### 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

### DALLE IGNIMBRITI DEL GRUPPO VULCANICO ATESINO ALLE COPERTURE QUATERNARIE: EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'AREA DI PASSO ROLLE (TN)

Candidato: Relatore:

Gaia Arlotti Prof. Luigi Cantelli

### Sommario

1.	RIASSUNTO	1
2.	INTRODUZIONE	2
3.	CARTOGRAFIA GEOLOGICA	3
4.	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	5
5.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	7
5.1.	Contesto tettonico delle Alpi.	7
5.2.	Dominio Sudalpino	9
5.3.	Le Dolomiti	10
6.	INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO DELL'AREA DI PASSO ROLLE	13
7.	RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO	21
7.1.	Litostratigrafia	21
7.1.1	1. Gruppo Vulcanico Atesino (GVA)	21
7.1.2	2. Arenarie di Val Gardena (AVG)	23
7.1.3	3. Formazione a Bellerophon (BEL)	25
7.1.4	4. Membro di Siusi (WMS)	27
7.1.5	5. Coperture quaternarie	28
7.2.	Assetto stratigrafico-strutturale e analisi delle strutture tettoniche	28
8.	APPROFONDIMENTO	32
9.	DISCUSSIONE DEI DATI	36
10.	CONCLUSIONI	39
11.	ALLEGATI CARTOGRAFICI	40
11.1.	Carta geologica	40
11.2.	Sezione geologica tradizionale	41
11.3.	Sezione geologica con qProf	41
12	DIDI IOCD A FI A	12

#### 1. RIASSUNTO

Il lavoro racchiude, oltre alla rielaborazione dei dati raccolti direttamente sul campo e nozioni tratte dalla letteratura scientifica, una carta geologica in scala 1: 10.000 e la relativa sezione. Alla sezione tradizionale è stata affiancata una sezione digitale ottenuta con il plugin qProf di QGIS, che ha consentito la costruzione di un profilo topografico estremamente preciso e coerente, pur mostrando alcune criticità nella definizione dei limiti stratigrafici.

L'obiettivo principale del rilevamento è stato quello di indagare e ricostruire l'assetto tettono-stratigrafico dell'areale di interesse attraverso l'analisi delle litologie affioranti, delle morfologie e delle strutture tettoniche presenti.

Particolare attenzione è stata dedicata all'identificazione delle successioni stratigrafiche e alla determinazione dei rapporti tra le diverse unità geologiche.

Le formazioni osservate, appartenenti alla potente successione delle Dolomiti, spaziano dal Permiano superiore al Triassico inferiore, passando dalle ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino al Membro di Siusi, appartenente alla Formazione di Werfen.

Il rinvenimento di unità permiane (Gruppo Vulcanico Atesino, Arenarie di Val Gardena e Formazione a Bellerophon) a contatto con il Membro di Siusi, è stato spiegato con una grande struttura tettonica formatasi nel Permiano e riattivatasi tettonicamente nel corso del Mesozoico: la Faglia di Passo Rolle.

I risultati riportati nella relazione contribuiscono ad una migliore comprensione dell'evoluzione geologica dell'area, inserita nel complesso sistema della catena alpino-himalayana, offrendo informazioni utili per interpretare l'interazione tra i diversi processi che si sono susseguiti nel corso del tempo.

#### 2. INTRODUZIONE

La seguente relazione ha lo scopo di illustrare e analizzare i dati raccolti durante l'attività di rilevamento geologico condotta nei pressi di Passo Rolle tra il 18 e il 22 giugno 2025.

Gli studenti del terzo anno del corso di Laurea in Scienze Geologiche sono stati suddivisi in sette gruppi, ciascuno dei quali composto da quattro persone, ai quali sono stati affidati sette diversi areali da indagare.

L'attività svolta da ciascun gruppo ha avuto, come obiettivo principale, l'analisi e la comprensione delle caratteristiche geologiche e litologiche della zona di studio, attraverso misurazioni e osservazioni sul campo, che hanno portato alla ricostruzione della geologia di base dell'area.

Il lavoro è stato poi finalizzato con l'elaborazione di un prodotto cartografico in scala 1:10.000 e della relativa sezione geologica.

L'elaborato, che accompagna la carta geologica, raccoglie quanto rilevato sul terreno durante le giornate sul campo, integrandolo e sintetizzandolo con conoscenze derivanti da manuali e testi di geologia, pubblicazioni scientifiche e materiale cartografico, il tutto supportato da evidenza bibliografica annotata.

Questo documento è composto da:

- nozioni teoriche apprese durante le lezioni e successivamente rielaborate;
- appunti presi durante l'attività di rilevamento sul quaderno di campagna;
- fotografie, scattate durante il rilevamento geologico, orientate rispetto al nord e in scala;
- stereonet, strumenti particolarmente importanti per lo studio e l'interpretazione della geometria delle strutture geologiche che permettono, per esempio, di analizzare le direzioni e gli angoli di inclinazione di faglie e di piani di stratificazione;
- carta geologica in scala 1:10.000 e relativa sezione geologica.

È stato inoltre inserito un capitolo di approfondimento relativo alla realizzazione di una sezione geologica utilizzando il software di QGIS abbinato ad alcuni 'plugin' dedicati.

#### 3. CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Lo studio e l'analisi della geologia delle Dolomiti trovano le loro origini durante i primi anni dell'Ottocento, quando la catena orogenica faceva ancora parte del territorio dell'Impero austro-ungarico. Proprio per questo, le prime iniziative cartografiche sono da ricondurre a geologi e naturalisti di estrazione culturale austriaca.

Leopold von Buch fu il primo a cimentarsi nell'analisi a grande scala della Regione Dolomitica, producendo una carta di sintesi che copre tutta l'area del Sudalpino, dal sovrascorrimento della Valsugana (a sud) fino alla Val Pusteria (a nord). "Esquisse d'une Carte Geologique de la partie orientale du Trentino" è il nome della suddetta carta geologica, edita a Parigi nel 1822 (Fig. 1), rappresentante la distribuzione dei principali corpi geologici da un punto di vista litologico, paleogeografico e strutturale.



Fig. 1: Esquisse d'une Carte Geologique de la partie orientale du Trentino di Leopold von Buch, edita a Parigi nel 1822, è la prima carta geologica che comprende le Dolomiti.

La Prima Guerra Mondiale (1915-1918) rappresentò una spinta notevole per lo studio del territorio dolomitico. Numerose furono le carte geologiche redatte con scopi logistici, tra le quali è possibile ricordare "Kriegsgeologische Spezialkarte" di Robert Schwinner (1918).

Dopo la fine della guerra e l'annessione della Regione Dolomitica all'Italia, iniziarono gli studi promossi dall'Accademia Italiana delle Scienze e dal Servizio Geologico Italiano. Uno dei primi a cimentarsi con la cartografia geologica ad ampia scala della zona fu Bruno Castiglioni, che nel 1939 produsse la prima vera e propria carta geologica delle Pale di San Martino (scala 1: 35.000), dove si è svolta gran parte dell'attività di rilevamento geologico.

Passando a scale di minor dettaglio, ma non di minor importanza, è possibile citare la "Carta Geologica delle Dolomiti" (scala 1: 100.000), redatta da Piero Leonardi nel

1968, ed il "Foglio 22 Feltre" (scala 1: 100.000) della "Carta Geologica d'Italia", databile al 1971.

La zona di San Martino di Castrozza, ubicata nel Trentino orientale, è riportata nella Tavola 45 III "S. Martino di Castrozza" (scala 1: 25.000) a cura di M. Massironi, N. Preto, D. Zampieri (Fig. 2).

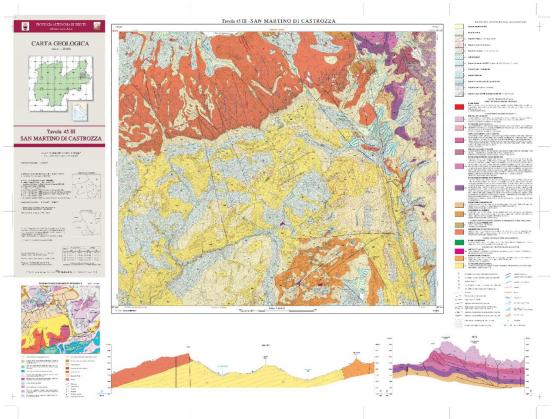


Fig. 2: Tavola 45 III "S. Martino di Castrozza", in scala 1: 25.000, a cura di M. Massironi, N. Preto, D. Zampieri.

# 4. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'attività di rilevamento geologico ha avuto luogo in Trentino-Alto Adige, regione a statuto speciale localizzata nell'Italia Nord-orientale.

L'areale preso in analisi è ubicato tra Passo Rolle, valico alpino in provincia di Trento posto a quota 1.984 m s.l.m., che collega le valli di Primiero, a SSE, e di Fiemme, a NNO, e Monte Castellazzo, situato in una posizione strategica a cavallo tra il massiccio delle Pale di San Martino, il Lagorai e il gruppo di Bocche-Iuribrutto.

In particolare, il rilevamento si è concentrato nei pressi di Malga Iuribello e Malga Costoncella, ad un'altitudine compresa tra i 1700 e i 2000 m s.l.m (Fig. 3), in un'area di 3,3 km² all'interno del Parco Naturale Paneveggio – Pale di San Martino, a circa 5 km a nord di San Martino di Castrozza (TN).

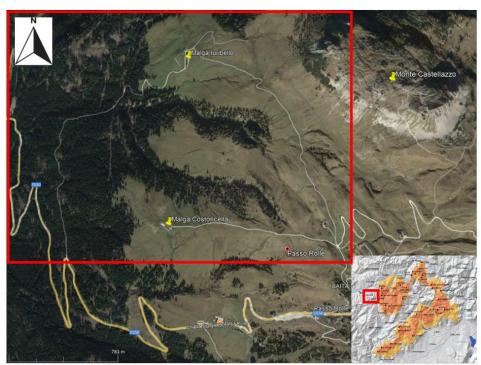


Fig. 3: immagine satellitare dell'area di rilevamento tratta da Google Earth.

Il paesaggio attuale delle Dolomiti è il risultato della combinazione di tre fattori principali: l'assetto strutturale, la presenza di diversi litotipi e l'azione dei ghiacciai quaternari (Bosellini, 1989).

Dal punto di vista geomorfologico, la zona di Passo Rolle si caratterizza per la presenza di diverse forme paesaggistiche, condizionate sia dalle strutture tettoniche presenti, che dai processi glaciali e gravitativi di età quaternaria.

La faglia principale, ovvero la Faglia di Passo Rolle, ha definito la giacitura dei rilievi presenti e controllato l'orientamento delle valli, guidando l'incisione glaciale e fluviale lungo linee di debolezza strutturale (Massironi et al., 2006).

Durante l'ultima glaciazione Würmiana, i ghiacciai occupavano tutte le valli della Regione Dolomitica, protraendosi fino alla Pianura Padana, con spessori che superavano talvolta i 5000 metri.

