



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof.sa Cristiana Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE  
IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI MICROSTRUTTURALE DELLE ROCCE DI UNA  
FAGLIA IN CARBONATI MESOZOICI DI  
PIATTAFORMA (FAGLIA DI CAMPOLONGO,  
ALTOPIANO DI ASIAGO, PREALPI VENETE)**

**MICROSTRUCTURAL ANALYSIS OF THE FAULT ZONE  
ROCKS IN MESOZOIC PLATFORM CARBONATES  
(CAMPOLONGO FAULT, ASIAGO PLATEAU, VENETIAN  
PREALPS)**

*Relatore: Prof. Dario Zampieri*  
*Correlatore: Dott. Michele Fondriest*

*Laureando: Enrico Marzotto*

ANNO ACCADEMICO 2016 / 2017



*Alla mia famiglia: Alessandro, Francesco,  
Maria Grazia e Claudio*

*Adapt and Overcome*



# INDICE

<b>RIASSUNTO</b> .....	<b>5</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>9</b>
<b>CAPITOLO 1: INTRODUZIONE</b> .....	<b>15</b>
<b>CAPITOLO 2: INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E STRUTTURALE DELL'ALTOPIANO DI ASIAGO</b> .....	<b>15</b>
2.1 Localizzazione geografica e caratteristiche geomorfologiche.....	15
2.2 Stratigrafia delle successioni sedimentarie interessate dalla faglia in studio	16
2.3 Assetto strutturale delle Alpi Meridionali .....	22
2.4 Tettonica dell'Altopiano di Asiago .....	24
2.4.1 1°Fase: Rifting Norico-Liassico .....	25
2.4.1.1 Esempi di Tettonica sindeposizionale liassica della Piattaforma di Trento.....	27
2.4.2 2°Fase: Rifting Paleogenico .....	31
2.4.3 3°Fase: Contrazione Neogenica.....	31
<b>CAPITOLO 3: METODI DELL'ANALISI STRUTTURALE</b> .....	<b>37</b>
3.1 Raccolta dei dati strutturali .....	37
<b>CAPITOLO 4: DESCRIZIONE DEL SITO</b> .....	<b>39</b>
4.1 Terminologia.....	39
4.2 Caratterizzazione mesostrutturale della Faglia di Campolongo.....	41
4.3 Descrizione dell'area di campionamento .....	46
4.3.1 Host Rock.....	46
4.3.2 Zona di Danneggiamento .....	48
4.3.3 Fault core.....	51

<b>CAPITOLO 5: METODI DELL'ANALISI MICROSTRUTTURALE.....</b>	<b>53</b>
5.1 Microscopio Ottico (MO).....	53
5.2 Scanning Electron Microscopy (SEM) .....	53
5.3 Orientazione delle microfratture tracciate in ArcGis .....	54
5.4 Analisi d'Immagine.....	60
5.4.1 Distribuzione Granulometrica.....	61
5.4.2 Elaborazione delle immagini .....	64
5.4.3 Costruzione delle curve cumulative.....	70
<b>CAPITOLO 6: DESCRIZIONE DEI PROCESSI DI FRATTURAZIONE..</b>	<b>75</b>
6.1 Faglie su carbonati.....	75
6.1.1 Fagliazione <i>strike-slip</i> in rocce dolomitiche .....	77
6.1.2 Formazione e crescita di faglie normali all'interno di un ambiente compressivo .....	79
6.1.3 Nucleazione e crescita delle faglie <i>strike-slip</i> .....	80
6.2 Coefficienti di attrito e sismogenesi .....	83
6.3 Microfratturazione.....	84
<b>CAPITOLO 7: OSSERVAZIONI AL MICROSCOPIO .....</b>	<b>89</b>
7.1 Fabric delle rocce di faglia .....	89
7.1.1 Embrionale - Protocataclastico .....	89
7.1.2 Intermedio - Cataclastico .....	90
7.1.3 Transizione Cataclasite - Ultracataclasite: .....	92
7.1.4 Stiloliti .....	93
7.1.5 Maturo - Ultracataclastico: .....	94
7.1.6 <i>Slip</i> surface .....	96

<b>CAPITOLO 8: ELABORAZIONE DEI DATI</b> .....	<b>101</b>
8.1 Calcolo delle curve cumulative .....	101
8.2 Rose diagrams.....	110
<b>CAPITOLO 9: DISCUSSIONE</b> .....	<b>117</b>
9.1 Architettura della FC.....	117
9.2 Implicazioni per la struttura idraulica e meccanica della FC.....	118
9.3 Distribuzioni granulometriche delle rocce del nucleo della FC .....	118
9.4 Caratterizzazione del senso di <i>shear</i> .....	121
<b>CAPITOLO 10: CONCLUSIONE</b> .....	<b>123</b>
<b>CAPITOLO 11: APPENDICI</b> .....	<b>125</b>
<b>CAPITOLO 12: BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>129</b>
<b>RINGRAZIAMENTI</b> .....	<b>137</b>





## RIASSUNTO

In diverse aree del mondo le zone di faglia che tagliano le sequenze carbonatiche della crosta superficiale costituiscono spesso sorgenti sismogenetiche. All'interno del dominio Sudalpino, la maggior parte delle faglie su carbonati sono strutture ereditate di età Mesozoica, riattivate durante l'Orogenesi Alpina.

