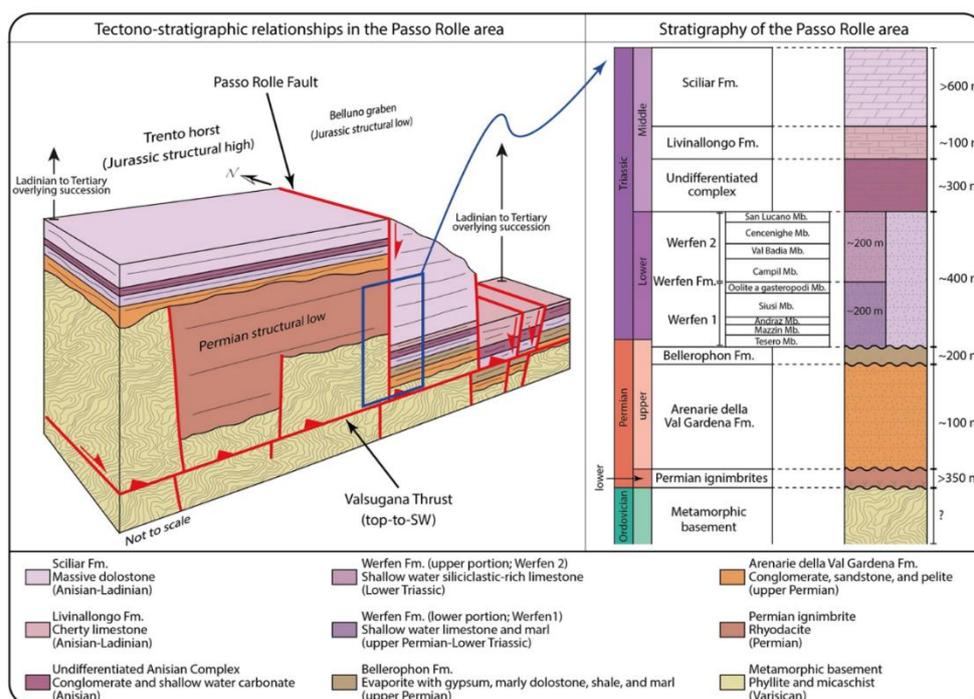


Figura 6. Diagramma schematico che mostra le relazioni tettono-stratigrafiche dell'area di Passo Rolle. (Curzi et al., 2023, ridisegnata e modificata da Bosellini & Doglioni, 1986).

La nostra area di studio comprende in minima parte la struttura qui sopra descritta nell'estremo sud-occidentale, mentre la porzione restante copre il blocco orientale in cui è possibile rinvenire solamente coperture triassiche. Per quanto riguarda il basamento che costituisce il substrato, sappiamo come sia portato in sovrascorrimento dal VT e affiori nelle porzioni meridionali della zona, presso Cima Tognazza, la quale è stata oggetto di campionamento e studio, i cui risultati sono illustrati in una sezione dedicata nel presente documento. Il basamento non risulta però compreso nella limitata zona di rilevamento.

## 4. RISULTATI DEL RILEVAMENTO

### 4.1. LITOSTRATIGRAFIA

Lo studio della zona di Monte Castellazzo ha portato ad osservare l'affioramento delle coperture triassiche a partire dal Membro di Siusi, appartenente alla Formazione di Werfen, fino al Complesso indifferenziato, che costituisce l'unità stratigraficamente più alta distinta nell'area. Inoltre, sono stati riconosciuti corpi intrusivi discordanti all'interno delle coperture. Nella porzione più sud-occidentale della zona non sono stati osservati affioramenti, ma è stato ipotizzato sulla base della topografia e dei dati raccolti dai gruppi limitrofi, che sia presente la Formazione a Bellerophon in contatto tettonico con il Membro di Siusi. Il riconoscimento e la caratterizzazione delle varie unità sono stati fatti sulla base delle descrizioni delle Note illustrative del Foglio 45 di San Martino di Castrozza. Sono state individuate come affioranti le seguenti formazioni e membri dal basso all'alto stratigrafico:

#### 4.1.1. FORMAZIONE DI WERFEN INFERIORE (*Induano*)

##### 4.1.1.1. Membro di Siusi (SIU)

Banchi decimetrici di calcareniti grigie, con granulometria da 1 a 0.1 mm, con bivalvi del genere *Claraia*, intercalate da calcari marnosi più verdastri centimetrici maggiormente stratificati. Si passa a siltiti di colore rosso nella parte alta, in cui aumenta la componente sabbiosa e argillosa.

##### 4.1.1.2. Membro dell'Oolite a gasteropodi (OG)

Calcarenite fossilifera di colore grigio chiaro, ben stratificata con strati centimetrici, matrix-supported, con forme di fondo quali ripple marks. Sono presenti bivalvi, gasteropodi e ooliti. Si notano intercalazioni di strati siltosi rossastri laminati, prive di fossili, nella parte alta.

#### 4.1.2. FORMAZIONE DI WERFEN SUPERIORE (*Olenekiano*)

##### 4.1.2.1. Membro del Campil (CAM)

Si trova in contatto graduale con l'Oolite a gasteropodi, è formata da strati decimetrici di calcareniti massive più competenti, con bivalvi, intercalate a siltiti laminate. I livelli siltosi si contraddistinguono per macchie verdastre di riduzione. Si nota la presenza di strutture di fondo.

##### 4.1.2.2. Membro di Val Badia (VAL)

Banchi metrici composti da calcare siltoso di color grigio-azzurro fino ad ocre, con stratificazione piano parallela. Sono presenti tracce di bioturbazione, livelli glauconitici e micacei. Salendo nell'unità la stratificazione si assottiglia, passando da strati decimetrici a centimetrici, quest'ultimi sono intervallati da orizzonti marnosi. Si segnala un abbondante contenuto fossilifero, con bivalvi, ammonoidi e gasteropodi.

##### 4.1.2.3. Membri di San Lucano e Cencenighe (CNC+SL)

Il membro di Cencenighe è composto da calcareniti, di colorazione cariate, con livelli olitici e crinoidi, che passano a dolomie cariate grigio-ocra, prive di fossili e cristalline nella parte alta. Il San Lucano è contraddistinto da banchi arenacei e siltosi di colorazione violacea e rossastra, a cui si alternano banchi dolomitici.

#### **4.1.3. COMPLESSO ANISICO INDIFFERENZIATO (UAC) (*Anisico*)**

Sono state accorpate le 3 unità dell'UAC, insieme alla Dolomia del Serla. Il litotipo è molto variabile, si passa da siltiti molto compattate, di colorazione grigiastra, a calcari cristallini biancastre, fino a dolomie grigie, fetide al taglio, cristalline nella parte medio-alta della successione. La distinzione è stata fatta sulla base della compattezza dei livelli siltitici, e sulle caratteristiche delle dolomie.

#### **4.1.4. CORPI FILONIANI MEDIO-TRASSICI (*Ladinico-Fassanico*)**

Filoni discordanti, con spessori fino a 2 metri, costituiti da una roccia scura, di natura magmatica, con tessitura da porfirica ad afirica. La pasta di fondo è tendenzialmente scura, da microcristallina ad afanitica, ricca in anortite, sono comuni fenocristalli di pirosseni di qualche millimetro, ad abito tondeggianti con una buona lucentezza che li contraddistingue. Più rari si presentano i cristalli di olivina, con colorazione più verdastra o giallognola. La composizione generale varia da trachibasaltica a trachandesitica.

## **4.2. ASSETTO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE**

L'assetto che compone la zona di rilevamento, partendo dai quadranti meridionali, è caratterizzato dal contatto tettonico tra la Formazione a Bellerophon e il membro di Siusi, il quale sta al tetto della faglia, vincolando una cinematica di tipo normale. Al di sopra la polarità della successione è preservata, di fatti seguono tutti i successivi membri del Werfen. Questi hanno un'immersione verso nord, e si denota una rotazione della direzione da ovest verso est, in cui si passa da giaciture nord-est immergenti a nord-ovest immergenti. Scendendo lungo il fianco più orientale di Cima Costazza si entra in una vallata dominata essenzialmente da grandi blocchi decametri derivanti dal trasporto glaciale, uniti ad una topografia molto sconnessa caratterizzata da molti impluvi lungo il versante.

La porzione settentrionale è dominata dal rilievo del Monte Castellazzo, dove alla base del fianco sud-ovest affiorano dei banchi di qualche metro immergenti verso NNE lungo i quali è stato possibile osservare il plausibile contatto tra il membro di Val Badia e quello di Cencenighe. I versanti del monte sono dominati da detrito di versante, composto da blocchi spigolosi e incoerenti, di dimensioni metriche. Solo nella porzione più rilevata del monte si osserva affiorare l'unità del Complesso Indifferenziato, la quale immerge in maniera monoclinale verso NO. Questa immersione subisce un'inversione nella parte più settentrionale del settore, dove sono stati osservati affioramenti con immersione verso SSE, le cui giaciture seguono la tendenza vista più a sud. Ciò porta alla delineazione di una grande sinclinale a forma ellittica, con asse circa E-O, come mostra lo stereonet di figura 8 in cui il piano in blu corrisponderebbe al piano pigreco. Tale geometria è stata raffigurata anche nella sezione allegata, dove è possibile riconoscere una traccia del piano assiale immergente ad alto angolo.