Durante il Pleistocene, i ghiacciai presenti hanno inciso profondamente il substrato, portando alla formazione di conche di escavazione, depositi morenici stadiali ed ampie valli a U (Bosellini, 1989), oggi occupati prevalentemente da praterie.

Nell'area compresa tra Malga Costoncella e Malga Iuribello, ad ovest di Monte Castellazzo, il paesaggio si distingue per l'alternanza di forme dolci e versanti più acclivi. Questo perché le diverse rocce rispondono in maniera differente a fenomeni di degradazione atmosferica: quelle più resistenti e compatte, come per esempio le dolomie, determinano versanti scoscesi e vette imponenti, mentre quelle più tenere e meno consolidate, come le arenarie, le argille, i conglomerati o i depositi di origine glaciale, sono responsabili di forme più dolci (Bosellini, 1989).

Nella porzione centrale dell'area di rilevamento sono state rinvenute alcune doline, morfologie tipiche della presenza, nel substrato, della Formazione a Bellerophon, che tende a carsificarsi e quindi a generare in superficie delle morfologie di questo tipo. Questa unità verrà descritta in maniera dettagliata nel paragrafo 6.

I principali impluvi si individuano nella medesima area dove, sempre la Formazione a Bellerophon, determina la formazione di paesaggi definiti da morfologie a bassa pendenza e favorisce la presenza di risorgive.

Le risorgive e le zone umide, infatti, sono localizzate prevalentemente in terreni fini e permeabili (marnoso-argillosi), nei tratti maggiormente depressi del pendio, dove la falda viene mantenuta a livello più o meno costante dai depositi quaternari (Lucianetti et al., 2016).

Questo assetto è il risultato della deposizione di sedimenti glaciali e fluvioglaciali del Quaternario, che hanno riempito le antiche conche di escavazione (Castiglioni, 2004). Il Monte Castellazzo costituisce un elemento che si contraddistingue in maniera netta rispetto al paesaggio circostante, poiché caratterizzato da pareti sub-verticali e fratturate. La sua morfologia è dovuta alla maggiore resistenza dei materiali che lo costituiscono (Dolomia di Contrin) rispetto alle litologie circostanti, più facilmente erodibili e modellabili.

Alla base del Monte Castellazzo sono presenti depositi detritici e coni di deiezione generati dal distacco lungo fratture e discontinuità stratigrafiche, che testimoniano i processi di instabilità che si sono susseguiti nel tempo e che sono ancora in atto.

#### 5. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

#### 5.1. Contesto tettonico delle Alpi

Dal punto di vista geologico, le Alpi rappresentano una catena orogenica a pieghe e sovrascorrimenti (Lacombe et al., 2007; Lacombe & Bellahsen, 2016), sviluppatasi a partire dal Cretaceo superiore in seguito alla collisione continentale tra Adria, promontorio della placca africana (a sud) ed Eurasia (a nord).

Le Alpi fanno parte della catena alpino-himalayana, imponente struttura orogenica che si estende dallo Stretto di Gibilterra (Europa sud-occidentale), fino all'Asia, attraversando l'Himalaya (Fig. 4), con orientazione preferenziale ovest-est (Alpide belt) (Storetvedt, 1990).

I processi tettonici che hanno portato alla formazione dell'orogene sono tutt'ora attivi e riflettono la continua contrazione e il raccorciamento crostale lungo il margine convergente tra le due placche.



Fig. 4: fascia di catene orogeniche che, dalla penisola iberica, si estendono fino al Medio Oriente. Rappresentano l'ossatura della grande catena alpino-himalayana. La parte colorata è quella dove, ad oggi, si trovano le evidenze geologiche della grande collisione tra le due placche (Woudloper, 2010).

La collisione tra le due placche ha avuto inizio con la subduzione della Tetide alpina, braccio di mare formatosi in seguito all'apertura dell'Oceano Atlantico centrale circa 120 milioni di anni fa, ed è continuata con la subduzione della placca euroasiatica al di sotto della placca africana, raggiungendo il suo massimo picco durante l'Eocene (circa 50 milioni di anni fa).

La subduzione della Tetide alpina e la progressiva subduzione della placca euroasiatica hanno segnato l'avvio del lungo processo di chiusura degli oceani mesozoici e della successiva costruzione dell'edificio orogenico alpino che ha portato, nel corso del tempo, alla determinazione dell'assetto attuale.

Concentrando l'attenzione sulla catena alpina, è importante evidenziare una marcata dicotomia strutturale (Fig. 5) che ne caratterizza l'assetto tettonico. La catena, infatti, è suddivisa in maniera radicalmente asimmetrica in due grandi domini, separati da una grande faglia, il Lineamento Insubrico (o Lineamento Periadriatico) (Dal Piaz et al., 2003). Si tratta di un'importante discontinuità tettonica che si estende, con andamento prevalentemente est-ovest, dall'Ungheria occidentale, segue la Val Pusteria, attraversa il settore delle Alpi Giudicarie, prosegue verso il massiccio dell'Adamello (Trentino meridionale), percorre la Val D'Ossola e termina nelle Alpi occidentali.

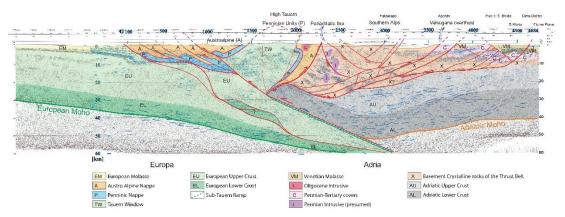


Fig. 5: interpretazione semplificata del profilo TRANSALP (da Luschen et al., 2005; Castellarin et al., 2006). Chiara rappresentazione della doppia vergenza della catena alpina.

Tutto ciò che si trova a nord del Lineamento Insubrico (Alpi in senso stretto) presenta vergenza verso nord. Tutto le strutture che invece si trovano a sud (Sudalpino), presentano vergenza verso sud.

Le Alpi in senso stretto, con vergenza verso l'avampaese europeo, sono caratterizzate da una catena a falde sia di basamento che di copertura, con metamorfismo che spazia da basso a medio-alto grado. Si tratta di strutture di tipo sin-collisionale, che testimoniano un trasporto tettonico significativo durante le fasi di accrescimento orogenico (Dal Piaz et al., 2003).

Sono suddivise in tre domini (Fig. 6), che sono rispettivamente:

- Dominio Austroalpino: coltri di pertinenza africana, relative alla deformazione del margine continentale di Adria, entro cui si aprono le finestre tettoniche dei Tauri e dell'Engadina. Si tratta di rocce presenti principalmente in Austria e Alto Adige.
- Dominio Pennidico: coltri di pertinenza sia oceanica che continentale. Le prime derivano dalla subduzione dell'Oceano Vallese e della Tetide alpina, mentre le seconde dalla deformazione del Brianzonese, dominio di derivazione continentale interposto ai due bacini.
- Dominio Elvetico: coltri di affinità europea, derivanti dalla deformazione del margine continentale della placca euroasiatica.

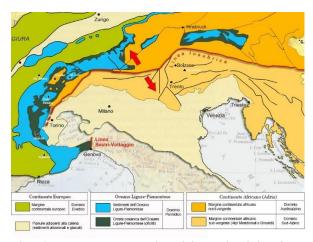


Fig. 6: carta rappresentativa dei tre domini paleogeografici che costituiscono le Alpi (Elvetico, Pennidico e Austroalpino). Il Lineamento Insubrico è rappresentato in rosso. Importante è la doppia vergenza, evidenziata attraverso le due frecce (Bosellini, 2005).

Il Sudalpino, invece, si distingue per la prevalenza di una catena non metamorfica ad embrici, sia di basamento che di copertura, con vergenza verso l'avampaese padano-adriatico. In questo caso, le strutture che lo costituiscono sono quasi esclusivamente di età neogenica (post-collisionali).

Questa evidente asimmetria tra Alpi in senso stretto e Sudalpino, oltre a testimoniare la complessità dei processi collisionali tra la placca africana e quella euroasiatica, sottolinea l'importanza del Lineamento Insubrico come limite geologico tra le due placche tettoniche (Doglioni, 1987; Handy et al., 2010). Si tratta di una struttura di dimensioni litosferiche, che si propaga dalla superficie della terra fino al mantello e separa domini con evoluzioni tettoniche, metamorfismo e stili deformativi completamente differenti, attualmente in contatto diretto.

#### 5.2. Dominio Sudalpino

Il Sudalpino, facente parte di Adria (promontorio della placca africana), si sviluppa strutturalmente durante il Neogene, propagando progressivamente verso l'avampaese adriatico.

La sua strutturazione è da ricondurre a tre distinte fasi post-collisionali:

- Fase eocenico-miocenica (Dinarica), caratterizzata da un raccorciamento crostale indotto da una compressione orientata NE-SW;
- Fase miocenica (Sistema della Valsugana), contraddistinta da un massimo sforzo compressivo orientato NNW-SSE;
- Fase miocenico-pliocenica (Sistema Schio-Vicenza), legata ad una compressione orientata WNW-ESE. Quest'ultima risulta tutt'ora attiva nella porzione frontale delle Dolomiti (Sudalpino orientale) e in corrispondenza delle Prealpi Venete (Anselmi et al., 2011; Serpelloni et al., 2016; Curzi et al., 2023).

Il Sudalpino è considerato il tipico esempio di margine continentale deformato dell'orogene alpino (Bertotti et al., 1993).

Esso coincide con le attuali Alpi Meridionali, delimitate a nord dal Lineamento Periadriatico e a sud dalla porzione più settentrionale della Pianura Veneta (Gianolla et al., 1998) (Fig. 6).

Un ulteriore importante limite meridionale è rappresentato dalla Faglia della Valsugana (Curzi et al., 2023), grande struttura tettonica sud-vergente che ha portato il basamento cristallino ad affiorare al di sopra delle coperture sedimentarie permomioceniche delle Prealpi Venete. Questa struttura verrà discussa, in maniera più approfondita, nel paragrafo successivo (5.3).

Le Alpi Meridionali si estendono in senso est-ovest per circa 500 chilometri, e possono essere suddivise in due parti: occidentale (lombardo-piemontese) e orientale (veneto-friulana). Queste due porzioni sono delimitate dal sistema transpressivo delle Giudicarie (Viola et al., 2001; Castellarin et al., 2006): ad ovest si trovano le cosiddette cSA (central Southern Alps), mentre ad est le ESA (Eastern Southern Alps). Queste ultime comprendono anche le Dolomiti, area di studio durante l'attività di rilevamento geologico.

Le facies sedimentologiche e le unità stratigrafiche del Sudalpino mostrano che, nel corso del Giurassico, questo dominio era caratterizzato da ambienti deposizionali profondi alternati ad ambienti più superficiali. Tale configurazione è frutto della tettonica estensionale triassica e giurassica, che ha portato alla formazione di un complesso sistema di horst e graben.