In questo elaborato di tesi viene descritta l'architettura della Faglia di Campolongo (qui abbreviata FC) mediante la distribuzione delle microfratture e sulla base di osservazioni microstrutturali delle rocce di faglia. La FC si situa al nucleo della Anticlinale Spitz-Campolongo (ASC), una grande piega alpina che deforma la parte centrale dell'Altopiano di Asiago (Prealpi Venete). La faglia presenta una continuità spettacolare lungo la parete, in quanto la si osserva risalire dal fondo della Valdastico tagliando completamente la Dolomia Principale (Norico) e la soprastante Formazione di Monte Zugna (Hettangiano-Sinemuriano p.p.). La sua posizione e la geometria a cucchiaio hanno portato a pensare che si trattasse di una faglia listrica con *strike* N-S. Un primo modello cinematico, basato solo su osservazioni panoramiche, prevedeva una prima fase estensionale *dip-slip* (Lias), seguita da riattivazione a seguito della compressione alpina (Neogene). La giacitura della faglia, tuttavia, rivela che la porzione inferiore possiede *strike* WSW-ENE e immersione verso NW. La porzione superiore, invece, risale rapidamente il versante congiungendosi con le faglie sub-verticali con *strike* N-S, presenti anche sul Foglio CARG Asiago. In questa porzione ad alto angolo, è possibile osservare una struttura a fiore positivo che indica una locale transpressione. La geometria delle pieghe da trascinamento sia su questa porzione che nell'affioramento della parte inferiore, è consistente con una cinematica inversa. Durante il rilevamento di campagna all'interno del nucleo di faglia sono stati riconosciuti tre domini strutturali, sulla base della densità di fratture e il tipo di rocce prodotte:

- 1) Una zona protocataclastica ben cementata adiacente alla zona di danneggiamento e alle rispettive brecce di faglia.
- 2) Una zona cataclastica cementata, spessa fino a ~15 cm.

- 3) Una zona ultracataclastica ad alta deformazione e granulometria fine, poco cementata e pertanto soggetta ad erosione.

Il volume interessato da profonda cataclasi varia lungo *strike* della faglia principale, formando *layer* micrometrici o tasche cataclastiche poco competenti che danno luogo a una cengia ben visibile sulla parete.

Nella zona di danneggiamento si riscontra un *set* di *joint* con *strike* N-S e faglie secondarie che riattivano i giunti di strato della sequenza dolomitica.

La conoscenza della struttura interna della zona di faglia è stata ottenuta sia da studi sul campo che da analisi di laboratorio. Osservando le rocce di faglia campionate al microscopio ottico ed elettronico, si sono potute apprezzare le differenze tessiturali che le distinguono. Le protocataclasiti, nelle porzioni adiacente alle brecce, sono rocce di faglia che mostrano *set* di fratture pervasive andando a isolare clasti più o meno grossolani (<2 mm), questa tessitura definisce il *fabric* embrionale. Le cataclasiti e le ultracataclasiti invece si sviluppano quando i processi di *chipping* e abrasione frantumano gli spigoli dei clasti, permettendo rotazione e *shearing* degli stessi e definendo un *fabric* intermedio (la prima), e un *fabric* maturo (la seconda). Nelle cataclasiti, la porosità e il grado di compattazione è sufficientemente alto da permettere la circolazione dei fluidi di poro e l'attivazione di processi di presso-dissoluzione. Nelle ultracataclasiti, invece, il grado di comminuzione di grana e di compattazione è tale che la matrice prodotta agisce da barriera impermeabile. Per descrivere meglio la comminuzione di grana dovuta alla cataclasi, si è proceduto a costruire una curva granulometrica tramite l'analisi d'immagine. Dalle immagini SEM acquisite, attraverso la classificazione supervisionata è stato possibile attribuire diverse classi di appartenenza ai singoli pixel e ottenere immagini binarie con i clasti fratturati isolati dal resto della sezione. Per ogni tipologia di roccia di faglia sono state impiegate immagini a ingrandimenti crescenti. Utilizzando un programma per il calcolo delle aree è stato stimato il diametro equivalente dei clasti e i dati ottenuti sono stati elaborati e plottati in un foglio di calcolo in modo da costruire una curva granulometrica cumulativa, espressa in scala logaritmica. Ne risulta una serie di curve descritte da una relazione di tipo *power-law*  $N \sim d^{-D}$  ( $\log(N) \sim -$

Dlog(d)) con D che rappresenta la dimensione frattale (la pendenza della retta). Il parametro D è fondamentale per effettuare un confronto sulla distribuzione frattale (cataclasi) delle varie rocce di faglia, stimandone il grado di comminuzione di grana. Elevati valore di D, indicano una presenza maggiore delle granulometrie fini rispetto a quelle grossolane. L'affidabilità della relazione *power-law* è data dal coefficiente di correlazione lineare ( $R^2$ ).