La zona che risulta maggiormente interessata da strutture è il fianco nord-est del Monte Castellazzo. Quest'area è dominata dall'alternanza di pennacchi di roccia, identificati come Complesso indifferenziato e membro di Cencenighe/San Lucano, alternati a insenature sub-pianeggianti. Qui sono stati individuati vari piani di faglia con direzione circa NO-SE, a partire dall'altopiano, proseguendo verso nord-est. Tali strutture risultano antitetiche, passando da un'immersione verso NE ad una verso SO, e seguono le insenature della topografia. Non è

stato possibile vincolare la loro cinematica in quanto non sono stati osservati indicatori quali strie o slickenside.

Nell'area sud-orientale, presso Baita Segantini, sono presenti strutture plicative quali antiformali e sinformi. In questa fascia la topografia è costituita da varie gibbosità, piccole collinette più rilevate separate da impluvi e area pianeggianti. In questa zona affiora il membro del Campil, ripiegato a formare strutture con assi fra loro perpendicolari in termini di direzione. Le strutture presso gli stop 5 e 16 riportati in carta, non sono cilindriche poiché gli assi di piega risultano avere cambi di direzione e inclinazione (vedi Figura 7). In carta sono stati rappresentati l'asse di piega e la traccia del piano assiale generali di quelle strutture, trattandosi con buona probabilità di un fenomeno locale al membro del Campil.

È stata indagata in dettaglio un'altra struttura interessante, quella presso lo stop 6, dove sono state osservate evidenze di flexural slip lungo i piani di strato calcarenitici a contatto con le siltiti, insieme a piani discreti che tagliano ad alto angolo una serie locale di antiformali e sinformi chiuse, con strie e gradini di calcite che indicano una transpressione top to SO. Si nota inoltre la creazione di un clivaggio di piano assiale sub-verticale. L'affioramento è approfondito nel capitolo seguente.

I corpi geologici più recenti sono rappresentati da dicchi basici, i quali tagliano ad alto angolo in maniera discordante la stratigrafia. Sono stati rinvenuti lungo una fascia NO-SE la quale è parallela con la direzione seguita dai filoni triassici.

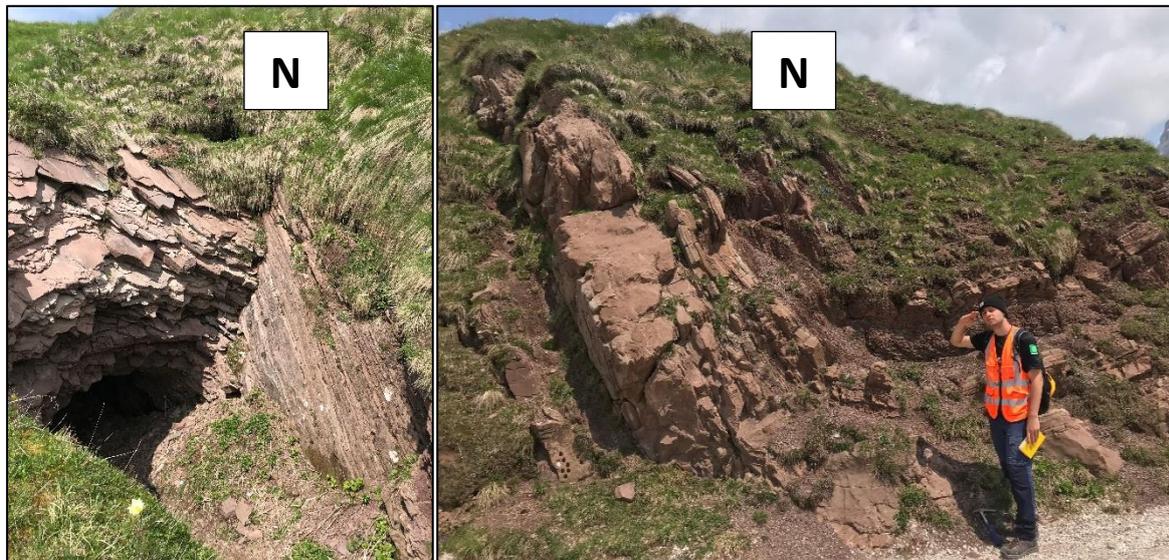


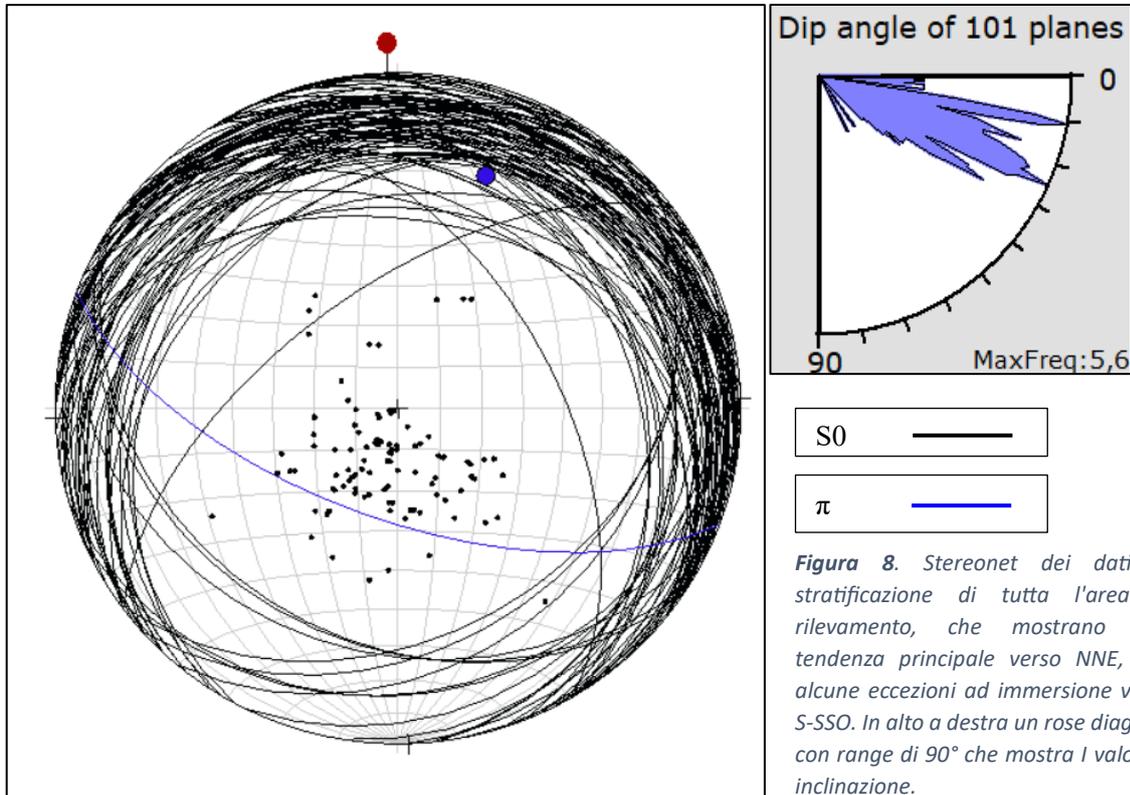
Figura 7. A sinistra l'antiforme dello stop 16, con asse immergente verso ENE; a destra lo stop 5, precisamente la sinforme che succede l'antiforme non visibile dalla foto, con asse immergente verso NNE a basso angolo.

### 4.3. ANALISI DEL DATO MESO-STRUTTURALE

Lo studio meso-strutturale è suddiviso in tre gruppi di dati principali, i cui risultati sono riportati di seguito.

#### 4.3.1. Dati di stratificazione di tutta l'area

Il seguente stereo plot riporta tutti i valori della stratificazione (S0) raccolti.



*Figura 8. Stereonet dei dati di stratificazione di tutta l'area di rilevamento, che mostrano una tendenza principale verso NNE, con alcune eccezioni ad immersione verso S-SSO. In alto a destra un rose diagram con range di 90° che mostra i valori di inclinazione.*

Quello che si evince dal diagramma è la presenza di una maggioranza di strati immergenti verso i quadranti settentrionali generalmente a basso angolo, come descritto in precedenza. Inoltre, si nota come vi siano dati strato con immersione opposta, verso sud. Questo ha portato alla realizzazione di un diagramma pigreco, attraverso l'ausilio di Visible-Geology, che mostra la presenza di un piano assiale orientato ONO-ESE. Si ha la definizione di una sinclinale, con asse di piega orientato circa E-O. Tale ricostruzione si discosta leggermente dalla sezione, poiché quest'ultima, essendo orientata NO-SE, considera un'inclinazione del piano assiale relativa solo ai dati perpendicolari ad essa e soprattutto limitrofi. È probabile che si tratti di una geometria che forma un grande bacino con al centro il Monte Castellazzo.