Come accennato nel precedentemente paragrafo, il Sudalpino presenta una vergenza opposta rispetto alle Alpi in senso stretto, ossia verso sud.

In quest'area, però, non sono da escludere strutture a vergenza opposta, (nord-vergenti), come il retroscorrimento di Funes, anch'esso approfondito nel paragrafo successivo.

#### 5.3. Le Dolomiti

Le Dolomiti costituiscono il settore orientale delle Alpi Meridionali e rappresentano il risultato della deformazione del margine settentrionale del blocco continentale di Adria, promontorio africano coinvolto durante l'orogenesi alpina.

Si tratta di un blocco relativamente coerente di crosta superiore, carreggiato verso sud di circa 10 chilometri (Bosellini et al., 2003).

Dal punto di vista strutturale, l'intero complesso dolomitico può essere interpretato come un grande sinclinorio, ovvero un'imponente struttura concava verso l'alto con asse orientato NE-SW, generata a seguito di una generale subsidenza mesozoica. Le Dolomiti costituiscono un grande pop-up di età neogenica, delimitato a nord dal Lineamento Periadriatico, mentre a sud dal grande sovrascorrimento sud-vergente della Valsugana (thrust più antico delle Dolomiti), che ha giocato un ruolo fondamentale nella sovrapposizione delle unità tettoniche (Bosellini, 1989).

Un pop-up corrisponde ad una struttura tettonica di tipo thin-skin, con concavità rivolta verso l'alto, ed è il prodotto della combinazione di due faglie antitetiche (faglie con orientazione opposta, ma con la stessa cinematica) che hanno sollevato topograficamente e stratigraficamente il letto (footwall) rispetto al tetto (hangingwall). In questo caso, il sollevamento è stato reso possibile grazie all'azione della Faglia della Valsugana, a sud, e del Retroscorrimento di Funes, a nord, entrambe faglie a cinematica inversa (Fig. 7).

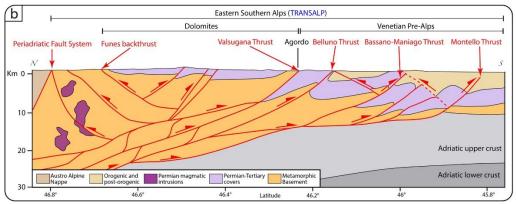


Fig. 7: sezione geologica semplificata delle Alpi Meridionali, orientata N-S. Ottenuta a partire dal profilo sismico TRANSALP, consente di osservare il pop-up delle Dolomiti, delimitato a sud dal Thrust della Valsugana e a nord dal Retroscorrimento di Funes (ridisegnata e modificata da Castellarin et al., 2006; Curzi et al., 2023).

La linea della Valsugana costituisce il principale elemento tettonico della zona del Trentino orientale (Valsugana e Primiero) e dell'Agordino (in provincia di Belluno). Essa coincide con un fascio di faglie inverse di valenza regionale, con andamento preferenziale WSW-ENE.

Si tratta di una struttura di età paleozoica, con cinematica inizialmente estensionale, riattivatasi durante l'orogenesi alpina come faglia compressiva e portando ad un raccorciamento crostale nell'ordine di diversi chilometri. Studi recentemente pubblicati affermano che l'inizio dell'attività del Thrust della Valsugana è riconducibile al Cretaceo superiore (78-76 milioni di anni fa), con conseguenti riattivazioni fino al Tardo Miocene (circa 6 milioni di anni fa) (Curzi et al., 2024).

La Faglia di Funes, caratterizzata da cinematica inversa con vergenza verso N-NNW, ha accomodato parte della compressione generata dall'avanzamento della placca adriatica verso NNW durante il Cenozoico (Castellarin et al., 2006).

Le datazioni effettuate suggeriscono che la sua attività si sia sviluppata in più fasi, dall'Eocene superiore fino al Miocene, contemporaneamente all'attivazione di altre importanti strutture tettoniche dell'area dolomitica (Fig. 8) (Curzi et al., 2024).

La Faglia di Passo Rolle, invece, fondamentale per lo studio e l'analisi delle zone circostanti all'omonimo passo, segue un andamento NNO-SSE.

Si tratta di una struttura che ha subito diverse riattivazioni strutturali, riconducibili ad un arco temporale compreso tra la fine del Permiano e il Neogene.

La prima inversione strutturale ha avuto luogo durante la fase estensionale mesozoica che, tra la fine del Triassico e l'inizio del Giurassico, ha portato alla formazione della Piattaforma di Trento e del Bacino di Belluno (Doglioni & Carminati, 2008; Handy et al., 2010; Masetti et al., 2012; Picotti & Cobianchi, 2017).

La formazione di alti e bassi strutturali è stata resa possibile anche grazie alla presenza di faglie minori, sempre contraddistinte da cinematica estensionale, come per esempio la Linea della Tognazza.

Tornando alla Faglia di Passo Rolle, è necessario affermare che, durante le fasi compressionali alpine, ha subito una riattivazione con una cinematica di tipo transpressivo, testimoniata dalla presenza di slickenlines orizzontali destre sulle direttrici NNO e sinistre su quelle NNE (Massironi et al., 2006).

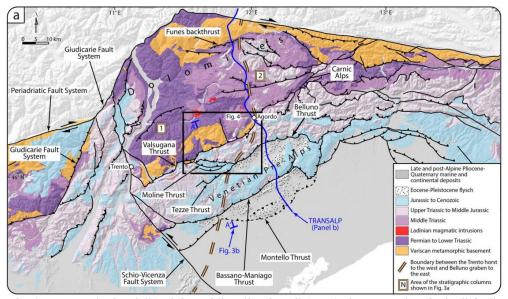


Fig. 8: carta geologica delle Alpi Meridionali Orientali (ESA) che mostra le principali faglie, tra cui la Linea della Valsugana e il Retroscorrimento di Funes (ridisegnata e modificata da Curzi et al., 2023; da Mietto et al., 2020).

# 6. INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO DELL'AREA DI PASSO ROLLE

La successione stratigrafica delle rocce sedimentarie e vulcaniche che costituiscono le Dolomiti (Fig. 9), deposta in più di duecento milioni di anni, dal Paleozoico al Cretaceo, occupa uno spessore di oltre tremila metri (Bosellini, 1989).

Tuttavia, questa successione non è sempre interamente osservabile, a causa dei processi di deformazione e di erosione che le rocce stesse hanno subito nel corso del tempo.

In corrispondenza di Passo Rolle, ad esempio, sono presenti soltanto alcune delle numerose formazioni che costituiscono le Dolomiti, tra le quali è possibile ricordare il Gruppo Vulcanico Atesino, le Arenarie di Val Gardena, la Formazione a Bellerophon, la Formazione di Werfen ed il Complesso Indifferenziato.

L'erosione è strettamente correlata ai processi di sollevamento tettonico: aree sottoposte a sollevamento tendono ad essere maggiormente erose rispetto ad aree strutturalmente più basse che invece, subendo un tasso di erosione minore, tendono a preservare la successione.

A condizionare la stratigrafia delle Dolomiti è anche la subsidenza, fenomeno che provoca un lento abbassamento del terreno dovuto sia al peso stesso delle rocce, sia a processi legati alla dinamica della crosta terrestre. Questo fenomeno ha reso possibile l'accumulo della potente successione che costituisce, al giorno d'oggi, le Dolomiti. È importante ricordare che le Dolomiti rappresentano un grande sinclinorio, al centro del quale sono preservate le unità più giovani. Quelle più antiche, quali il basamento

metamorfico, il Gruppo Vulcanico Atesino e le Arenarie di Val Gardena, affiorano ai

bordi (Bosellini, 1989).

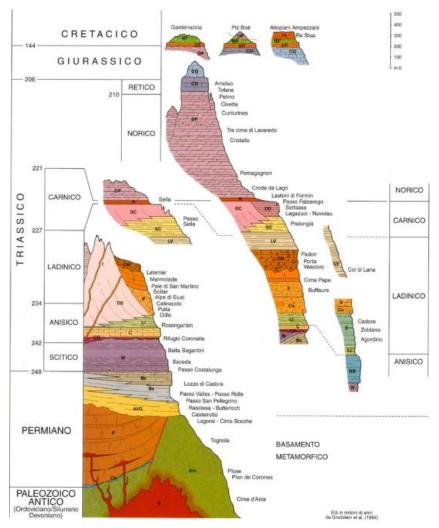


Fig. 9: successione stratigrafica delle Dolomiti, dal Paleozoico al Cretaceo (Bosellini, 1989).

#### Basamento metamorfico

Paleozoico (Cambriano-Carbonifero)

La base della successione stratigrafica delle Dolomiti è rappresentata dal basamento metamorfico di età paleozoica, le cui rocce originarie, arenarie e argille, furono trasformate in scisti a causa dell'intensa deformazione subita durante l'Orogenesi ercinica, che interessò gran parte dell'Europa alla fine del Carbonifero (circa 300 milioni di anni fa) (Bosellini, 1989).

Le unità paleozoiche sono costituite da rocce di medio-basso grado metamorfico. Si tratta di facies scisti verdi, associate a bassa temperatura (circa 300 gradi) e pressione intermedia (2-8 kbar).

Il basamento risulta essere costituito da rocce di colore grigio scuro o nero, lucide, scistose, caratterizzate da un'elevata quantità di mica.

Le unità più profonde, ovvero le Filladi di Bressanone, corrispondono a sequenze metapelitiche/metapsammitiche datate, attraverso studi di faune ad acritarchi (microfossili a parete organica, che si svilupparono a partire dal periodo Steniano, terzo e ultimo periodo dell'era Mesoproterozoica), al Cambriano (Bosellini, 1989). Si tratta di filladi quarzifere grigio-verdastre, ricche in clorite e quarzo.

Al di sopra delle Filladi di Bressanone, nella successione dolomitica, affiorano gli Scisti di Comelico, ortogneiss da minuti a occhiadini risalenti all'Ordoviciano. Si tratta di rocce a composizione acida, che presentano un colore grigio-verdastro, datate utilizzando il metodo uranio-piombo (Stefani et al., 2011).

L'unità più superficiale corrisponde alla Formazione di Gudon, sequenza metapelitica/metapsammitica datata grazie ad associazioni di graptoliti (organismi coloniali marini che vissero dal Cambriano medio al Carbonifero superiore) e coralli (tardo Ordoviciano - primo Siluriano) (Dieni et al., 2005).

Il basamento metamorfico affiora solamente sui due bordi settentrionale e meridionale della regione, coerentemente con il grande sinclinorio delle Dolomiti.

In particolare, risulta ben osservabile in prossimità di Conca Agordina, a Col di Foglia, in Valle Imperina, a Cima Tognola e nella zona di Recoaro, a est di Trento.

A Valle Imperina, ad esempio, è ben visibile il contatto netto tra il basamento metamorfico e le Arenarie di Val Gardena, le quali poggiano direttamente sulle Filladi di Bressanone (Bosellini, 1989; Pavan, 2011).