Per dedurre l'evoluzione cinematica della faglia, si sono andate a studiare le microfratture. In affioramento non sono presenti indicatori cinematici che portano evidenze di un movimento *dip-slip* normale. Dalla distribuzione delle fratture all'interno dei *rose diagrams*, calcolata in ArcGIS, si nota una concentrazione nel settore compreso tra  $15^\circ$ - $75^\circ$ . Pur non avendo una corrispondenza diretta con lo schema teorico di Riedel, l'orientazione delle microfratture è consistente con una cinematica inversa della FC.

Alcune indagini riguardanti un *layer* più scuro riscontrato nelle immagini SEM di una superficie di *slip*, hanno portato ad individuare in questa porzione un arricchimento di Mg: principalmente brucite ( $Mg(OH)_2$ ) e olivina accessoria. Non è chiaro se questo *layer* sia dovuto a processi di decarbonatazione per *slip* sismico o derivi da fluidi legati a filoni ultrabasici attraversati dalla faglia. Rimane comunque un'informazione importante da considerare per l'evoluzione della struttura stessa, in quanto orizzonti di brucite comportano forti riduzioni del coefficiente di attrito nella roccia incassante.

Dalle osservazioni effettuate sugli indicatori cinematici, la distribuzione delle microfratture e la sua posizione all'interno della ASC portano a concludere che la FC si tratta di un *thrust* neogenico sviluppato al tetto della faglia cieca che produsse la piega stessa.



## ABSTRACT

Fault zones cutting carbonate sedimentary sequences of shallow crust often represent seismogenic sources worldwide. The majority of faults in carbonates of the Southalpine domain are Mesozoic structures, reactivated during Alpine orogeny. In this thesis by means of microcracks distribution and microstructural investigations of fault rocks the architecture of the Campolongo Fault (FC) is described. The FC is located in the core of Spitz-Campolongo Anticline (ASC), a prominent Alpine structure, which bends the central portion of Asiago Plateau (Venetian Prealps, Italy). This fault is spectacularly exposed on the south face of a valley tributary to the Valdastico valley, cutting the outcropping sedimentary sequence composed of the “Dolomia Principale (Norian) and the overlaying limestone of the “Monte Zugna Fm” (Hettangian-Sinemurian p.p.). The spoon-shaped geometry of the fault, similar to others N-trending syn-sedimentary structures of the area was suggesting a Liassic origin, followed by reactivation during the Alpine shortening (Neogene). However, the fault attitude measures obtained in the lower gently dipping part of the structure show a WSW-ENE strike and NW dip azimuth. Instead, the upper steep part of the fault rises the slope and connect with a sub-vertical N-S striking fault array, well represented in the official geologic map. In this portion the fault splays into a positive flower structure entailing a local transpression. The reverse kinematic is inferred by the geometry of drag folds founded all along the fault splay. During the field survey three structural domains, based upon fractures density and the type of fault rocks have been identified:

- 1) Protocataclastic zone, well cemented, nearby the fault breccias hosted in the damage zone;
- 2) Cataclastic zone, ~15 cm wide;
- 3) Ultracataclastic zone, with high strained and highly fractured rocks. Here, poorly cemented clasts are easily eroded.

The volume of high strain rocks changes along the Principal Slip Surface and forms thin layers (few microns wide), or lenses of easily eroded cataclastic rocks

producing a ledge well visible on the wall rock. In the damage zone a N-S striking joint array is found, along with secondary faults produced by the reactivation of bedding planes as slip surfaces. Insight of the internal fault zone architecture was obtained by both field observation and laboratory analyses.

By optical and electronic microscope observations on the fault rock samples, we were able to describe the textural differences among them. Proto-cataclasites, are strongly fractured fault rocks, composed by coarse grains (<2mm) isolated by microcracks arrays. This type of texture is called embryonic fabric. Cataclasite and Ultracataclasite are produced when chipping processes wear clast corners, allowing the rotation and shearing of the matrix. Cataclasite defines an intermediate fabric, while ultracataclasite defines a mature one. In cataclasite, porosity and compaction allow pore fluid circulation and the activation of pressure-solution processes. Instead, in ultracataclasite the grain comminution and tightly packed matrix act as impermeable barrier. In order to better describe the cataclastic process, cumulative grading curves were built for each fault rock type. By image analysis from acquired SEM images, we were able to isolate any single clast using supervised learning to create binary images of fault rocks. This method allows automatic assignment of each pixel to a certain class, previously created by the operator. For each rock type we used multiple images at various magnifications. Using a surface calculator software, the equivalent diameters were estimated and the obtained data were processed in a spreadsheet and plotted in log (N)-log (de) diagrams in order to build cumulative grading curves. FC curves follow a linear trend and are described by a power-law relationship  $N \sim d^{-D}(\log(N) \sim -D\log(d))$  where D is the fractal dimension (line slope). D is a fundamental parameter to compare the grain distribution of fault rocks and to estimate the grain comminution degree (cataclasis). Elevated D values indicate high presence of fine grain clasts rather than coarse ones. The strength of the power-law relationship is shown by the correlation coefficient ( $R^2$ ). In order to infer the kinematic evolution of the FC, the microcracks distribution was studied. In the outcrop kinematic indicators or any other evidences suggesting normal dip-slip activity were not found. The microcracks distribution, calculated using