### 4.3.2. Analisi Stop 6

L'affioramento in questione è rappresentato in figura 10, dove sono state evidenziate le strutture principali. Si tratta di un'antiforme, seguita da una sinforme, con all'interno un clivaggio di piano assiale in zona di cerniera, il tutto fagliato da thrust immergenti verso NO. Lo schema evidenzia vari aspetti interessanti della struttura. Il primo è come il clivaggio di piano assiale sovra impronta la stratificazione, ciò accade in maniera pervasiva in zona di cerniera dove addirittura la  $S_0$  si inizia a perdere. In secondo luogo, si nota come siano presenti slickenside lungo i piani di faglia e lungo le testate di strato, i quali indicano una cinematica inversa, con una debole componente di trascorrenza sinistra. Questo porta a definire le strutture più recenti come thrust in cui è presente almeno una fase di transpressione, quasi dip-slip, top-to-south, e a dedurre come ci sia stato flexural slip fra gli strati arenacei e quelli siltosi.

I due stereonet in figura 9 sono invece il prodotto di una ricostruzione effettuata con il software WinTensor. Il primo stereonet a sinistra mostra i dati riguardanti i piani di faglia immergenti verso NO con annessi pitch, uniti ad un'analisi cinematica che definisce gli assi degli sforzi principali. Si notano due set di giaciture corrispondenti ai fianchi di piega, con asse circa NE-SO. Il diagramma a sinistra evidenzia una compressione NO-SE, la quale dovrebbe corrispondere alla componente di transpressione osservata lungo i piani di faglia. Il secondo stereonet mostra invece la  $S_0$  che si imposta in due set, corrispondenti sostanzialmente ai fianchi di piega, con immersione rispettiva verso ENE e NO, con qualche eccezione.

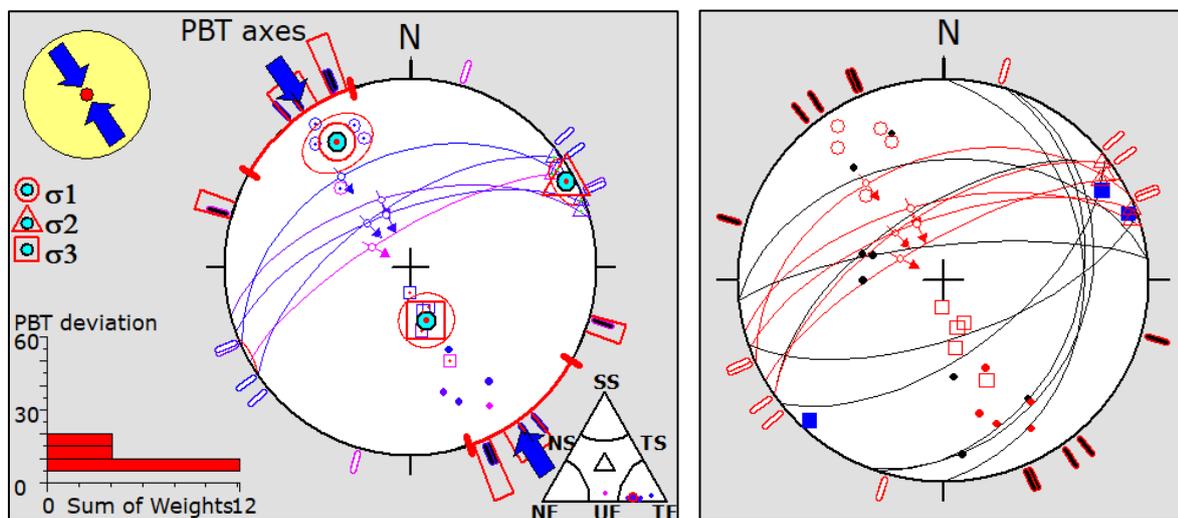


Figura 9. A sinistra un diagramma che rappresenti i 3 assi di sforzo principali, a destra lo stereonet con tutti i dati raccolti dell'affioramento. In rosso sono raffigurate le faglie, in nero le misure di strato e i quadratini blu corrispondono agli assi di piega misurati sul campo.

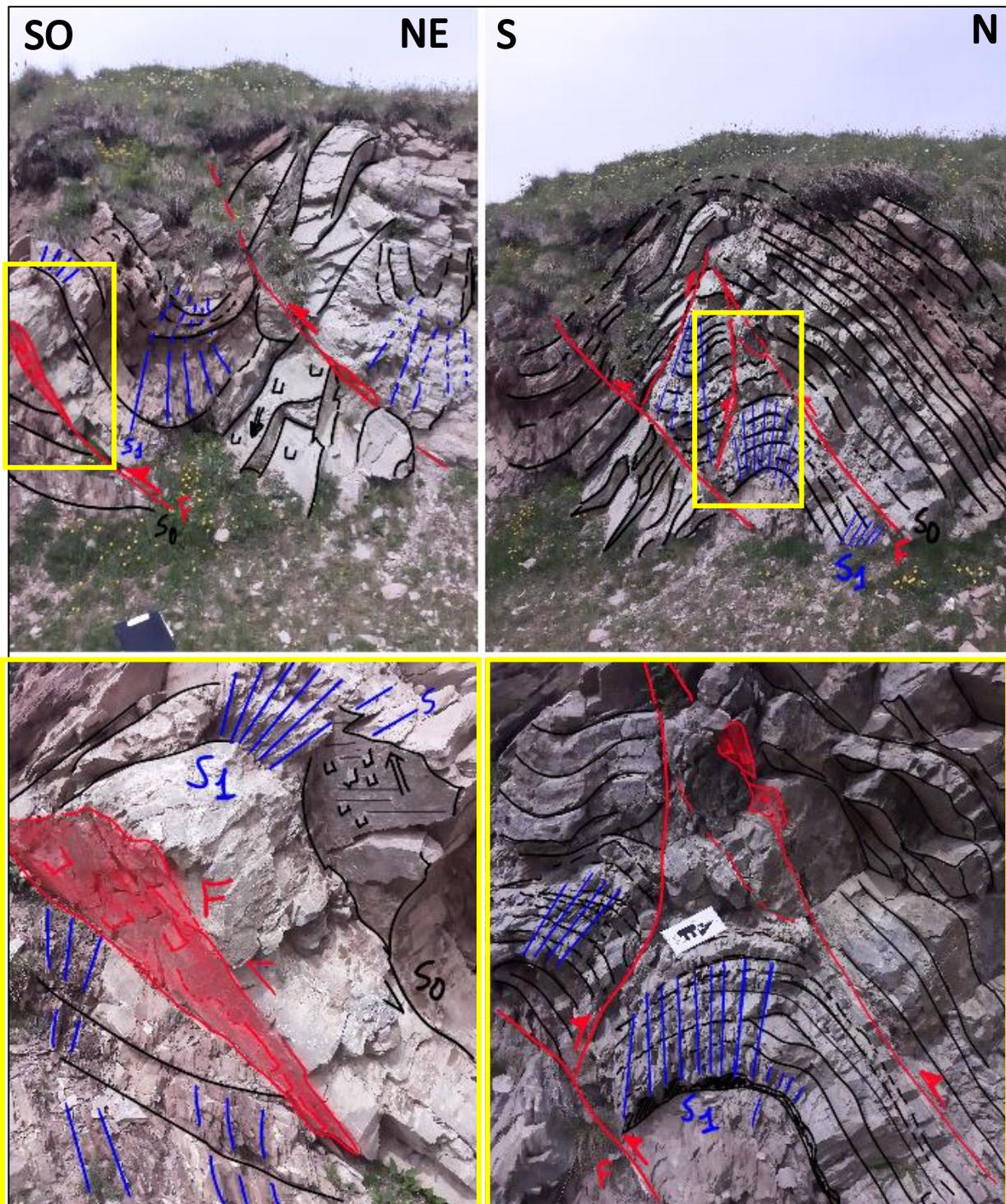


Figura 10. Foto con sketch che evidenziano le strutture principali dell'affioramento. In nero la stratificazione ripiegata, in rosso i thrust e in blu il clivaggio di piano assiale.

### 4.3.3. Analisi Stop 35, 36, 37, 39, 43, 44

L'insieme dei dati raccolti riguardo le faglie osservate lungo il fianco nord-est del Monte Castellazzo è riportato nello stereonet in figura 11. È possibile riconoscere due sistemi di faglie antitetiche, che individuano delle strutture orientate circa NO-SE come direzione, ed immergenti rispettivamente verso SO e verso NE. L'aspetto interessante di queste strutture è la relazione che esse assumono se confrontate con la topografia, in quanto si impostano sub-parallelamente a delle insenature che creano aree sub-pianeggianti le quali smembrano il fianco del versante in una serie di alti e bassi topografici. Un ulteriore parametro da tenere in considerazione è il parallelismo che esse presentano nei confronti della struttura principale della area di rilevamento, il contatto tettonico tra membro di Siusi e Formazione a Bellerophon. Potrebbe trattarsi per cui di un sistema secondario di faglie normali minori, più localizzato, a creare una topografia di questo tipo insieme ad un'azione carsica facilitata da tali strutture.