#### Gruppo Vulcanico Atesino (GVA)

Permiano inferiore (Sakmariano)

Si tratta di un imponente ammasso di vulcaniti, di colore generalmente grigiorossastro, messo in posto a seguito delle eruzioni vulcaniche del Permiano inferiore (le datazioni radiometriche hanno consentito di stabilire un'età di circa 270 milioni di anni).

I depositi di ignimbriti, che corrispondono a depositi da correnti piroclastiche di densità, sono presenti soltanto nella parte occidentale delle Dolomiti, e raggiungono il loro massimo spessore lungo la Val d'Adige, tra Bolzano e Trento, assottigliandosi progressivamente verso la zona di Agordo (Bosellini, 1989).

Le ignimbriti sono riconoscibili grazie alla loro tessitura eutassitica, formata a seguito della compattazione dei depositi piroclastici (contenenti frammenti iuvenili di pomici o lapilli), dovuta al loro stesso peso, in condizioni di alta temperatura immediatamente dopo la deposizione (D'amico et al., 1980). A testimoniare questo tipo di tessitura sono le fiamme, strutture dalla forma allungata orientate lungo la direzione di deposizione. I componenti principali di queste rocce sono plagioclasio, quarzo, biotite, sanidino e frammenti litici.

#### Arenarie di Val Gardena (AVG)

Permiano superiore (Wuchiapingiano-Changhsingiano)

L'origine delle Arenarie di Val Gardena è da rintracciarsi nello smantellamento delle terre emerse durante l'assottigliamento e l'estensione di Pangea, supercontinente esistente agli inizi dell'era mesozoica, circa 250 milioni di anni fa.

Esse si deposero, in discordanza angolare, al di sopra del basamento cristallino e delle ignimbriti, grazie all'azione di trasporto dei corsi d'acqua.

I sedimenti alluvionali del Permiano medio-superiore, trasformati in roccia solida in seguito a processi di smantellamento, trasporto e deposizione, costituiscono attualmente le Arenarie di Val Gardena, rocce sabbiose di colore generalmente rosso mattone, alla cui base sono comuni livelli conglomeratici in matrice da argillosa a sabbiosa.

Possono essere inoltre presenti noduli carbonatici e dolomitici nelle argilliti e marne di colore verdino.

Lo spessore di questa formazione è alquanto variabile: passa da 0 metri, nella zona di Trento, fino a 500 metri nella zona di Comelico (Bosellini, 1989). Queste importanti variazioni di spessore possono testimoniare il fatto che le arenarie andassero a colmare la sottostante morfologia preesistente di ignimbriti e rocce metamorfiche del basamento, depositandosi in corrispondenza di alti e bassi strutturali.

Questa formazione ha permesso la preservazione di resti fossili di foglie, tronchi e radici, oltre a numerose impronte di animali, lasciate da individui che hanno attraversato le rive fangose dei fiumi milioni di anni fa.

#### Formazione a Bellerophon (BEL)

Permiano superiore (Changhsingiano)

Innanzitutto, il nome della Formazione a Bellerophon deriva dall'omonimo gasteropode marino, spesso rinvenuto nei calcari fossiliferi che costituiscono la parte superiore della formazione (facies Badiota).

Questa formazione, risalente al Permiano superiore, testimonia il primo evento di ingressione marina della Neotetide sul continente, che avanzava da est verso ovest e ricopriva le piane della Regione Dolomitica e, in generale, di gran parte delle Alpi.

A causa del clima caldo ed arido, si alternavano cicli sedimentari evaporitici: periodiche inondazioni marine seguite da evaporazione intensa, con deposizione di gesso, anidrite e dolomie scure (Bosellini, 1989). Si formarono vere e proprie saline naturali, identificate con il termine "sabkha", in cui la vita risultava estremamente

difficile. Talvolta, però, tra i gessi e le dolomie sono stati rinvenuti resti di muschi e alghe, spiaggiate e sepolte durante le mareggiate.

I livelli inferiori della Formazione a Bellerophon, noti come facies Fiammazza, sono caratterizzati da un'alternanza ciclica di dolomie micritiche ed evaporiti.

Trattandosi di una formazione poco competente e soggetta a deformazione pervasiva, lo spessore di questi depositi nella Regione Dolomitica è molto variabile: raggiunge il valore massimo nella zona di Cadore (300-400 metri), mentre si riduce progressivamente fino ad annullarsi verso la Val d'Adige.

Nella porzione superiore della formazione si trova la facies Badiota, caratterizzata da calcari micritici e bioclastici scuri, in cui sono comuni fossili di coralli, briozoi, foraminiferi, spugne, brachiopodi e, naturalmente, Bellerophon.

La deposizione della facies Badiota è legata ad una significativa inondazione avvenuta alla fine del Permiano, che portò alla formazione di un vasto golfo, con acque poco profonde e relativamente calme, paragonabili, per condizioni idrodinamiche, all'attuale Golfo di Venezia (Bosellini, 1989). In questo ambiente si accumularono sedimenti carbonatici ricchi di materia organica.

Le acque di questo golfo erano decisamente più favorevoli alla vita rispetto a quelle delle precedenti saline, e proprio per questo erano popolate da diversi organismi.

#### Formazione di Werfen (WER)

Permiano superiore (Changhsingiano) - Triassico inferiore (Olenekiano)

All'inizio del Triassico, circa 250 milioni di anni fa, la Neotetide continuò il suo avanzamento verso occidente, sommergendo numerose aree dell'Europa centromeridionale.

Nella Regione Dolomitica, e in generale nella zona alpina, si instaurarono condizioni di mare basso, associate ad un clima caldo e arido.

Sui bassi fondali si depositarono sedimenti sabbiosi, argillosi e i calcarei, che al giorno d'oggi costituiscono la Formazione di Werfen.

Il nome della formazione deriva dalla cittadina salisburghese "Werfen", dove queste rocce furono descritte per la prima volta (Bosellini, 1989).

Anche in questo caso, lo spessore è molto variabile a causa di processi erosivi postdeposizionali.

La formazione di Werfen è suddivisibile in livelli o gruppi di strati, definiti membri, che si differenziano l'uno dall'altro per litologia, colore e contenuto fossilifero.

In Dolomiti se ne distinguono in tutto nove:

- Membro di Tesero (Changhsingiano): calcari e dolomie oolitico-bioclastici stratificati, dallo spessore massimo di 5 metri. All'interno di questo Membro è stato individuato il limite Permiano-Triassico, rappresentato dalla prima comparsa del conodonte "Hindeodus parvus".
- <u>Membro di Mazzin</u> (*Induano*): calcari marnosi e marne grigio-verdastri a tratti laminati, in banchi e strati anche metrici. Lo spessore totale può raggiungere i 40 metri.
- <u>Membro di Andraz (Induano)</u>: dolomie, areniti e argilliti rossastre di mare basso, fittamente laminate, dallo spessore massimo di 25 metri.
- Membro di Siusi (Induano): depositi di mare basso, in particolare calcari e calcari marnosi di colore grigio-verdastro a tratti con calcareniti oolitiche e siltiti di colore rosso. Nella parte alta aumenta la componente sabbiosa e argillosa, di colore rosso, con sottili livelli dolomitici. Sono comuni bivalvi del genere Claraia Clarai. Lo spessore massimo è di 70 metri.
- <u>Membro dell'Oolite a Gasteropodi</u> (*Induano*): calcari fossiliferi grigiastri di mare basso (gasteropodi e bivalvi) alternati a calcareniti oolitiche e siltiti rosse. Lo spessore massimo è di 35 metri.
- Membro di Campil (Olenekiano): areniti e siltiti rosse con laminazione a tratti
  incrociata e strutture da fondo. Localmente si intercalano sottili livelli calcarei
  fossiliferi a bivalvi e tracce di fondo. Lo spessore massimo oscilla tra i 70 e i 100 metri.
- <u>Membro di val Badia</u> (*Olenekiano*): calcari siltosi grigio-verdastri bioturbati e marne fossilifere (bivalvi, ammonoidi e gasteropodi). Lo spessore massimo è di 40 metri.
- Membro di Cencenighe (Olenekiano): dolomie e dolomie arenacee con livelli oolitici, dolomie cariate e siltiti prevalenti nella parte inferiore. Calcareniti, dolomie ooliticobioclastiche rosate e gialle. Lo spessore massimo è di circa 80 metri.
- <u>Membro di San Lucano</u> (*Olenekiano*): siltiti e areniti grigie, rosse e violette, bioturbate con rari livelli dolomitici e clastici. Lo spessore massimo è di 40 metri.

#### Dolomia del Serla

Triassico medio (Anisico inferiore)

La Dolomia del Serla, formazione che prende il nome dall'omonimo monte, è costituita da rocce che si deposero in ambienti di piattaforma carbonatica poco profonda. Attualmente lo spessore massimo si aggira intorno ai 20 metri.

Si tratta di dolomie dal colore bianco e cristallino, in cui possono essere presenti livelli stromatolitici.

#### Complesso indifferenziato

Triassico medio (Anisico inferiore-medio)

Durante l'Anisico, 240-235 milioni di anni fa, alcuni territori, attualmente facenti parte della Regione Dolomitica, si sollevarono ed emersero dall'acqua, portando alla formazione di isole rocciose dove la Formazione di Werfen, e in parte anche la Formazione a Bellerophon, furono erose. I detriti furono incanalati in piccoli corsi d'acqua e distribuiti, sotto forma di ciottoli rossastri, lungo spiagge strette. Proprio questi ciottoli formano, al giorno d'oggi, il Conglomerato di Richthofen, dallo spessore assai variabile e con massimi di una ventina di metri.

Dopo questa fase di sollevamento, la regione cominciò a sprofondare e il mare invase nuovamente le terre emerse. Al Conglomerato di Richthofen, di origine fluviale torrentizia, seguirono dapprima calcari marnosi grigio-verdastri, ben stratificati, ricchi di foraminiferi, che si depositarono in mare basso (Calcare del Morbiac), e poi dolomie e calcari disposti a bancate massive nella parte superiore (Formazione del Contrin) (Bosellini, 1989). Lo spessore massimo di questa unità stratigrafica corrisponde a circa 190 metri.

#### Formazione di Livinallongo

Triassico medio (Anisico superiore-Ladinico inferiore)

Depositata in bacini intrapiattaforma, in un contesto caratterizzato da un rapido aumento relativo del livello del mare legato a fattori eustatici, la Formazione di Livinallongo è caratterizzata, nella parte superiore, da calcari selciferi laminati di colore scuro, mentre nella parte inferiore da calcari grigi nodulari, con noduli di selce e livelli calcarenitico-bioclastici. Possono essere inoltre presenti livelli vulcanoclastici noti con il nome di "Pietra Verde".