ArcGIS software, is reported in rose diagrams: the maximum concentration of fractures is located in the 15°-75° sector. Although there isn't a direct correspondence to Riedel structures such orientation is a valid indicator of the reverse kinematics of FC. By looking at SEM images we noticed a darker layer adjacent to the slip surface. From EDS (Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy) characterization we found that this thin portion of the slip zone is composed by Mg-rich minerals: mainly brucite ( $Mg(OH)_2$ ) and accessory Mg-olivine. It isn't clear if this layer is the result of decarbonation reaction trough seismic slip or is derived from fluid phase precipitation related to the presence of ultramafic dikes crossed by the FC. While drawing the evolution model of this fault it is important to consider that brucite-rich layers cause drastic fall of the friction coefficient in the host rock.

From the kinematic indicators observation, the microcracks distribution and the structural location of the FC, we conclude that this structure is a thrust hosted in the hanging wall of the major fault, which produced the Spitz-Campolongo Anticline during the Alpine shortening.





## 1. INTRODUZIONE

Negli ultimi anni molti studi basati su lavoro di terreno e indagini di laboratorio hanno descritto l'architettura, la cinematica e i processi di fratturazione di zone di faglia in carbonati. Questi studi hanno importanza fondamentale per migliorare la nostra comprensione sull'enucleazione, la propagazione e l'arresto di faglie sismogenetiche in carbonati così come la loro evoluzione spazio-temporale. Le sequenze sismiche, infatti, sono fortemente controllate dalla geometria del *network* di faglie e dalle proprietà meccaniche delle rocce di faglia prodotte.

Il nucleo di faglia è la zona in cui viene accomodato la maggior parte del rigetto e può essere tagliato da una o più superfici di *slip* che racchiudono volumi di rocce di faglia (Sibson, 2003). La zona di danneggiamento è un'ampia zona di fratturazione, spesso anche centinaia di metri, in cui il *fabric* della roccia incassante non è stato completamente obliterato dalla deformazione che tipicamente diventa progressivamente più intensa verso il nucleo di faglia (Cowie and Scholz, 1992; Billi et al., 2003; Mitchell and Faulkner, 2009). All'interno delle sequenze carbonatiche la struttura della zona di faglia è fortemente controllata dalle anisotropie pre-esistenti quali stratificazione, vene, cicatrici di presso-dissoluzione e *joint* (Graham et al, 2003; Agosta e Aydin, 2006; Kurz et al., 2008; Hausegger et al., 2010). La caratterizzazione micro-tessiturale e mineralogica di un nucleo di faglia in carbonati e della relativa superficie di *slip* è un pre-requisito essenziale per capire e prevedere le proprietà meccaniche, idrauliche e sismiche; inoltre può portare a riconoscere particolari microstrutture formate durante un ciclo sismico. In un articolo di Smith et al., (2011) vengono descritte le microstrutture di faglie in carbonati ad alto e basso rigetto. È riportata la presenza di granuli formati per l'accrezione di matrice in *layer* fluidizzati durante lo *slip* sismico e una debole sovra impronta della *Crystallographic Preferred Orientation* (CPO) nella zona di *slip* durante lo scorrimento plastico lento (*creep*). In questo elaborato di tesi viene descritta l'architettura dalla meso-alla micro-scala di una zona di faglia in carbonati che affiora lungo la parete sud di Cima Campolongo (Altopiano di Asiago, Italia nord-orientale). L'omonima

faglia è una struttura di considerevoli dimensioni all'interno della Anticlinale Spitz-Campolongo e taglia sia la Dolomia Principale che la Formazione di Monte Zugna. L'obiettivo è quello di combinare i dati di terreno con l'analisi micro strutturale (focalizzandosi su quest'ultima) per documentare la struttura della zona di faglia e riconoscerne la cinematica.

## 2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E STRUTTURALE DELL'ALTOPIANO DI ASIAGO

### 2.1. Localizzazione geografica e caratteristiche geomorfologiche

L'Altopiano dei Sette Comuni è situato a nord di Vicenza nella zona di confine tra il Veneto e il Trentino Alto-Adige, collocandosi in posizione centrale nella fascia delle Prealpi Venete (*Figura 1*). È un altopiano strutturale delimitato da un sistema di grandi scarpate e compreso tra i fiumi Astico, che scorre nell'omonima valle, e Brenta, nel tratto che percorre la Valsugana.

Il massiccio isolato ha una forma pressoché quadrangolare con un'estensione E-W di circa 25 Km e oltre 30 Km in senso N-S.