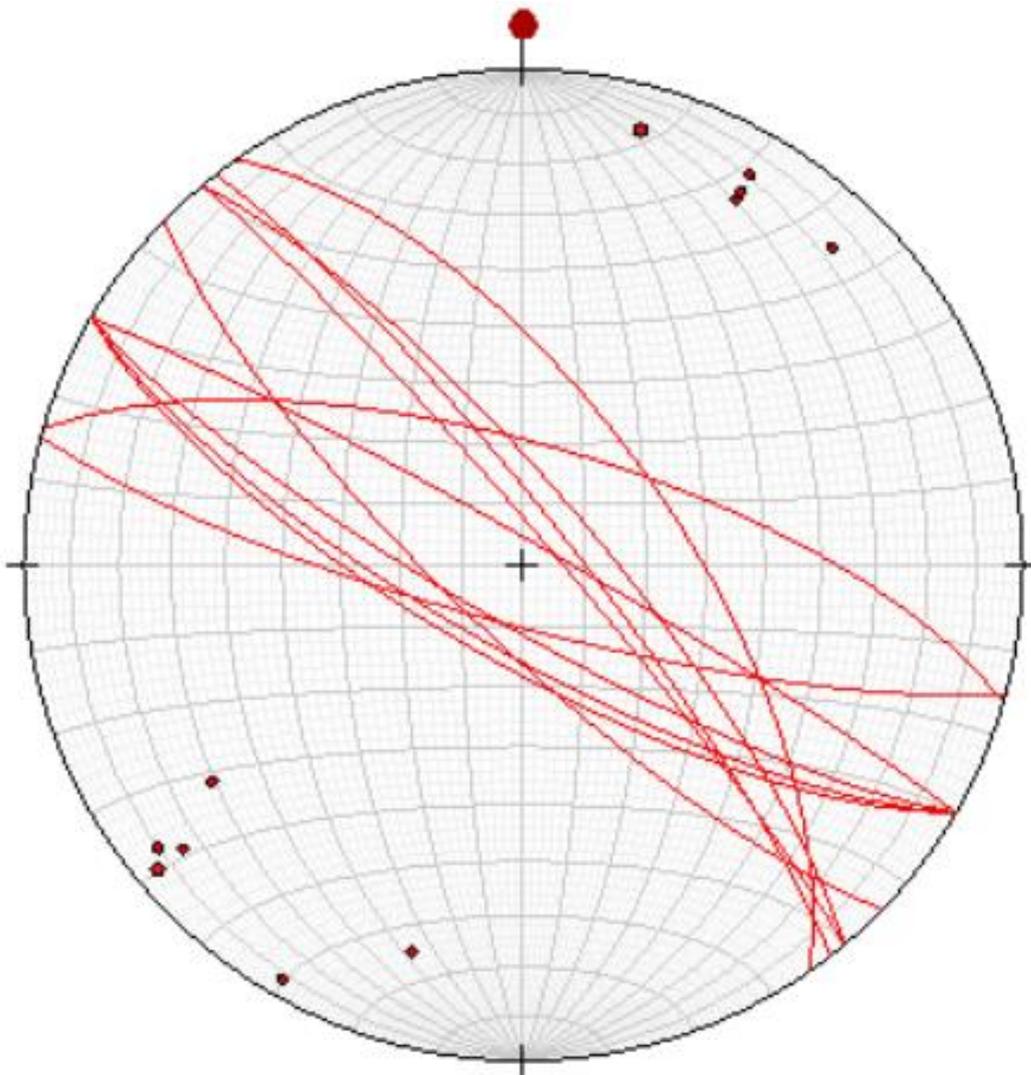


Figura 11. Stereonet raffigurante in rosso le faglie nella fascia NO del Monte Castellazzo. Sono presenti due set di strutture a direzione NO-SE, immergenti in maniera opposta come evidenziano i poli delle strutture.

## 5. APPROFONDIMENTO TEMATICO

### 5.1. INQUADRAMENTO

Il basamento metamorfico studiato si trova ad Alpe Tognola, presso il comune di San Martino di Castrozza (BZ), nell'est delle Alpi Meridionali. Esso corrisponde al nucleo centrale del basamento del Sudalpino orientale. Il suo affioramento è riconducibile all'attività della linea della Valsugana, una grande rampa frontale che ha portato a sovrascorrere tutto il complesso al di sopra delle coperture permo-triassiche. Le rocce metamorfiche che compongono la zona vengono descritte come filladi quarzifere, derivanti da sequenze silicoclastiche, di età compresa fra il Cambriano superiore e l'Ordoviciano inferiore ([Poli e Zanferrari, 1991](#)). Si tratta di membri che variano da meta-peliti a metapsammiti, ricche in quarzo e minerali argillosi. Il metamorfismo è ascrivibile alla orogenesi varisica e avviene sostanzialmente in facies scisti verdi, con variabilità di sub-facies da almandino a clorite, da sud a nord. L'unità esaminata corrisponde a quella che nel foglio 45 di San Martino di Castrozza, prodotto dalla Provincia autonoma di Trento, è indicata come Formazione di Bressanone.

Non sono presenti studi recenti a riguardo, i lavori più recenti propongono 4 fasi deformative principali ([Poli e Zanferrari, 1991](#)):

- D1(~350 Ma): Formazione sin-metamorfismo di pieghe isoclinali F1 per taglio semplice sub-orizzontale con un clivaggio di piano assiale che materializza una S1, spesso le strutture sono sradicate parallelamente ad essa.
- D2(~320 Ma): Formazione di pieghe coricate F2 da chiuse a serrate, ad asse N-S, con metamorfismo sempre in facies SV, sub-facies Qtz-Alb-Ms-Chl ([Whitney et al, 2010](#)). È presente anche in questo caso una foliazione di piano assiale S2 penetrativa.
- D3(Miocene medio-Pleistocene medio): Formazione di kink asimmetrici, con uno stile deformativo per lo più fragile, innescato dall'attivazione del thrust della Valsugana.
- D4(Pleistocene medio-Olocene): Formazione di pieghe en-echelon F4 e di kinks moderatamente asimmetrici, associati ad un movimento di trascorrenza sinistra lungo la faglia della Valsugana.

### 5.2. METODOLOGIA

Il seguente studio si è svolto grazie al campionamento effettuato presso Cima Tognola, dove sono stati raccolti un totale di tre campioni, dei quali è stata individuata la lineazione di stretching e la sua orientazione rispetto al nord. Successivamente sono state prodotte un totale di sei sezioni sottili, due per campione, rispettivamente con un taglio parallelo e perpendicolare alla lineazione. Questo è stato fatto in modo tale da poter riconoscere, sia il senso di taglio che ha prodotto la lineazione e la scistosità principale, che gli eventi metamorfico-deformativi orientati perpendicolarmente ad essa. L'analisi delle sezioni si è poi svolta presso il laboratorio del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Bologna, attraverso l'ausilio di un microscopio ottico a luce trasmessa, con la possibilità di utilizzare anche la luce riflessa, utile soprattutto al riconoscimento dei minerali opachi. Ogni sezione è stata così descritta sulla base delle strutture osservate e dei minerali che le marcavano. Sono state poi effettuate fotografie al microscopio a vari ingrandimenti degli elementi marker delle fasi deformative riconosciute. La loro definizione è stata ultimata attraverso un confronto con le meso-strutture.

### 5.3. RISULTATI

Lo studio si è concentrato nella definizione degli stadi di blastesi deformazione, unendo le osservazioni fatte alla scala dell'affioramento, con lo studio delle sezioni sottili al microscopio.

#### 5.3.1. ANALISI alla MESOSCALA

I campioni a mano sono stati descritti come filladi la cui foliazione è materializzata dall'isorientazione di mica chiara, a cui si alternano domini a quarzo e feldspato. Tale struttura crea una scistosità che riprende un'anisotropia planare premetamorfica, ossia una  $S_0$ , e porta alla definizione di una  $S_1$  sin-metamorfismo, associata a pieghe coricate  $F_1$  con asse circa E-O e ad una lineazione di stretching  $L_1$  con senso di taglio top-to-Ssuth. Tale struttura risulta poi piegata secondo pieghe isoclinali, coricate, con asse circa N-S e piano assiale sub-orizzontale. Queste strutture risultano preservate solamente dai livelli a quarzo+feldspato lungo l'asse y, mentre si rinvergono anche nei domini a mica chiara lungo x. La scistosità principale è poi crenulata a formare pieghe  $F_2$  con asse circa N-S, che materializzano una lineazione di intersezione  $L_2$  con la  $S_1$ . I piani assiali immergono circa verso E e risultano coinvolte anche le strutture isoclinali citate in precedenza. Sono state osservate strutture parassite con lunghezza d'onda millimetrica lungo i fianchi delle  $F_2$ . In ultimo luogo è stata osservata la presenza di kink asimmetrici, orientati circa E-O, che sovraimprontano le altre strutture. Di seguito uno schema che sintetizza le osservazioni e le fasi deformative.