I sedimenti che costituiscono la Formazione di Livinallongo si sono depositati in bacini profondi e poco ossigenati, che sono stati progressivamente riempiti dai depositi di slope della piattaforma progradante (Formazione dello Sciliar) (Bosellini, 1989; Masetti & Trombetta, 1998). Lo spessore massimo si aggira intorno ai 100 metri

#### Dolomia dello Sciliar

Triassico medio (Ladinico medio-superiore)

La Formazione dello Sciliar include tutti i depositi di piattaforma interna, di margine e di slope che costituiscono la maggior parte delle più famose montagne delle Dolomiti come il gruppo delle Pale di San Martino, il gruppo della Marmolada, il Catinaccio e il Latemar.

Il limite stratigrafico inferiore è rappresentato, nelle aree di alto strutturale, dalla Formazione di Contrin, mentre nelle aree bacinali dai vari membri della Formazione di Livinallongo. Si tratta prevalentemente di dolomie massive, cristalline, di colore bianco, con numerosi fenocristalli, con uno spessore massimo superiore ai 600 metri.

#### Filoni magmatici

Triassico medio (Ladinico)

Si tratta di dicchi basici che intrudono la sequenza sedimentaria permo-triassica, riconducibili al magmatismo medio-triassico (238-236 milioni di anni fa). Durante questo periodo, infatti, l'attività vulcanica nei pressi di Monzoni e Predazzo permise la risalita di ingenti quantità di materiale magmatico.

I filoni attualmente si trovano in discordanza stratigrafica rispetto all'intera successione, e sono riconoscibili grazie al loro colore, variabile tra grigio-verdastro e nero.

La composizione varia da trachi-basaltica a trachi-andesitica, con una tessitura porfirica caratterizzata da fenocristalli di pirosseno e olivina immersi in una pasta di fondo microcristallina. Lo spessore oscilla tra decimetri e metri (Bonadiman et al., 1994).

#### 7. RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO

#### 7.1. Litostratigrafia

La zona di studio, localizzata nei pressi di Malga Iuribello, è prevalentemente coperta da depositi glaciali e alluvionali (depositi di materiale incoerente come detriti, massi e ghiaie accumulati alla base di pendii ripidi e rocciosi e in corrispondenza degli impluvi).

Per questo motivo, la maggior parte degli affioramenti risulta difficile da individuare, e quelli più significativi si collocano prevalentemente lungo le incisioni fluviali.

Sono state identificate quattro diverse formazioni, dal Gruppo Vulcanico Atesino, il primo ad essersi deposto, fino al Membro Di Siusi (Formazione di Werfen), che costituisce l'unità stratigraficamente più alta distinta nell'area.

#### 7.1.1. Gruppo Vulcanico Atesino (GVA)

Nella porzione occidentale dell'area di studio (Fig. 10), lungo il sentiero che dalla Strada Statale 50 conduce a Malga Iuribello, è stata svolta un'analisi dettagliata delle ignimbriti che costituiscono il Gruppo Vulcanico Atesino (GVA).

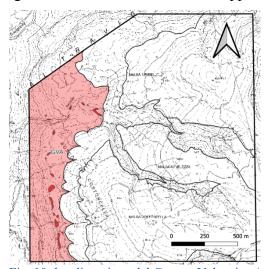


Fig. 10: localizzazione del Gruppo Vulcanico Atesino (GVA) all'interno dell'area di studio.

Le rocce affioranti nell'area evidenziata di colore rosso (Fig. 10) corrispondono ad ignimbriti dacitiche e riolitiche, originate da correnti piroclastiche ad alta densità ed ampia distribuzione areale.

Gli affioramenti si presentano in bancate massive di colore grigio-rossastro, molto competenti, prevalentemente alterati in superficie (Fig. 11) e caratterizzati da una diffusa fratturazione. Le fratture, che verranno trattate nel dettaglio nel paragrafo 7.2, immergono, nella quasi totalità dei casi, verso SSE.

Le ignimbriti mostrano una tessitura eutassitica, riconoscibile grazie a quattro indicatori principali: presenza di fiamme (Fig. 12), cristalli dai bordi frastagliati e

irregolari, vitroclasti (frammenti vetrosi come pomice e ossidiana) e litici, ben visibili anche ad occhio nudo.



Fig. 11: affioramento di ignimbriti lungo il sentiero che, dalla Strata Statale 50, conduce a Malga Iuribello. Dimensioni della scala (martello): 29 cm.



Fig. 12: fiamma visibile in una tessitura eutassitica di GVA. Dimensioni della scala (matita): 13 cm.

Nei campioni a mano sono distinguibili fenocristalli di quarzo, plagioclasio e biotite.

I minerali sono immersi in una pasta di fondo microcristallina, caratterizzata principalmente da cristalli opachi e di colore scuro.

Inoltre, si riconoscono frammenti litici di colore grigio-verdastro, con dimensioni nell'ordine di alcuni millimetri (Fig. 13).



Fig. 13: campioni di GVA, contenenti frammenti litici di colore verdastro. Dimensioni della scala (matita): 5 cm.

Le ignimbriti, a differenza delle Arenarie di Val Gardena, sono rocce poco permeabili. Non sono sature d'acqua e non vengono facilmente attraversate dai flussi idrici superficiali. Ciò è dovuto principalmente alla loro bassa porosità interconnessa e all'assenza di strutture deposizionali che favoriscono la circolazione dell'acqua.

#### 7.1.2. Arenarie di Val Gardena (AVG)

Proseguendo verso i settori centrali della zona di studio (Fig. 14), si incontrano le Arenarie di Val Gardena (AVG).

Il limite tra GVA e AVG è graduale, non netto, legato al progressivo smantellamento delle ignimbriti in seguito all'ingressione della Tetide alpina (paragrafo 5).

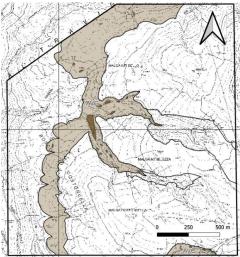


Fig. 14: localizzazione delle Arenarie di Val Gardena all'interno dell'area di studio.

Si tratta perlopiù di piccoli affioramenti, ubicati in prossimità delle incisioni fluviali. Lungo il rio che costeggia il sentiero che collega la Strada Statale 50 a Malga Iuribello, sono presenti affioramenti fittamente stratificati (nell'ordine dei millimetri/centimetri), di colore rosso mattone (Fig. 15).

È talvolta possibile individuare livelli centimetrici marnosi di colore verdastro, intercalati a livelli sabbiosi (Fig. 16).



Fig. 15: affioramento di AVG lungo il rio. Dimensioni della scala (martello): 29 cm.



Fig. 16: livelli marnosi di colore verdastro. Dimensioni della scala (martello): 29 cm.

I campioni a mano (Fig. 17), costituiti da una grana medio-fine, risultano molto erodibili, friabili e saturi in acqua.

La composizione mineralogica evidenzia una prevalenza di quarzo, cristallo dalla forma arrotondata riconoscibile per il colore bianco-latte, accompagnato da pochi feldspati potassici (rosati) e rare scaglie di biotite (nere), tutti immersi in una matrice sabbiosa poco cementata.

Queste caratteristiche risultano coerenti con la letteratura, in quanto le Arenarie di Val Gardena sono tipicamente costituite da sedimenti silicoclastici deposti in ambiente continentale, con abbondanza di quarzo e feldspati, una cementazione debole e una tessitura variabile da media a fine, che ne favorisce la friabilità e l'alterabilità superficiale.



Figura 17: campioni di AVG, dalla matrice sabbiosa medio-fine e dal colore rossastro.

Proseguendo verso i settori orientali, si assiste ad una chiara eteropia di facies.

La Formazione delle Arenarie di Val Gardena presenta una granulometria via via più grossolana, e risulta interdigitata con la Formazione a Bellerophon (Fig. 18).

Le due formazioni, quindi, si compenetrano lateralmente, riflettendo la coesistenza di ambienti deposizionali diversi, ma attivi nello stesso intervallo temporale.

Questa configurazione è il risultato di una deposizione ciclica del sedimento, controllata da variazioni del livello del mare (processi eustatici) e dalla subsidenza del bacino (Bosellini & Rossi, 1974).

In particolare, le fasi di trasgressione marina portavano alla deposizione delle facies carbonatiche o evaporitiche della Formazione a Bellerophon, mentre durante le regressioni prevaleva l'apporto di materiale silicoclastico, che andava a formare le Arenarie di Val Gardena.

L'eteropia di facies rappresenta quindi la risposta sedimentaria laterale a dinamiche ambientali complesse, in cui le condizioni continentali e marine si alternavano e si sovrapponevano in modo graduale e ciclico (Massari et al., 1988).

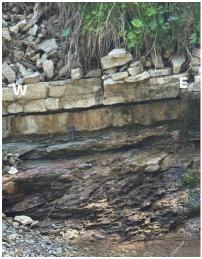


Figura 18: contatto tra BEL e AVG. Nella porzione superiore dell'immagine è possibile apprezzare la Formazione a Bellerophon, mentre in quella inferiore la Formazione delle Arenarie di Val Gardena. Dimensioni della scala (penna): 12 cm.

#### 7.1.3. Formazione a Bellerophon (BEL)

La Formazione a Bellerophon (Fig. 19) risulta caratterizzata da due diverse facies: Fiammazza (basale) e Badiota (sommitale).

Nell'area di studio, dove sono presenti solo pochi affioramenti, di dimensioni ridotte e mal preservati, è stata rinvenuta soltanto la facies sommitale. Quella basale, potrebbe aver subito un processo di erosione e trasposizione tettonica.

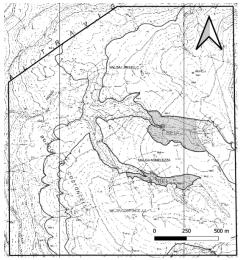


Figura 19: localizzazione della Formazione a Bellerophon (grigio) all'interno dell'area di studio.

La morfologia associata alla Formazione a Bellerophon è costituita da piccole colline e doline (Fig. 20), dai pendii dolci e poco acclivi.



Fig. 20: morfologia dolce ed ondulata, tipica della Formazione a Bellerophon.

Gli affioramenti della facies Badiota risultano stratificati, con spessore prevalentemente centimetrico, di colore grigio scuro (Fig. 21). La stratificazione è subparallela.

Si tratta di calcari scuri bioclastici, frammentati e poco competenti, con una composizione silicoclastica in cui prevalgono i minerali di quarzo, miche e fillosilicati (Fig. 22).



Fig. 21: affioramento della facies Badiota della Formazione a Bellerophon a sud di Malga Agnelezza. Dimensioni della scala (quaderno di campagna): 18 cm.



Fig. 22: campione di BEL, dalla matrice silicoclastica e dal colore grigiastro. Dimensioni della scala (matita): 10 cm.

#### 7.1.4. Membro di Siusi (WMS)

Spostandosi ulteriormente verso est, affiora il Membro di Siusi (Fig. 23), uno dei nove membri che costituiscono la Formazione di Werfen.

Si presenta in affioramenti fittamente stratificati, con spessore da millimetrico a centimetrico, dal colore grigio-verdastro (Fig. 24).