Figura 1. Visuale da satellite dell'Altopiano di Asiago (in bianco), dell'area in studio (rettangolo rosso) e dei cinque elementi geomorfologici (in giallo) individuati da Mietto&Sauro. (Immagine scaricata con Google Maps Saver)

Mietto & Sauro (2000) individuarono cinque sub-unità geomorfologiche (*Figura 1*) che da S verso N si susseguono nell'ordine:

1. La scarpata tettonica meridionale di Bassano-Piovene: dal punto di vista morfotettonico essa corrisponde al fianco meridionale della piega anticlinale asimmetrica Schio-Bassano. Da qui una serie di colli digradano progressivamente verso la Pianura Veneta.
2. L'altopiano meridionale al di sopra della scarpata
3. La conca mediana: si sviluppa in corrispondenza della sinclinale di Gallio dove affiorano al nucleo le formazioni rocciose cretacico-eoceniche caratterizzate da una minore resistenza all'erosione rispetto alle formazioni giurassiche. Qui sono racchiusi i centri abitati che costituiscono i Sette Comuni dell'altopiano. L'altitudine media si aggira attorno ai 1000 m s.l.m.
4. L'altopiano settentrionale: è un rilievo tabulare caratterizzato nella sua parte centrale da una morfologia articolata in scarpate, dossi e doline, mentre dal margine settentrionale si elevano una serie di cime oltre i 2300 metri di altezza. La massima elevazione la raggiunge Cima XII con 2336 m s.l.m.
5. La scarpata settentrionale: si sviluppa su di un dislivello di circa 1000 m terminando sul fondo della Val di Sella

## **2.2. Stratigrafia delle successioni sedimentarie interessate dalla faglia in studio**

L'intero massiccio è costituito da una successione di rocce sedimentarie depositate in ambiente marino tra 223 M.a. nel Carnico Superiore (Tuvalico) e 35 M.a. in epoca Eocenica (Priaboniano).

Le litologie più antiche affioranti in quest'area del Dominio Sudalpino sono costituite dalle filladi del basamento cristallino pre-Permiano, relative all'orogenesi varisica e dalle vulcaniti permiane (ignimbriti riolitiche).

Queste unità affiorano in Valsugana alla base della grande scarpata settentrionale dell'Altopiano.

La successione soprastante è costituita da rocce sedimentarie marine, che poggiano in *unconformity* sul basamento. Inizialmente l'ambiente sedimentario era continentale, testimoniato dalla presenza delle Arenarie della Val Gardena prodotte dallo smantellamento delle rioliti permiane, passando successivamente a litologie di mare basso, piattaforma carbonatica e mare profondo.

Le unità sedimentarie sono sporadicamente intercalate a prodotti vulcanici triassici e paleogenici mentre le coperture continentali quaternarie chiudono al tetto la successione.

La Dolomia Principale (Carnico superiore – Retico), essendo una successione rigida e potente, costituisce il substrato della successione affiorante dell'Altopiano.

Le litologie soprastanti sono rappresentate dal gruppo dei Calcari Grigi, appartengono a una successione carbonatica di mare basso che caratterizzava la Piattaforma di Trento durante il Lias.

Essa era una delle principali unità paleogeografico-strutturali del margine continentale passivo africano e si ergeva dalle piane abissali del Bacino Lombardo (a ovest) e del Bacino di Belluno (a est).

Durante il Dogger l'azione congiunta della subsidenza e della risalita eustatica portarono all'annegamento della Piattaforma. In questo modo l'ambiente deposizionale passò rapidamente da condizioni di mare basso a pelagiche, e la piattaforma carbonatica divenne un plateau (Plateau di Trento). Questo evento geologico è testimoniato dalla deposizione del Rosso Ammonitico Veronese che poggia in discontinuità sulle unità di piattaforma. Il contenuto fossilifero di questa formazione indica la presenza di fauna nectonica di mare profondo: oltre alle Ammoniti si trovano nautiloidi, belemniti e bivalvi pelagici. Si tratta di calcari marnosi mal stratificati che manifestano i caratteri di una sedimentazione condensata dovuta alle correnti oceaniche che spazzavano l'alto pelagico (tessitura nodulare).

Gradualmente, al tetto del Rosso Ammonitico Veronese, vi si sovrappone la Maiolica (Titoniano-Barremiano) formazione in cui la sedimentazione più continua e sostenuta ha portato alla formazione di ingenti spessori (300/400 m in contesti bacinali).

### 2.2.1. Litologie principali:

- Dolomia Principale (DPR) (Carnico sup. – Retico): costituisce un potente complesso di dolomie chiare ben stratificate e con elevata omogeneità laterale di facies. L'alternanza ciclica di livelli decimetrici ,bioturbati e talora fossiliferi (a bivalvi e gasteropodi) e livelli stromatolitici con evidenze di esposizione subaerea (*mud-cracks* e *tepee*) indica che la facies deposizionale prevalente è quella peritidale con il susseguirsi di depositi subtidali di laguna (fossiliferi) a depositi di *tidal flat* (stromatolitici). La porosità a *fenestrae* è comune, ma raramente le stromatoliti formano dei rilievi. Impronte di dinosauri sono preservate qualora l'esposizione sia favorevole. Altre facies che possono essere trovate sono le brecce a tepee e orizzonti rossiccio - verdognoli di dolosiltite o argille dolomitiche. Questa formazione può arrivare fino a 2 Km di spessore.