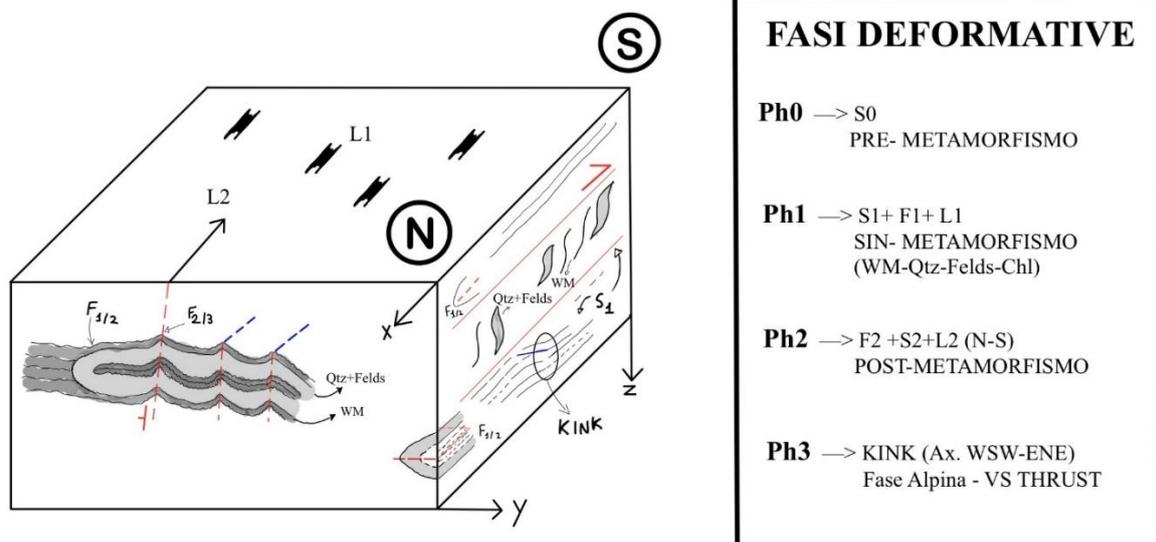


Figura 12. Schema 3D che riassume le strutture osservabili alla meso scala. A destra una cronologia relativa delle fasi deformative. Si distingue una foliazione composta  $S_1$  formata da taglio destro top to S, che crea una lineazione di stretching  $L_1$  e pieghe isoclinali con asse sub-orizzontale. Lungo l'asse y è osservabile il clivaggio di crenulazione che forma le  $F_2$ , e ripiega le  $F_1$ , con piani assiali immergenti verso E. La struttura più recente risultano essere i kink, con asse OSO-ENE debolmente asimmetrici, osservati lungo x.

#### 5.3.2. ANALISI alla MICROSCALA

Lo studio delle sezioni sottili è suddivisibile in due sottogruppi sulla base dell'orientazione rispetto alla lineazione di stretching, avente direzione N-S.

#### • N-S (PARALLELA ALLA LINEAZIONE)

La roccia in questione è classificabile come una metapelite milonitica nella quale i minerali principali sono quarzo, mica chiara e feldspato, quelli secondari sono la clorite, e in quantità accessorie sono stati osservati tormalina, ilmenite e grafite. Dal punto di vista strutturale la tessitura generale della roccia è frutto della combinazione di: (i) layer composizionali, dati dall'alternanza di domini Q a quarzo e feldspato ed M ossia a mica chiara, (ii) orientazione preferenziale della mica chiara e (iii) ricristallizzazione dinamica del quarzo e dell'albite con meccanismi di bulging (BLG) e (SGRR) con la formazione di strutture mantle and core (vedi figura 13H). Lo studio delle microstrutture ha condotto all'osservazione di una prima foliazione S1, ad alto angolo, presente nei domini M all'interno di lenti di bassa deformazione, marcati dalla iso-orientazione di mica chiara di prima generazione (WM1). Tale struttura risulta poi ripresa a formare una foliazione milonitica di seconda generazione S2, orientata N-S, all'interno della quale si rinvencono i microlitoni citati in precedenza, mica fish (figura 13B), strain shadow (figura 13A) e strutture sigmoidali che mostrano un senso di taglio destro top to S. Sono state riconosciute anche le pieghe coricate viste alla mesoscala, ma in sezione ripiegano la S2, per cui potrebbe trattarsi di strutture sin o post foliazione, cioè F2 o F3. La foliazione risulta poi marcata dalla presenza di grafite sin deformazione (Gph2). Il metamorfismo è probabilmente retrogrado, con la formazione di clorite statica in ultima fase che cresce sulla mica chiara. Tutte le strutture risultano tagliate da vene a ilmenite e grafite (vedi figura 13D), che in certi casi seguono gli orizzonti di contatto tra domini M e Q, mentre in altri troncano la foliazione completamente.

#### • E-O (PERPENDICOLARE ALLA LINEAZIONE)

All'interno delle sezioni perpendicolari alla foliazione è stato possibile osservare un debole clivaggio da crenulazione che destruttura la S2 descritta in precedenza, creando pieghe chiuse con piano assiale circa N-S (vedi figura 13E) con lunghezze d'onda fino a qualche centimetro. Anche in questo caso la tessitura della roccia è il prodotto del layer composizionale citato pocanzi, combinato però con una compressione ONO-ESE. Tale aspetto risulta interessante in quanto il contrasto di competenza dovuto alla densità diversa dei due layer e al relativo spessore, porta alla definizione di una forte disarmonia nelle strutture plicative, con lo sviluppo di geometrie a scatola, chevron e anche sulla creazione di zone di taglio localizzate. In particolare, l'attenzione è ricaduta su strutture parassite di tipo S, Z ed M con lunghezze d'onda molto inferiori rispetto alle pieghe da crenulazione (figura 13G). La variabilità dello spessore dei livelli sembra quindi essere un fattore di controllo primario nella deformazione in questo tipo di rocce. Ad esempio, è stato osservato come, qualora lo spessore del domino M sia millimetrico, per cui relativamente maggiore rispetto alla sua controparte, la crenulazione sia più regolare e ci sia un'armonia superiore nelle pieghe. Quando sono invece i domini Q a prevalere in termini di spessore, la scistosità viene trasposta e quasi boudinata in zona di cerniera. Risulta evidente come il dominio Q eserciti il ruolo di livello rigido, in grado di influenzare enormemente la deformazione della mica chiara alla micro-scala. Le pieghe da crenulazione sono deformate da kink osservabili solo perpendicolarmente alla lineazione. Questi producono una flessione della scistosità, materializzando kink bands che sovra improntano i piani di clivaggio localizzando una lieve dislocazione delle superfici assiali (figura 13F). Le strutture più recenti sono le vene osservate anche parallelamente alla lineazione.