I campioni a mano presentano una granulometria fine e sono costituiti prevalentemente da miche, K-feldspati e fillosilicati. Si tratta di calcari, talvolta marnosi, con un contenuto fossilifero abbondante.

Importante è la presenza di bivalvi (Fig. 25), ed in particolare di Claraia Clarai, fossile guida di questo Membro. Si tratta di un genere estinto di bivalvi, caratterizzato da coste nette e linee radiali ben visibili.

In questo membro, la variazione da letto a tetto è significativa, sia per quanto riguarda il colore (da grigio-verdastro a rossastro), che per la stratificazione (da strati centimetrici a laminati).

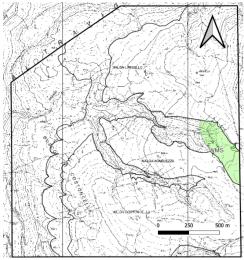


Figura 23: localizzazione del Membro di Siusi all'interno dell'area di studio.



Figura 24: affioramento del Membro di Siusi lungo il rio a NE di Malga Agnelezza. Dimensioni della scala: 174 cm.



Figura 25: campione di WMS, con presenza di bivalvi. Dimensioni della scala (punta del martello): 12 cm.

#### 7.1.5. Coperture quaternarie

In questo areale, ad occupare un ruolo chiave sono i depositi glaciali e alluvionali databili al Quaternario. Sono stati rinvenuti principalmente nella porzione centrale dell'area di studio, in corrispondenza di vaste praterie e lungo gli impluvi.

I depositi glaciali, eterogenei ed incoerenti, sono costituiti da depositi eterometrici composti da detriti sabbioso-limosi con inclusi blocchi di dimensioni notevoli, fino a plurimetrici, supportati da matrice e ben addensati. Sono associati a forme superficiali come argini morenici laterali e terminali.

Sovrapposti a questi troviamo depositi fluviali, torrentizi, conoidi alluvionali e di versante, a volte cementati o ben stratificati.

I depositi alluvionali, invece, trasportati dalle acque superficiali, provengono generalmente da accumuli morenici o di versante. Sono stati rielaborati e ridepositati dai corsi d'acqua in corpi tabulari con superfici uniformi e poco inclinate. Risultano generalmente eterolitici, non classati, caratterizzati da forme sub-arrotondate e da una granulometria da sabbiosa a grossolana.

#### 7.2. Assetto stratigrafico-strutturale e analisi delle strutture tettoniche

Per quanto riguarda l'assetto stratigrafico-strutturale delle formazioni rilevate, è importante isolare il caso delle ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino in quanto, a differenza delle altre formazioni, non presentano superfici di strato misurabili (S0). Questo è legato al fatto che derivano da colate laviche che si sono messe in posto in maniera massiva, e alla loro fratturazione diffusa e pervasiva.

Di conseguenza, per ricostruirne l'assetto stratigrafico e riportarlo nella sezione allegata (paragrafo 11.2), è stato correlata la geometria del Gruppo Vulcanico Atesino con quella delle Arenarie di Val Gardena che mostrano, invece, una stratificazione pervasiva facilmente misurabile.

Le ignimbriti risultano dunque avere un andamento giaciturale immergente a basso angolo verso i quadranti nord-occidentali, con inclinazione preferenziale tra 10° e 20°, come la maggior parte delle strutture presenti nel settore occidentale dell'area di studio.

Concentrando l'attenzione sulle strutture secondarie, è necessario analizzare i set di fratture che caratterizzano le ignimbriti del GVA.

Si tratta di fratture pervasive, beanti (con apertura nell'ordine di pochi millimetri), prive di riempimento, disposte ad alto angolo di inclinazione.

Prendendo come esempio due degli affioramenti meglio rappresentativi dell'area, collocati lungo il sentiero che congiunge la Strada Statale 50 a Malga Iuribello, è possibile affermare che sono presenti due principali set di discontinuità: uno immergente verso SSE (Fig. 26), e uno immergente verso NNW (Fig. 27), entrambi sub-verticali (con valori di inclinazione tra 74° e 89°).

L'andamento generale delle fratture misurate in questi due affioramenti è rappresentato nello stereonet sottostante (Fig. 28).



Figura 26: affioramento lungo il sentiero che congiunge la Strada Statale 50 a Malga Iuribello. Set di fratture immergenti a SSE, evidenziate in rosso. Dimensioni della scala (martello): 29 cm.



Figura 27: affioramento lungo il sentiero che congiunge la Strada Statale 50 a Malga Iuribello. Set di fratture immergenti a NNW, evidenziate in giallo, e set di fratture immergenti a SSE, evidenziate in rosso. Dimensioni della scala (martello): 29 cm.

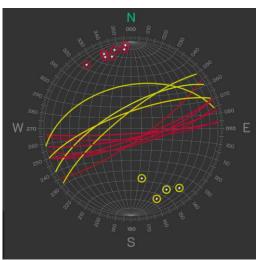


Figura 28: proiezione stereografica delle fratture misurate in corrispondenza dei due affioramenti di GVA. In rosso sono plottate le fratture immergenti a SSE, in giallo a NNW.

In generale, le formazioni collocate ad ovest della Faglia di Passo Rolle presentano un assetto giaciturale concordante, con immersione verso i quadranti NNW a basse inclinazioni, tra 10° e 30°.

Durante l'attività di rilevamento sono stati misurati pochi dati relativi alla Formazione a Bellerophon. Questo è dovuto al fatto che si tratta di una Formazione caratterizzata da un'elevata tendenza alla deformazione e all'erosione, specialmente in corrispondenza degli impluvi, dove si è svolta la maggior parte del lavoro.

Il Membro di Siusi, invece, collocato ad est della faglia, è caratterizzato da affioramenti immergenti verso NNE, con valori di inclinazione tra 8° e 25°.

La proiezione stereografica sottostante consente di apprezzare l'orientazione dei diversi affioramenti indagati, sia ad est che ad ovest della faglia, consentendo di visualizzare la diversa immersione degli strati (Fig. 29).

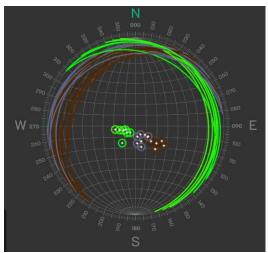


Figura 29: proiezione stereografica che mostra l'assetto giaciturale delle Arenarie di Val Gardena (marrone), della Formazione a Bellrophon (grigio) e del Membro di Siusi (verde).

Per quanto riguarda le strutture tettoniche, nell'area compresa tra le due malghe sono state rilevate solamente due superfici con strie lungo un impluvio a sud di Malga Iuribello, in corrispondenza del limite stratigrafico tra le Arenarie di Val Gardena e la Formazione a Bellerophon (Fig. 30). I dati misurati non sono stati riportati in carta, in quanto si è trattato esclusivamente di superfici dalle dimensioni molto ridotte, non rappresentative per l'interpretazione e lo studio complessivo dell'areale.



Fig. 30: strie presenti al contatto tra AVG e BEL. Dimensioni della scala (martello): 29 cm.

Da un punto di vista strutturale, la rinomata Faglia di passo Rolle assume un ruolo chiave nella zona analizzata fino a questo punto. Pur non essendo stata osservata direttamente, è stato possibile stabilire con assoluta certezza la sua posizione tra la Formazione a Bellerophon ed il Membro di Siusi. Questo perché, stratigraficamente, queste due unità non sarebbero in diretto contatto l'una con l'altra senza un fenomeno che ha provocato il ribassamento di uno dei due blocchi (in questo caso, del blocco di tetto).

La faglia, infatti, a cinematica normale, ha ribassato il tetto, costituito dai primi Membri della Formazione di Werfen, portando alla dislocazione di una parte della successione stratigrafica.

#### 8. APPROFONDIMENTO

Il tema scelto per l'approfondimento riguarda la realizzazione di una sezione geologica utilizzando QGIS, sistema informativo geografico open source che consente di creare, modificare e visualizzare dati geospaziali.

Dopo aver creato la sezione in maniera tradizionale (paragrafo 11.2), mi sono cimentata nell'utilizzo del plugin qProf, che mi ha permesso di estrapolare dalla carta geologica digitale un profilo topografico estremamente preciso e di osservare l'andamento giaciturale delle varie formazioni.

Per ottenere ciò è stato necessario installare il plugin qProf insieme a tre elementi fondamentali:

- Ortofoto
- Modello Digitale del Terreno (DEM)
- Carta Topografica.

Questi dati sono accessibili a tutti dal Portale Geocartografico del Trentino.

Per ricoprire l'intera area di studio è stato necessario scaricare quattro file DEM distinti, che sono stati successivamente uniti in un unico mosaico utilizzando lo strumento GDAL "Merge" presente nel menu "Processing" di QGIS. Questa operazione si è resa indispensabile in quanto il plugin qProf consente di caricare un solo DEM alla volta.

Una volta predisposti i dati e ultimata la carta geologica digitale, è stato avviato il processo di costruzione della sezione. Il lavoro si è articolato in quattro fasi principali. Quali di queste hanno funzionato?

a. Realizzazione del profilo topografico. Durante questa prima fase, è stato necessario selezionare il file DEM da utilizzare. Una volta definita la sorgente, è stata delineata la traccia della sezione sulla carta. In automatico, il plugin ha generato il profilo (Fig. 31).

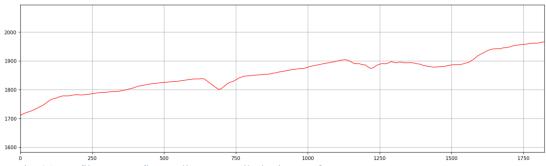


Fig. 31: profilo topografico realizzato con il plugin qProf.

b. Rappresentazione delle giaciture. Dopo aver rappresentato il profilo topografico, è stato fornito l'input per plottare le giaciture, tenendo in considerazione il tipo di dato

da inserire (id), l'angolo di inclinazione (dip) e la direzione di immersione (dip direction). Una volta determinati il colore ed il simbolo da applicare, sono state rappresentate sul profilo topografico a diverse quote, in maniera più o meno precisa



Fig. 32: rappresentazione delle giaciture utilizzando il plugin qProf.

d. Suddivisione del profilo topografico sulla base delle formazioni rilevate. Delimitare i limiti tra le diverse unità stratigrafiche è risultato molto semplice: è stato sufficiente selezionare il dato da rappresentare (formazioni), scegliere il relativo colore ed avviare la classificazione.