All'interno della formazione si riconoscono 3 unità sovrapposte:

- Unità Inferiore: dolomie ben stratificate che rappresentano la classica successione peritidale; caratteristica peculiare è la presenza di corpi discontinui di brecce e conglomerati, costituiti da clasti di dolomie e vulcaniti. Le facies riconosciute in questo intervallo basale sembrano essere collegate alla presenza di corpi marini fortemente erosivi (*ravinement surface*) e documentano la fase trasgressiva precedente all'instaurarsi della piana tidale della DPR.
- Unità Intermedia: è costituita da sequenze cicliche di tipo subtidale di dolomie a stratificazione poco distinguibile con bancate di 4-5 m

di spessore. L'associazione è composta da cristalli fini di dolomite, nel complesso massiva, con presenza di fossili marini. Il contenuto fossilifero è rappresentato da alghe *Dasycladacee*, bivalvi e gasteropodi. Tracce di bioturbazione possono essere osservate. Si riscontrano anche livelli sterili. La base dei livelli subtidali può presentare dei *lag* deposizionali evidenziati da accumuli di intraclasti e fossili.

- Unità Superiore: composta da una successione ciclica di dolomie peritidali, simili a quelli dell'unità inferiore.

Nel settore orientale del Foglio Asiago la successione si presenta intensamente dolomitizzata, rendendo difficile la distinzione del limite con la soprastante formazione di M. Zugna. E' possibile vedere alcune delle litologie della DPR lungo i ripidi fianchi della Valdastico e alcuni affioramenti sono presenti nell'area del comune di Arsiero.

- Gruppo dei Calcari Grigi (Hettangiano-Pleinsbachiano sup.): è l'unità carbonatica tipica della Piattaforma di Trento, compresa tra la DPR e l'Oolite di S. Vigilio, nel settore NW del Foglio, mentre nella rimanente area è chiusa al tetto dal Rosso Ammonitico Veronese. Il Gruppo dei Calcari Grigi viene distinto in Formazione di M. Zugna, Calcare Oolitico di Loppio e formazione di Rotzo (*Figura 2*).
  - Formazione di M. Zugna (FMZ) (Hettangiano – Sinemuriano p.p): la formazione è distinta in due litofacies, una inferiore interpretata come subtidale e una superiore peritidale. Queste associazioni di facies sono simili a quelle della DPR, ma composte da calcari invece che da dolomite. La facies subtidale è costituita da sequenze cicliche di calcari micritici (*mudstone-wackestone*) e oolitico-bioclastici (*grainstone*) in strati medi o in banchi molto bioturbati al tetto e permeati da peliti che li ricoprono per spessori centimetrici. Ad esse si sovrappone un alternanza di banchi calcarei micritici e bioclastici a strati stromatolitici, associati a

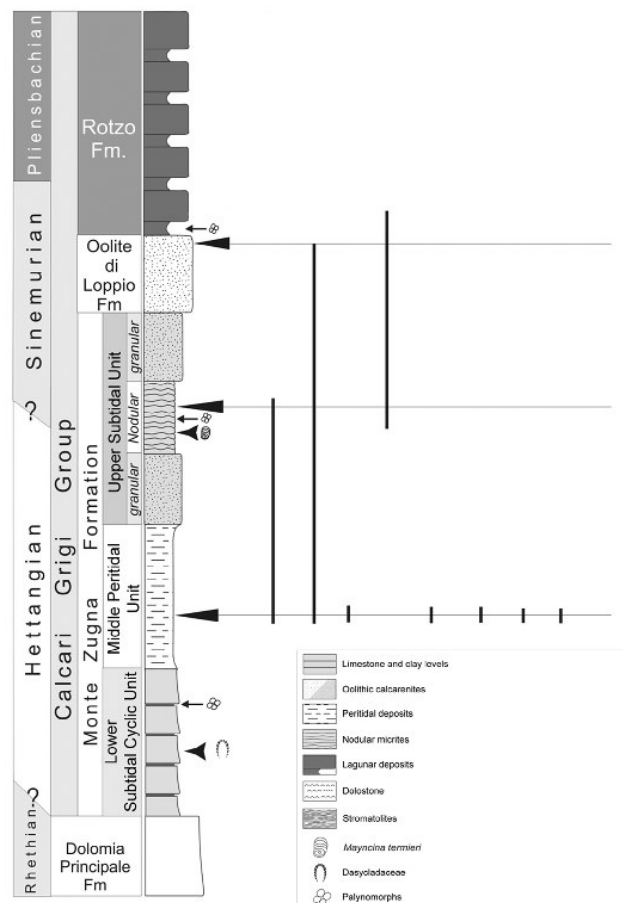
strutture da esposizione subaerea (*mud-cracks* e *fenestrae*). Ciò corrisponde a una facies peritidale. Il limite inferiore della formazione con la Dolomia Principale è difficilmente identificabile poiché il passaggio tra le due unità è generalmente interessato da una dolomitizzazione tardiva. Convenzionalmente il limite viene posto dopo la scomparsa dei livelli a tepee tipici della parte sommitale della DPR e la comparsa dei cicli subtidali con livelli di argilliti propri della formazione di M. Zugna.