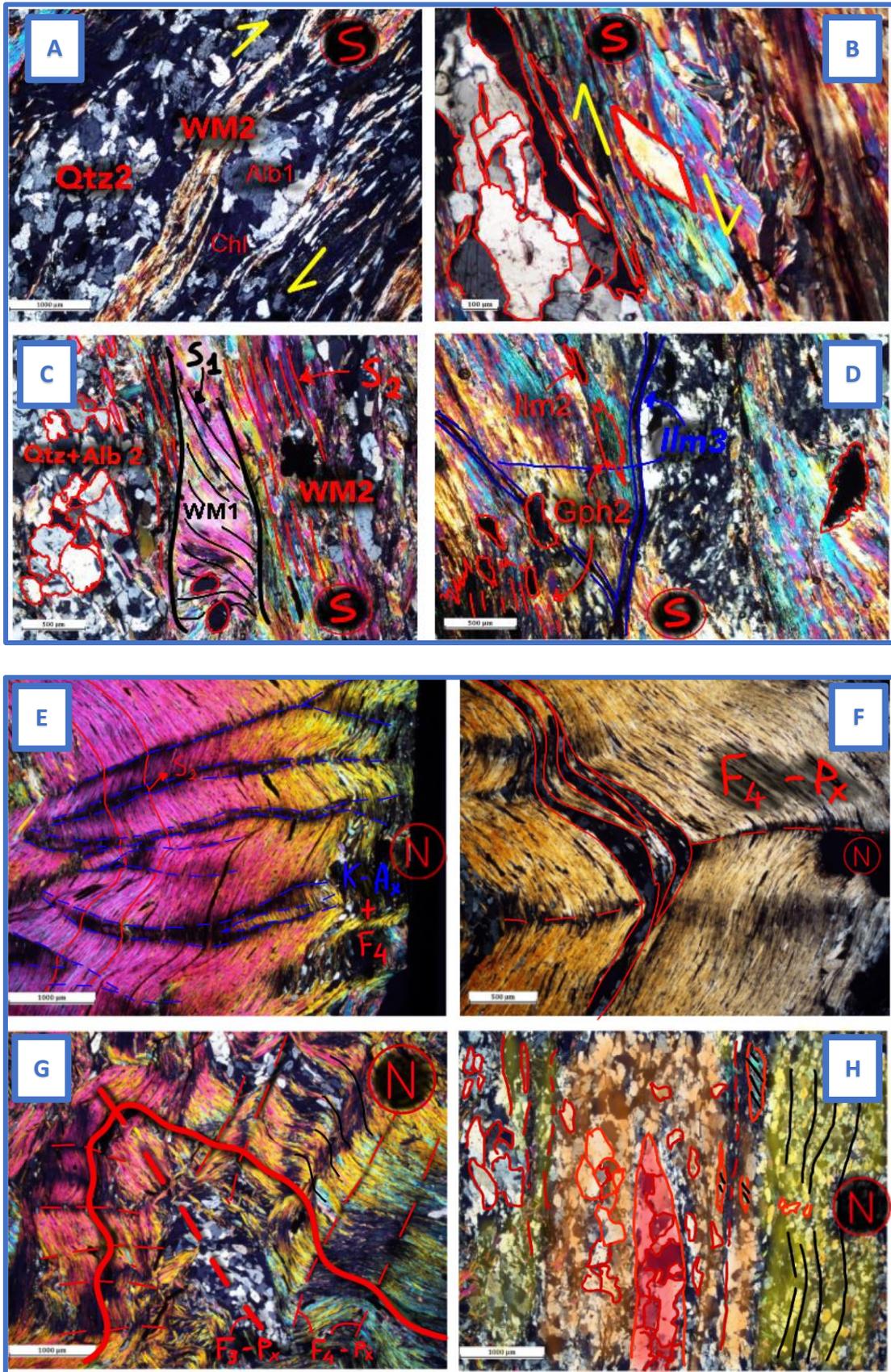


Figura 13. Le immagini A, B, C, D sono tagliate parallelamente alla lineazione (N-S). Sotto E, F, G, H delle sezioni con taglio perpendicolare (E-O). Nel cerchio rosso è stata indicata l'orientazione delle foto.

#### 5.4. FASI DEFORMATIVE

Sulla base dei risultati ottenuti viene proposta la seguente ricostruzione delle fasi metamorfiche-deformative:

- **Ph1:** Forma una foliazione S1 sin-metamorfismo ercinico, osservabile solo alla scala microscopica all'interno di microlitoni a bassa deformazione o come singoli cristalli debolmente iso-orientati. Tale struttura è probabilmente ereditata da un'anisotropia planare del protolite corrispondente ad una S0. Il metamorfismo avviene in condizioni di basso grado, con la formazione di mica chiara, quarzo e feldspato, insieme ai minerali accessori. In questa fase è plausibile che si formi anche la tormalina.
- **Ph2:** Fase sin-metamorfismo in cui si attiva un taglio destro, top-to-south, che coinvolge la S1 trasponendola in S2, con la formazione di pieghe F2 con piano assiale sub-parallelo alla foliazione, osservabili alla scala microscopica. Tale fase materializza la scistosità osservabile anche alla meso scala, chiamata in tal caso S1.
- **Ph3:** Fase in cui la S2 viene piegata formando strutture coricate isoclinali F3, visibili in figura 4G, con asse circa E-O. Si tratta delle F1 osservate alla mesoscala, ipotizzate inizialmente essere strutture a guaina, che è comunque probabile siano presenti, ma in sezione si osserva bene come la S2 venga ripiegata successivamente a formare pieghe di generazione postera alla foliazione. È comunque plausibile che si formino in maniera analoga alle F2, ma risultano avere lunghezza d'onda maggiore seppur il senso di taglio sia lo stesso.
- **Ph4:** Formazione di pieghe F4 chiuse con asse circa N-S e piano assiale immergente ad alto angolo verso est, che materializzano un debole clivaggio da crenulazione alla microscala ripiegando le strutture precedenti. In sezione si ha la creazione di strutture fortemente disarmoniche, in relazione al fatto che sono presenti pieghe pregresse che vengono coinvolte, ma soprattutto per via del forte contrasto di competenza prodotto dall'alternanza dei domini M e Q. Questo produce anche numerose strutture parassite di tipo S, Z ed M.
- **Ph5:** Formazione di kink, flessure, che materializzano kink bands alla microscala. In affioramento hanno assi immergenti verso OSO, in sezione si osserva come deflettano le superfici assiali delle F4. È plausibile che siano l'espressione della deformazione superficiale prodotta dal thrust della VS.
- **Ph6:** Fratturazione di ultima fase che produce vene, le quali tagliano in maniera discreta le strutture precedenti. Al suo interno è localizzata ilmenite e grafite. Alcuni livelli risultano piegati dal kinking, altri no, per cui è plausibile che alcune fratture si siano formate in maniera coeva rispetto ai kink.

La presente descrizione delle fasi deformative è stata riassunta in tabella 1, dove sono presenti tutti i minerali osservati nei corrispettivi stadi metamorfici-deformativi.

<i>MINERALI</i>	<i>FASI METAMORFICO DEFORMATIVE</i>					
	<b>Ph1</b> <b>S1+?</b> <b>F1?</b>	<b>Ph2</b> <b>S2+F2</b>	<b>Ph3</b> <b>F3</b>	<b>Ph4</b> <b>F4+parassite</b>	<b>Ph5</b> <b>Kink bands</b>	<b>Ph6</b> <b>f6</b>
<i>Qtz</i>	_____	_____	-----			
<i>Alb</i>	_____	_____	-----			
<i>WM</i>	_____	_____	-----			
<i>Chl</i>		Statica post F2	?			?
<i>Ilm</i>		_____				_____
<i>Gph</i>		_____				_____
<i>Tho</i>	_____					

Tabella 1. Tabella di sintesi delle fasi deformative. Nella prima colonna sono presenti tutti i minerali osservati, mentre in quelle successive è stato inserito un tratto continuo ove sia stata osservata ricristallizzazione di tale minerale nella corrispondente fase deformativa. La linea tratteggiata indica una possibile ricristallizzazione che però non è comprovata.

Il lavoro svolto ha mostrato il ruolo che assume la ripartizione in vari domini mineralogici e conseguentemente reologici, insieme ai fattori connessi ad essa. Nel nostro caso il tipo di minerale che definiva un dominio rispetto all'altro, lo spessore del singolo dominio e il suo rapporto rispetto ad un volume di roccia. Questi sono tutti parametri che hanno permesso la creazione di geometrie a dir poco complesse. A partire dal singolo dominio che accomoda la deformazione in maniera differente, passando da BLG e SGRR nel Qtz, ad una scistosità pervasiva della WM. È stato inoltre visto come il dominio M risulti meno competente, in quanto dove questo si presentasse in rapporti di spessore esigui rispetto alla sua controparte, il dominio Q, venisse boudinato. Questo aspetto ha avuto un controllo sulla definizione di tutta la struttura plicativa della roccia, portando ad un piegamento disarmonico, ricco di strutture parassite che materializzano pieghe a lunghezza d'onda molto inferiore rispetto alle pieghe di primo ordine.

Oltre a ciò, è stato possibile fornire un'interpretazione inedita delle fasi deformative che hanno coinvolto questa porzione del basamento Sudalpino, basata su osservazioni dirette fatte alla meso e alla microscala. Un tema aperto rimane il momento in cui la clorite si è formata, in quanto è stato ipotizzato un processo di mineralizzazione statico, ma risulta complicato assegnare una cronologia relativa, in relazione anche alla formazione di grafite. Sarebbe necessario approfondire il tema con studi di carattere petrologico e geocronologico.

## 6. DISCUSSIONE

Dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico, è stata riconosciuta quella che in età mesozoica era un'area di mare poco profondo, in cui si riscontrano transizioni all'interno di un ambiente di rampa, passando da zone interne a più alta energia marcate dalla presenza di strutture a trattrive, a zone esterne dove l'ossigenazione era migliore e il contenuto fossilifero risulta più abbondante. La sedimentazione era caratterizzata anche da un discreto apporto terrigeno come testimonia l'alternanza di livelli siltosi e marnosi ai calcari di piattaforma, derivanti per cui da un ambiente di spiaggia sommersa. Questo per quanto riguarda le coperture triassiche, mentre la Formazione a Bellerophon suggerisce come, in precedenza, ci sia stata una transizione attraverso un ambiente più secco, di sabkha, in cui si alternavano periodi di mare basso a periodi di magra in cui vi era evaporazione delle acque.