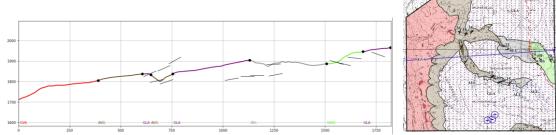


Fig. 33: suddivisione del profilo topografico in funzione delle unità stratigrafiche e delle coperture quaternarie. Rosso= GVA; marrone= AVG; grigio= Bel; verde= WMS; viola= depositi glaciali.

e. Rappresentazione dei limiti in profondità. Il plugin qProf consente non solo di estrarre profili topografici, inserire giaciture o delimitare formazioni, ma anche di rappresentare i limiti tra le diverse unità litostratigrafiche e di analizzarne l'andamento in profondità. Tale operazione è stata però possibile in un solo caso, ovvero lungo il limite tettonico tra la Formazione a Bellerophon e il Membro di Siusi, corrispondente alla Faglia di Passo Rolle, relativamente coerente con quella rappresentata nella sezione al paragrafo 11.2 (Fig. 34).

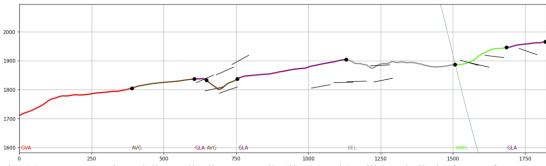


Fig. 34: rappresentazione della Faglia di Passo Rolle (linea verde) utilizzando il plugin qProf.

Ad aver rappresentato un limite nell'utilizzo di questo plugin è stata proprio la rappresentazione dei limiti. Pur avendo provato a modificare la direzione di proiezione delle polilinee, cercando di aggiustare i dati e renderli coerenti con la carta, non è stato possibile ricostruirne l'andamento reale. Di seguito alcuni esempi (Fig. 35).

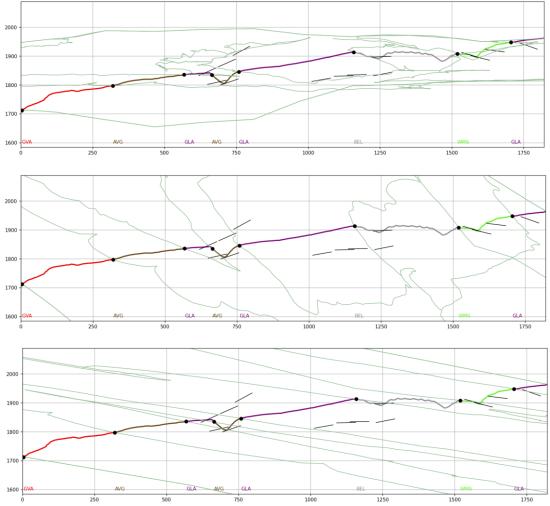


Fig. 35: tentativi di rappresentazione dei limiti utilizzando il plugin qProf.

Una volta realizzato il profilo topografico e aggiunto i dati, la figura creata può essere salvata in diversi formati come PDF, SVG o TIF, che ne consentono l'elaborazione successiva tramite software di grafica vettoriale come Inkscape o Adobe Illustrator, al fine di integrare le informazioni mancanti e di ultimare la sezione (Fig. 36).

I parametri grafici possono essere invece salvati in un file di testo, così da poter essere esportati e riutilizzati in seguito.

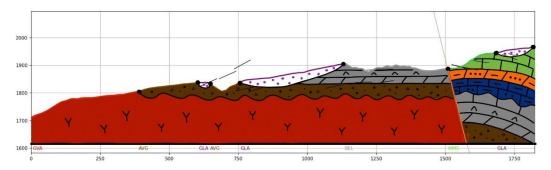


Fig. 36: sezione geologica creata a partire dal plugin qProf e completata grazie all'utilizzo di programmi di grafica vettoriale.

### 9. DISCUSSIONE DEI DATI

L'attività di rilevamento geologico ha permesso di comprendere le caratteristiche geologiche e litologiche dell'areale analizzato, localizzato tra Malga Iuribello e Malga Costoncella, circa 5 chilometri a nord da San Martino di Castrozza (TN).

Innanzitutto, come si può apprezzare dalla carta geologica e dalla relativa sezione (paragrafo 11) è possibile suddividere l'area di studio in due blocchi principali, sulla base dell'assetto giaciturale. A consentire la suddivisione in due grandi domini è la Faglia di Passo Rolle: tutte le formazioni che si trovano ad ovest rispetto ad essa (GVA, AVG, BEL) presentano un'immersione verso i quadranti nord-occidentali, mentre il Membro di Siusi, localizzato ad est, presenta un'immersione verso i quadranti nord-orientali (Fig. 29).

L'immersione verso i quadranti settentrionali può essere ricondotta all'attivazione del sovrascorrimento della Valsugana, databile alla cosiddetta fase Valsuganese del regime compressivo post-collisionale alpino. Trattandosi di una struttura sud-vergente, potrebbe aver causato la deformazione del blocco di tetto, facendolo basculare verso nord (Massironi et al., 2006). È proprio a questo evento che si può attribuire la formazione del sinclinorio delle Dolomiti, che ha portato alla configurazione attuale (Massironi et al., 2006).

Nella carta geologica, spostandosi da ovest verso est, le formazioni ringiovaniscono. Si passa, infatti, dalle ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino, risalenti al Permiano inferiore (Sakmariano), alle Arenarie di Val Gardena, databili al Permiano superiore (Wuchiapingiano-Changhsingiano), alla Formazione a Bellerophon, coeva alle AVG, ed infine, al Membro di Siusi, deposto nel Triassico inferiore (Induano). Fondamentali sono anche le coperture quaternarie, che occupano la stragrande maggioranza dell'area.

Nella sezione (paragrafo 11.2), al di sotto delle AVG, si possono apprezzare le ignimbriti, di cui non è stata osservata direttamente la stratificazione. Per questo motivo, sono state rappresentate ad andamento sub-orizzontale, riprendendo l'assetto della formazione soprastante.

Analizzando la stratigrafia e gli spessori delle diverse unità, è possibile affermare che risultano essere concordi a ciò che è stato descritto dalla letteratura (paragrafo 5).

La transizione da una formazione all'altra è apprezzabile, oltre che da un punto di vista litologico, anche da un punto di vista morfologico: si passa dalle ignimbriti del GVA, contraddistinte da pareti subverticali, a pendii progressivamente più dolci, che riflettono la bassa competenza meccanica delle AVG e del BEL.

La Faglia di Passo Rolle, pur essendo stata rappresentata in carta, non è stata osservata direttamente durante l'attività di rilevamento, probabilmente a causa della sua scarsa esposizione e della presenza di estese coperture quaternarie.

La sua posizione è stata tuttavia stimata sulla base di evidenze stratigrafiche e strutturali, legate al fatto che la Formazione a Bellerophon è stata rilevata adiacente al Membro di Siusi. I tre membri che costituiscono la porzione basale della Formazione di Werfen, ovvero Andraz, Tesero e Mazzin, non sono stati individuati, a dimostrare l'interpretazione di una significativa dislocazione, esercitata proprio dalla faglia. La Formazione a Bellerophon ed il Membro di Siusi, di base, non sarebbero in continuità stratigrafica senza l'azione di una faglia a cinematica normale che ha ribassato il tetto, costituito dalla Formazione di Werfen, rispetto al letto (BEL, AVG e GVA).

La Faglia di Passo Rolle è stata dunque rappresentata in maniera continua (faglia certa) tra le due formazioni, in maniera tratteggiata (faglia presunta) in corrispondenza delle coperture. Essa è precedente alle coperture quaternarie, ed è stata sepolta da esse.

Nella porzione superiore dell'areale si è ipotizzato il suo passaggio in corrispondenza dell'impluvio, in quanto le strutture tettoniche generano fasce cataclastiche che rappresentano materiali meccanicamente più deboli su cui l'erosione risulta più efficace (in questo caso, BEL).

Nel paragrafo 7.2 è stata accennata la presenza di specchi di faglia lungo un impluvio localizzato tra le due malghe. Trattandosi di strutture di dimensioni molto ridotte, non sono state rappresentate nell'elaborato cartografico finale, ma si può assumere che si tratti di possibili diramazioni della Faglia di Passo Rolle.

Confrontando la carta geologica realizzata come prodotto finale del lavoro di rilevamento, in scala 1: 10.000, con la Carta Geologica del Trentino (Fig. 31), in scala 1: 50.000 (disponibile tramite il WebGIS provinciale) emergono alcune osservazioni degne di nota.

Un primo aspetto riguarda la Faglia di Passo Rolle, che nella cartografia ufficiale risulta essere rappresentata più ad ovest rispetto alla posizione evidenziata nell'elaborato prodotto. Non avendo avuto la possibilità di osservarla direttamente sul terreno, si possono considerare valide tutte e due le interpretazioni, in quanto la faglia rappresenta, in entrambi i casi, un limite tettonico netto tra due unità stratigrafiche distinte.

La collocazione della faglia nella carta geologica in scala 1:10.000 è stata definita sulla base dei dati litostratigrafici raccolti e degli affioramenti osservati sul campo. La sua posizione è basata sul fatto che subito ad est del punto in cui è stata tracciata sono stati

analizzati affioramenti riconducibili al Membro di Siusi, mentre ad ovest rocce appartenenti alla Formazione a Bellerophon.

Inoltre, nella cartografia geologica regionale, la rappresentazione è a scala minore e quindi, probabilmente, più schematica.

Passando all'aspetto litologico, la distribuzione delle formazioni risulta generalmente coerente tra le due carte, anche se durante il rilevamento non sono stati osservati affioramenti significativi riconducibili all'Oolite a Gasteropodi (Formazione di Werfen), che è invece riportata nella Carta Geologica del Trentino. Tale differenza può dipendere da vari fattori, quali la discontinuità degli affioramenti stessi, spesso ricoperti da coperture detritiche o vegetazione, o ad una differente attribuzione stratigrafica dovuta a possibili incertezze nella distinzione litologica tra i due membri. Dal confronto con le osservazioni effettuate dai colleghi è emerso che, nelle aree limitrofe a Passo Rolle, è stato riconosciuto il Membro dell'Oolite a Gasteropodi adiacente al Membro di Siusi. Tuttavia, all'interno della cosiddetta "Zona 1", questa unità non è stata rilevata in affioramento. La sua assenza non è da attribuire ad una reale mancanza stratigrafica, causata per esempio da erosione o dislocazione, bensì alla presenza di vegetazione e alle coperture quaternarie stesse.

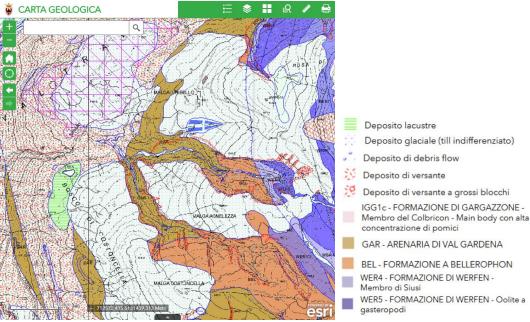


Fig. 31: Carta Geologica del Trentino in scala 1:50.000, con focus sull'area di lavoro.

Comparando invece le due sezioni geologiche realizzate (paragrafo 11.2 e 11.3), è possibile affermare che il plugin qProf di QGIS sia estremamente utile per delineare un profilo topografico preciso e plottare il dato giaciturale, ma inappropriato per indagare l'andamento in profondità dei diversi limiti geologici.