- Calcarea oolitico di Loppio (LOP) (Sinemuriano p.p.): L'unità è costituita da una successione monotona di *grainstone* oolitici massivi in banchi metrici-plurimetrici. I granuli sono rappresentati da ooidi e subordinatamente oncoidi e bioclasti, mentre il contenuto paleontologico è molto scarso. Queste litofacies sono rappresentative di un ambiente subtidale di elevata energia. Solitamente forma una cornice rocciosa che risalta rispetto alla morfologia più dolce della sovrastante formazione di Rotzo, più erodibile. Il limite inferiore è caratterizzato dalla progressiva scomparsa dei livelli micritici, tipici della formazione di M. Zugna. Il limite superiore con la formazione di Rotzo è posto alla comparsa di alternanze di calcari micritici e interstrati pelitici.
- Formazione di Rotzo (RTZ) (Sinemuriano sup. – Pleinsbachiano sup.). Nella formazione si distinguono tre litofacies:
  - La litofacies calcarea-marnosa (RTZa) inferiore.  
Essa è composta dall'alternanza di spessi orizzonti marnosi (scuri) a contatto con strati sottili di carbonato fine. I contatti tra le due litologie possono essere planari o ondulati-nodulari a causa della bioturbazione.
  - La litofacies a “*Lithiotis*” (RTZb) superiore.  
I bivalvi del gruppo *Lithiotis* caratterizzano i *mound* e i biostromi della formazione. Spesso questi fossili si riscontrano in posizione di vita (verticale) o comunque iso-



orientati, formando letti o lenti che possono avere da 1 a 10 metri di spessore. Le rocce sono da considerarsi *bafflestone* (o al massimo *rudstone*), in quanto l'accumulo di *Lithiotis* provocava forti rallentamenti nella velocità della corrente (e quindi della sua capacità di carico) permettendo l'accumulo di matrice fine tra i bivalvi.

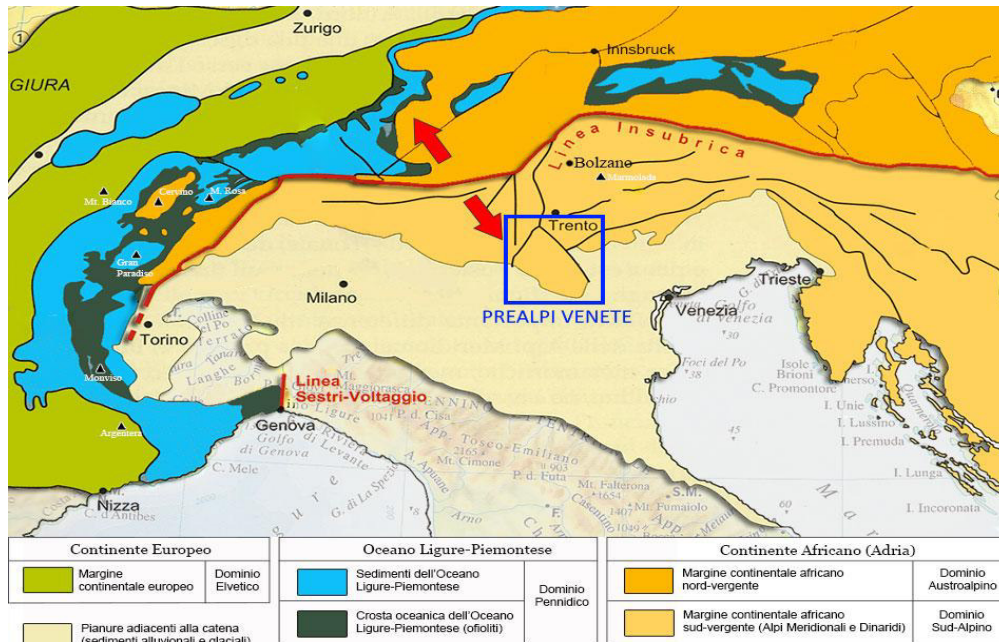
- La litofacies oolitica (RTZc) eteropica con la precedente
- Il limite della Formazione di Rotzo con la soprastante Oolite di Massone è graduale o addirittura assente, in quest'ultimo caso si trova direttamente a contatto con l'Oolite di San Vigilio o addirittura al Rosso Ammonitico.



**Figura 2. Colonna stratigrafica semplificata del Gruppo dei Calcarei Grigi (Petti et al., 2011). Le età sono state determinate sulla base di pochi vincoli biostratigrafici e per tanto non sono del tutto affidabili.**

### 2.3. Assetto strutturale delle Alpi Meridionali

L'Altopiano dei Sette Comuni appartiene alla catena a pieghe e sovrascorrimenti delle Alpi Meridionali ed è localizzato al limite tra le Prealpi Venete e l'Alta Pianura Vicentina. L'area si localizza nel contesto geologico del Dominio Sudalpino (*Figura 3*).