L'assetto che compone la porzione est dell'area di Passo Rolle, separato dal blocco ovest dalla PRF, mostra un'evoluzione tettonica dov'è possibile discretizzare almeno due macrofasi, la prima estensionale e la seconda compressiva:

- I. La prima fase è ipotizzata a partire dall'osservazione della Formazione a Bellerophon a contatto con il Membro di Siusi, tutto questo grazie ad una struttura orientata NO-SE. Essa mette in relazione un oggetto geologicamente più giovane, di età triassica, a tetto della faglia, con un corpo permiano a letto. Ciò permette di vincolare tale faglia come una struttura normale. Questa è riconducibile ad una prima fase estensionale che ha coinvolto la zona. Risulta difficile, solo sulla base dei dati della nostra area, assegnare una collocazione precisa di tale struttura nell'evoluzione del Sudalpino. È necessario ricordare come la PRF abbia rappresentato il margine tra la piattaforma di Trento e il bacino bellunese, sia cioè una struttura ereditata dal rifting permo-triassico. Un'ipotesi è che la faglia presa in esame, se si considera tutto il sistema della PRF, orientato circa NO-SE, come un insieme di strutture estensionali più antico delle coperture triassiche, sia un elemento associato a tale macro insieme. In questo senso potrebbe essere l'espressione di una riattivazione del sistema, ad esempio tardo-triassica, che ha portato la Formazione di Werfen a contatto con la Formazione a Bellerophon. Sono state analizzate anche altre strutture lungo il fianco NE del Monte Castellazzo con orientazione compatibile con la faglia descritta poc'anzi. La spiegazione ipotizzata è che siano strutture normali minori, che hanno ribassato i calcari triassici verso NE. Tutto questo, insieme all'azione del carsismo, può aver portato ad avere una topografia composita, dove si alternano insenature con piccole valli pianeggianti, a speroni di roccia che si rilevano lungo la cresta del versante.
- II. La fase estensionale è seguita dalla compressione alpina, la quale nelle Dolomiti viene accomodata da thrust sud vergenti e dalla formazione di un grande sinclinorio orientato est-ovest. È possibile riconoscere gli effetti di tale strutturazione dai dati di stratificazione raccolti e dalla ricostruzione proposta nella sezione geologica. L'analisi fatta mostra la definizione di una grande sinclinale che comprende tutta l'area ad asse circa E-O, dove al centro si trova un oggetto più giovane, il Complesso Indifferenziato, e allontanandosi si osserva il Werfen fino al Membro di Siusi. Si può ipotizzare per

cui una geometria a bacino, allungata leggermente in direzione NO-SE, la quale è avvalorata dalla giacitura degli strati e dalla configurazione presentata in carta. Un'altra evidenza della fase compressiva è data dalle pieghe osservate internamente al membro del Campil, le quali risultano piuttosto diverse in termini di orientazione. Dato che è presente una topografia molto gibbosa dove affiora il Campil, ciò ha portato all'ipotesi di possibili strutture di interferenza, con la creazione di una geometria detta "egg-box" prodotta dall'intersezione di molteplici pieghe con asse sub-perpendicolare. Se si considerano ad esempio l'asse generale dell'affioramento presso lo stop 5, e quello dello stop 6, si nota come ci sia questo tipo di relazione di perpendicolarità. Riguardo l'analisi effettuata su queste strutture, i dati hanno evidenziato la possibile avvenuta di una fase transpressiva, di cui le testimonianze più convincenti risultano essere gli indicatori cinematici osservati lungo le fratture che tagliano le pieghe presso lo stop 6, uniti alle evidenze di flexural slip riscontrate per larga parte all'interno del Membro del Campil. È quindi plausibile che tale unità abbia accomodato inizialmente la deformazione attraverso questo meccanismo, in quanto sono presenti livelli siltosi alternati a banchi calcarenitici che possono aver funzionato da piani di scivolamento preferenziali. Una volta che il piegamento ha superato la soglia di deformabilità degli strati rocciosi, è possibile che si siano generati piani di scorrimento, sui quali sono stati misurati per altro pitch di 85-80 gradi. Avremmo quindi una fase più recente, individuabile come una riattivazione secondo una transpressione sinistra, ad andamento NO-SE.

## 7. CONCLUSIONI

Lo studio condotto nella zona di Monte Castellazzo ha portato alla definizione di un assetto tettonico-stratigrafico in accordo con quello prefissato. Il risultato del lavoro ha quindi permesso di determinare 2 macrofasi deformative.

La prima è riconducibile al rifting che si protrae dal Permiano fino al Giurassico. In questo senso è stato possibile vincolare una faglia normale che mette a contatto il membro di Siusi con la Formazione a Bellerophon. L'attivazione di tale struttura è stata ipotizzata far parte di uno stadio tardivo del prolungato rift permo-mesozoico, e come essa sia associata al sistema della PRF, la struttura principale che ha rappresentato tra il Permiano e il Triassico il margine strutturale della piattaforma di Trento e del graben di Belluno.

Sono inoltre state rinvenute un set di faglie sub-parallele a NE del Monte Castellazzo, ipoteticamente associate proprio a questa fase distensiva. Tali strutture si ritiene che dividano il fianco del monte in vari blocchi, favorendo anche l'azione del carsismo che crea delle vere e proprie gole. L'ipotesi è che siano strutture minori e locali, appartenenti al macrosistema estensionale della PRF. Esse costituiscono l'elemento più inedito della zona, il quale richiederebbe un'analisi sicuramente più approfondita di quella proposta per poter arrivare ad una comprensione maggiormente concreta.

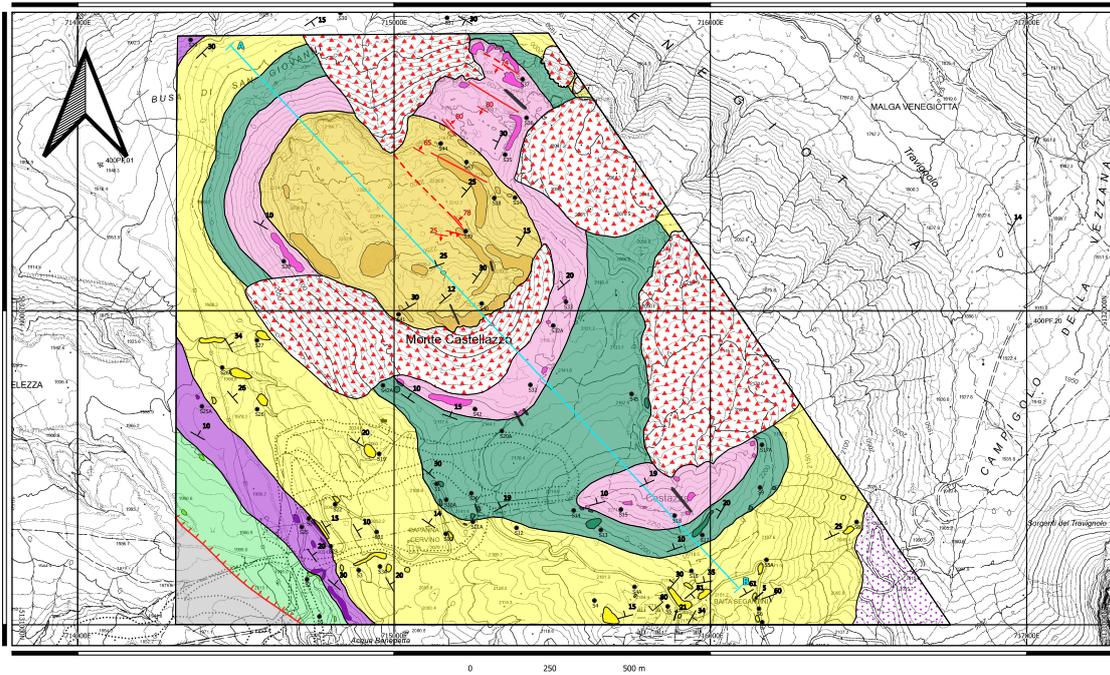
Successivamente si attiva la compressione alpina, con lo sviluppo del sinclinorio delle Dolomiti nel Neogene, fase a cui si associa la definizione della geometria della zona, una sinclinale con asse circa E-O, che colloca al nucleo della piega l'unità del Complesso Indifferenziato, ed esternamente ad essa la Formazione del Werfen. L'assetto risulta quindi coerente con la strutturazione dell'orogene Sudalpino, ossia una compressione ad orientazione circa N-S. A questa fase sono state associate anche le pieghe interne al membro del Campil. In aggiunta, viene proposta anche una transpressione sinistra NO-SE come stadio deformativo più recente, evidenziato dalle analisi condotte delle pieghe presso Baita Segantini. Seppur i dati a supporto di questa tesi risiedono comunque in oggetti locali, tuttavia, le evidenze di tale movimento, quali gradini di calcite e strie, sono stati rinvenuti in maniera consistente in vari punti dell'area di rilevamento.