#### 10. CONCLUSIONI

L'attività di rilevamento ha permesso di integrare nozioni teoriche, apprese durante i tre anni del Corso di Laurea Triennale in Scienze Geologiche, dati bibliografici, ricercati tramite risorse digitali e volumi d'autore, e capacità interpretativa.

Non si è trattato esclusivamente di individuare e analizzare la successione stratigrafica presente nell'area di studio, ma anche di ricostruire il contesto geologico ed evolutivo dell'area di Passo Rolle.

Il lavoro è stato svolto in una zona complessa dal punto di vista geologico, non tanto per la presenza di numerose strutture tettoniche quali pieghe e faglie, ma a causa delle estese coperture quaternarie e della mancanza, nella stragrande maggioranza dei casi, di formazioni affioranti.

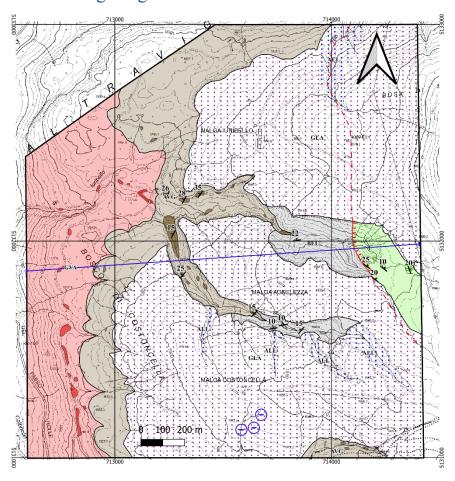
Senza dubbi la struttura tettonica più importante che attraversa questa porzione dolomitica è la Faglia di Passo Rolle che, come precedentemente discusso, pur non essendo stata osservata sul campo, suddivide l'area in due settori, orientale e occidentale, ognuno dei quali costituito da caratteristiche proprie.

L'elaborazione della carta geologica e della relativa sezione hanno permesso di avere una visione di maggiore dettaglio dell'areale di studio, consentendo una migliore comprensione dei rapporti stratigrafici e tettonici delle unità presenti.

La realizzazione di un profilo topografico utilizzando il plugin qProf ha consentito non solo di elaborare i dati raccolti e relazionarli alla morfologia dell'area compresa tra Malga Iuribello e Malga Costoncella, ma anche di approfondire le conoscenze relative al software QGIS, fondamentale per la digitalizzazione di carte geologiche.

#### 11. ALLEGATI CARTOGRAFICI

### 11.1. Carta geologica



#### Legenda stratigrafica

DEPOSITO ALLUVIONALE (ALL) - Quaternario

Deposito non classato, con clasti eterogranulari ed eterolitologici, con forme da sub-arrotondate ad arrotondate.

DEPOSITO GLACIALE (GLA) - Quaternario

Depositi incoerenti ed eterogenei di origine morenica di dimensioni variabili da blocchi metrici a plurimetrici a detrito sabbioso-argilloso.

MEMBRO DI SIUSI (WMS) - *Triassico inferiore* (*Induano*)
Calcari e calcari marnosi di colore grigio con calcareniti e siltiti di colore rosso. La componente silico-clastica aumenta verso l'alto. Comuni bivalvi del genere Claraia Clarai.

FORMAZIONE A BELLEROPHON (BELL) - Permiano superiore (Changhsingiano)
Dolomie scure marnose alternate a livelli gessosi bianchi e giallini nella parte bassa (Facies
Fiammazza). Calcari bioclastici scuri e ben stratificati nella parte alta (Facies Badiota).

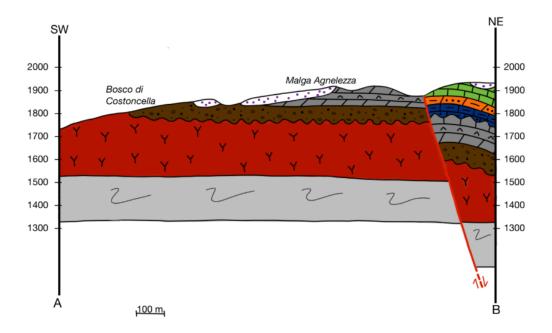
ARENARIE DI VAL GARDENA (AVG) - Permiano superiore (Wuchiapingiano-Changhsingiano)
Conglomerati, areniti e siltiti di colore rossastro. Alla base sono comuni livelli conglomeratici.

GRUPPO VULCANICO ATESINO (GVA) - Permiano inferiore (Sakmariano) Ignimbriti riodacitiche di colore grigio-rossastro con fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite.

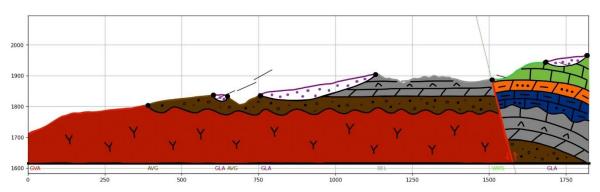
#### Legenda simbologica

Giacitura normale
Limite stratigrafico
Faglia normale certa
Faglia presunta
Traccia sezione
Dolina

## 11.2. Sezione geologica tradizionale



# 11.3. Sezione geologica con qProf



## Legenda

Deposito glaciale

Membro di Siusi (WMS) - Formazione di Werfen

Membro di Andraz (WAN) - Formazione di Werfen

Membri di Tesero e Mazzin (WTM) - Formazione di Werfen

Formazione a Bellerophon (BEL)

Arenarie di Val Gardena (AVG)

Y Y Gruppo Vulcanico Atesino (GVA)

Basamento metamorfico

#### 12. BIBLIOGRAFIA

Anselmi, M., Govoni, A., De Gori, P. & Chiarabba, C., 2011. Seismicity and velocity structures along the south-Alpine thrust front of the Venetian Alps (NE-Italy). Tectonophysics, 513(1-4), 37-48.

Bertotti, G., Picotti, V., Bernoulli, D. and Castellarin, A., 1993. From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous, Sedimentary Geology, 86, 53-76.

Bonadiman C., Coltorti M. & Siena F., 1994. Petrogenesis and T-fO2 Estimates of Mt. Monzoni complex (Central Dolomites, Southern Alps): A Triassic shoshonitic intrusion in a transcurrent geodynamic setting. European Journal of Mineralogy, 6(6), 943–966.

Bosellini, A., 1989. La storia geologica delle Dolomiti. San Vito di Cadore: Nuove Edizioni Dolomiti, 34-39, 43-45, 47-49, 59-61, 135-139.

Bosellini, A., Gianolla, P., & Stefani, M., 2003. Geology of the Dolomites. Episodes Journal of International Geoscience, 26(3), 181–185.

Bosellini A., 2005. Storia geologica d'Italia. Gli ultimi 200 milioni di anni. Bologna: Zanichelli, 84.

Bosellini A. & Rossi D., 1974. Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. In Laporte L. F. (eds), Reef in time and space. SEPM Spec. Publ., 18, 178-210.

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.

Castiglioni, B., 2004. Geomorfologia. UTET, Torino, 597.

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. Italian Journal of Geoscience, 142, 200-216.

Curzi, M., Viola, G., Zuccari, C., Aldega L., Billi A., van der Lelij R., et al., 2024. Tectonic Evolution of the Eastern Southern Alps (Italy): A Reappraisal from New Structural Data and Geochronological Constraints. Tectonics, 43(3), 1-30.

Dal Piaz, G., Bistacchi, A., Massironi, M., 2003. Geological outline of the Alps. Episodes, 26 (3), 175-180.

Dieni, I., Giordano, D., Loydell, D.K. & Sassi, F.P., 2005. Discovery of Llandovery (Silurian) graptolites and probable Devonian corals in the Southalpine Metamorphic Basement of the Eastern Alps (Agordo, NE Italy). Geological Magazine, 142, 1–5.

D'Amico C., Del Moro A., Freddo A., Pardini G., 1980. Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore. Rend Soc. It. Min. Petr., 36 (2), 703-731.

Doglioni, C., 1987. Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). Journal of Structural Geology, 9(2), 181-193.

Doglioni, C. & Carminati, E., 2008. Structural styles and Dolomites field trip. Memorie Descrittive Della Carta Geologica d'Italia, 82, 1-299.

Gianolla, P., De Zanche, V., & Mietto, P., 1998. Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): Defenition of Sequences and Basin Evolution. SPECIAL PUBLICATION-SEPM, 60, 719-748.

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.

Lacombe, O., & Bellahsen, N., 2016. Thick-skinned tectonics and basement-involved fold-thrust belts: Insights from selected Cenozoic orogens. Geological Magazine, 153(5-6), 763-810.

Lacombe, O., Lavè, J., Roure, F. M., & Verges, J., 2007. Thrust belts and foreland basins: From fold kinematics to hydrocarbon systems. In Frontiers in Earth Sciences series. Springer Science & Business Media, 308.

Lucianetti, G., Cianfarra, P., Mazza, R., 2017. Lineament domain analysis to infer groundwater flow paths: Clues from the Pale di San Martino fractured aquifer, Eastern Italian Alps. Geosphere, 13 (4), 12-15.

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. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 96(11), 2065-2089.

Luschen, E., Borrini, D., Gebrande, H., Lamerer, B., Millahn, K., Neubauer, R., TRANSALP Working Group., 2005. Deep seismic Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps. Tectonophysics 414, 9-38.

Masetti D. & Trombetta G. L., 1998. L'eredità anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio-triassiche delle Dolomiti Occidentali. Memorie di Scienze Geologiche, 50, 213–237.

Massari, F., Conti, M., Fontana, D., Helmold, K., Mariotti, N., Neri, C., Nicosia, U., Ori, G., Pasini, M., Pittau, P., 1988. The Val Gardena Sandstone and the Bellerophon Formation in the Bletterbach gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology. Memorie di Scienze Geologiche, 40, 229-273.

Massironi M., Preto N., Zampieri D., 2006. Note illustrative della Carta Geologica della Provincia di Trento alla scala 1: 25.000, Tavola 45 III - S. Martino di Castrozza, 52-58.

Pavan, G., 2011. Dolomiti – Geologia e paesaggio, Scribdt.

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.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Anderlini, L. & Bennett, R.A., 2016. Kinematics, seismotectonics and seismic potential of the eastern sector of the European Alps from GPS and seismic deformation data. Tectonophysics, 688, 157-181.

Stefani, M., Nardon, S., & Gianolla, P., 2011. Geologia delle Dolomiti centro-orientali: evoluzione geodinamica e architettura sedimentaria. Dolomiti UNESCO - Le montagne, le rocce, i fossili, 47–58.

Storetvedt, K. M., 1990. The Tethys Sea and the Alpine-Himalayan orogenic belt; mega-elements in a new global tectonic system, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 62 (1–2), 141-184.

Viola G., Mancktelow N.S. & 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.

Woudloper, 2010. Carta tettonica dell'Europa meridionale e del Medio oriente.