## 8. BIBLIOGRAFIA

- Castellarin A., Cantelli. A. - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*, Journal of Geodynamics, Volume 30, Issues 1–2, 2000. 252-256
- Curzi Manuel & Zuccari Costantino & Vignaroli Gianluca & Degli'Innocenti Sara & Viola Giulio, 2023 - *Alpine transpression in the Passo Rolle area (Dolomites, Italy): new structural and paleostress constraints*. 2-4.
- Cassinis G., Perotti C.R.- *A stratigraphic and tectonic review of the Italian Southern Alpine Permian*, Palaeoworld, Volume 16, Issues 1–3, 2007. 148, 160-163
- Doglioni Carlo, 2007 - *Tectonics of the Dolomites*, Bulletin fuer Angewandte Geologie, 12. 11-15.
- Doglioni, Carlo, 1988. *Anisian tectonics in the Passo Rolle area*. Rendiconti Società Geologica Italiana. 11. 204.
- Doglioni, Carlo & Bosellini, Alfonso, 1987 - *Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geologische Rundschau. 76. 745-750
- Doglioni, Carlo, 1987, *Tectonics of the Dolomites (southern alps, northern Italy)*, Journal of Structural Geology, Volume 9, Issue 2, 181-193
- Doglioni, Carlo, 1984. *Tettonica Triassica transpressiva nelle Dolomiti*. Giornale di Geologia. 46. 47-60.
- Massironi M., Preto N., Zampieri D., 2006 – *Note illustrative Tavola 45 III S. Martino di Castrozza 1:25:000*. 5-8, 13-43
- Morelli Corrado & Bargossi Giuseppe & Mair Volkmar & Marocchi M. & Moretti, (2007). *The Lower Permian volcanics along the Etsch Valley from Meran to Auer (Bozen)*. MITT.ÖSTERR.MINER.GES. 153. 195-218.
- Poli Maria & Zanferrari Adriano. (1991). Poli & Zanferrari, 1991-Folding phases in the Southalpine basement of Agordo (NE Italy). 34 (1991). 133-144.
- Rottura A., Bargossi G.M., Caggianelli A., Del Moro A., Visonà D., Tranne C.A., 1998, *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*, Lithos, Volume 45, Issues 1–4, Pages 329-348.
- Selli L., Pini G. A., 1991, *Strutture compressive medio-triassiche e alpine nell'area del Passo Valles (Dolomiti)*., REND.SOC.GEOL. ITAL., 14:149-154.
- Vignaroli G., Viola G., Diamanti R., Zuccari C., Garofalo P.S., Bonini S., Selli L. - *Multistage strain localisation and fluid-assisted cataclasis in carbonate rocks during the seismic cycle: Insights from the Belluno Thrust (eastern Southern Alps, Italy)*, Journal of Structural Geology, Volume 141, 2020. 2-4.
- Viola G., Mancktelow N. S., and Seward D. (2001), *Late Oligocene-Neogene evolution of Europe-Adria collision: New structural and geochronological evidence from the Giudicarie fault system Italian Eastern Alps*, Tectonics, 20(6), 999–1020, doi:[10.1029/2001TC900021](https://doi.org/10.1029/2001TC900021).
- Whitney D. L. and Evans B. W.: *Abbreviations for names of rockforming minerals*, Am. Mineral., 95, 185–187, 2010.
- Zuccari C., Viola G., Curzi M., Aldega L., Vignaroli G. - *What steers the “folding to faulting” transition in carbonate-dominated seismic fold-and-thrust belts? New insights from the Eastern Southern Alps (Northern Italy)*, Journal of Structural Geology, Volume 157, 2022, 3-5



# CARTA GEOLOGICA DELLA ZONA DI MONTE CASTELLAZZO, PASSO ROLLE (TN)



## LEGENDA

### DEPOSITI QUATERNARI



Deposito di versante

Deposito glaciale

### SUD-ALPINO CORPI FILONIANI MEDIO-TRIASSICI



FILONI BASICI

Corpi discordanti quali diacchi a composizione basaltica e trachit andesitica con tessitura da porfiro all'afano (avete di fronte scure rosse in dipendenza calcici), che contengono fenocristi di processi fondeggiati con buona lacerazione.

ANISICO

### SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA



**COMPLESSO INDIFFERENZIATO (UIA) - 210 m**  
Ciclone micropalaeolitica grigio scuro, feldici al taglio; silti compatte e calcari alti (grigio giallastri), in strati sottilissimi e discontinui. A questa unità è stata accostata anche la Dolomia del Sers.

ANISICO

### FORMAZIONI DI WERFEN SUPERIORE



**Memberi di San Luciano e Cenconige (CNC-SL) - 120 m**  
Il membro di Cenconige è contraddistinto da Dolomia verde e a intercalazioni di silti, che passano a calcaretti biotattiche rosse e gialle con livelli onorati. Il San Luciano è composto da silti e arenali grigi, rosse e violacee, intercalate con vari livelli di arenite e calcari.

OLENEGANG



**Membero di Valbia (VAL) - 46 m**  
Calcari marnosi verdastri bioturbati e marini, ad alto contenuto fossifero di brachioli, ammoniti e gasteropodi.

OLENEGANG



**Membero di Campi (CAM) - 70/100 m**  
Silti rosse con chiazza verdastri di alterazione, presentando l'alternanza piano-parallela a tratti ipocosta, sono interrotte da strati calcareosi con spessore discontinuo e strutture di fondo.

OLENEGANG

### FORMAZIONE DI WERFEN INFERIORE



**Membero dell'Oolite a Gasteropodi (OG) - 35 m**  
Calcarene a gasteropodi e biacchi stratificati con strati centimetri alternati a calcaretti oolitici e silti rosse soprattutto alla base. Salendo la stratificazione diventa fine.

INDUGANO



**Membero di Siusi (SIU) - 70 m**  
Calcarene fine e calcari marziali di colore grigio-verdastro e silti di colore rosso nella parte alta. Sono corpi di silti di genere Ceras.

INDUGANO



**Membero di Andraz (AND) - 25 m**  
Ciclone, areniti e argilli di colore chiaro, rossastre.

INDUGANO



**Membero di Tesero e Mazzin (TES+MAZ) - 45 m**  
Il membro di Mazzin è contraddistinto da calcari marnosi e marne grigio-verdastri a matrici calcaree e livelli onorati. Quello di Tesero è composto da calcari e dolomia oolitica biotattici stratificati. Il contatto tra i due marca il passaggio da Premiano a Tronzo.

INDUGANO - CHANGHISGANGANO



**FORMAZIONE DELLA BELLEROPHON (BEL) - 220 m**  
Calcari biotattici scuri, con colorazioni tendenti al grigio scuro e nero, ben stratificati (Faccia Biadica) e dolomie scure, marnose con tessitura vacuolare a nido d'ape, alternate a livelli gessosi biancastri molto friabili (Faccia Firmazzina).

CHANGHISGANGANO



**ARENARIE DELLA VALGARDENA (AVG) - 80/100 m**  
Conglomerati, areniti rincretinate e calcinizzate, silti e argilli di colorazione rossa. Possibili noduli carboniferi e dioriniti nelle argille e marne di colore verdastro. Alla base sono comuni livelli conglomerati in mattoni da argilla e sabbia.

CHANGHISGANGANO - WUCHHARGANGANO



STRATIFICAZIONE



SUPERFICIE ASSIALE



ASSE DI PIEGA



GIACITURA TETTONICA



FAGLIA INVERSA CERTA



FAGLIA NORMALE CERTA



TRACCIA DELLA SEZIONE



TRACCIA DEL PIANO ASSIALE



CONTATTO STRATIGRAFICO

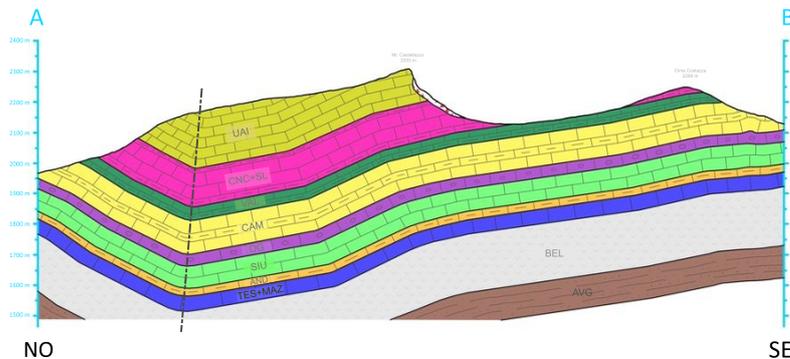
A cura di: Podeschi Lorenzo

Relatore: Dott. Francesco Giuntoli

Rilevatori: Podeschi Lorenzo,  
Elia Stanghellini,  
Raman Rasinski,  
Riccardo Dotti

SCALA 1:6000

EPSG:3003 - Monte Mario



NO

SE