**Figura 3. Carta geologica semplificata delle Alpi. (Immagine di A. Bosellini, scaricata da digilands.it, modificata)**

Complessivamente le Alpi Meridionali sono una catena montuosa con vergenza SSE, sviluppata durante la contrazione Neogenica del margine passivo (settentrionale) della microplacca Adria, in seguito alla collisione continentale tra Europa e Africa (*Figura 4*).

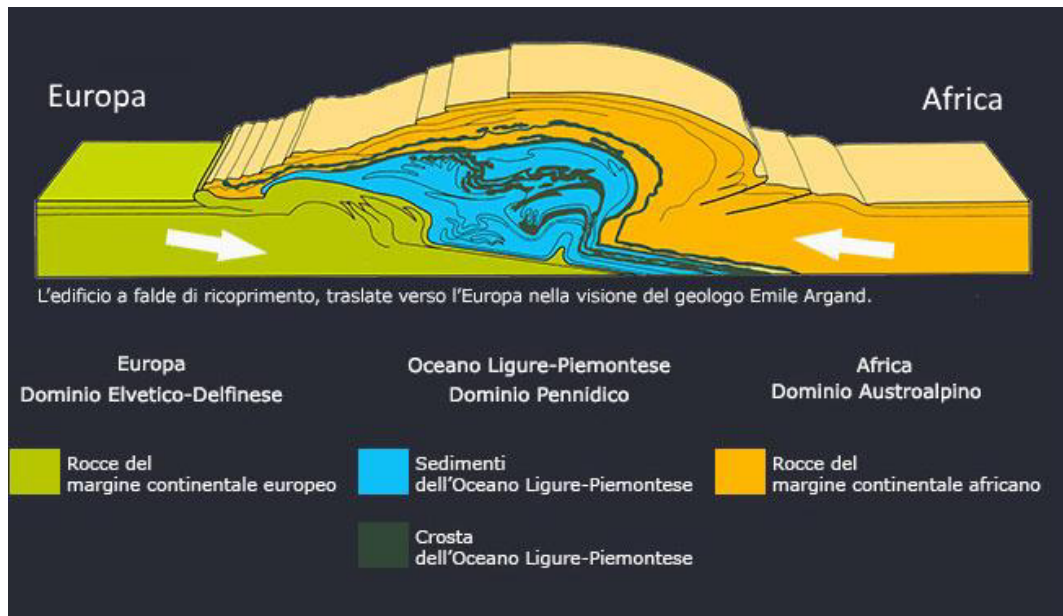


Figura 4. Collisione continentale alpina. (Immagine di A. Bosellini, scaricata da digilands.it, modificata)

Il raccorciamento dell'area è stato accomodato dallo sviluppo di sovrascorrimenti S-vergenti (retro-scorrimenti rispetto all'intera Catena Alpina) permettendo un notevole ispessimento crostale (Figura 5).

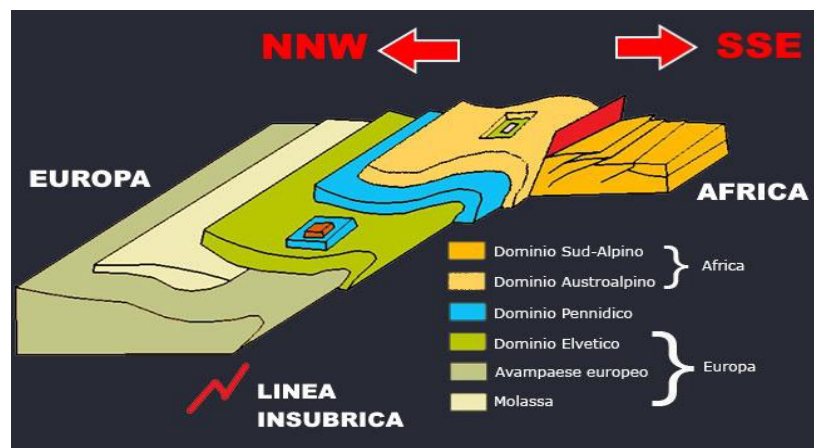


Figura 5. Doppia vergenza delle Alpi: da notare come le litologie a sud della Linea Insubrica abbiano vergenza SSE (Dominio Sud-Alpino), mentre tutto il resto della Catena Alpina abbia vergenza NNW (compreso il Dominio Austroalpino che apparteneva anticamente alla placca africana). (Immagine tratta da Wikipedia, scaricata da digilands.it, modificata)

A livello strutturale quindi, la catena è costituita da una sequenza di *thrust*, disposti a ventaglio, che arrivano a coinvolgere il basamento ercinico. L'età di formazione dei sovrascorrimenti ringiovanisce dall'interno della catena verso l'esterno, secondo una sequenza di tipo *piggy back*.

In pianta si nota come questi *thrust* sono orientati ENE-WSW, ma presentano ondulazioni per l'interferenze dovute dalla presenza di strutture estensionali ereditate, come le faglie normali Mesozoiche e, occasionalmente, Paleogeniche (Figura 6).

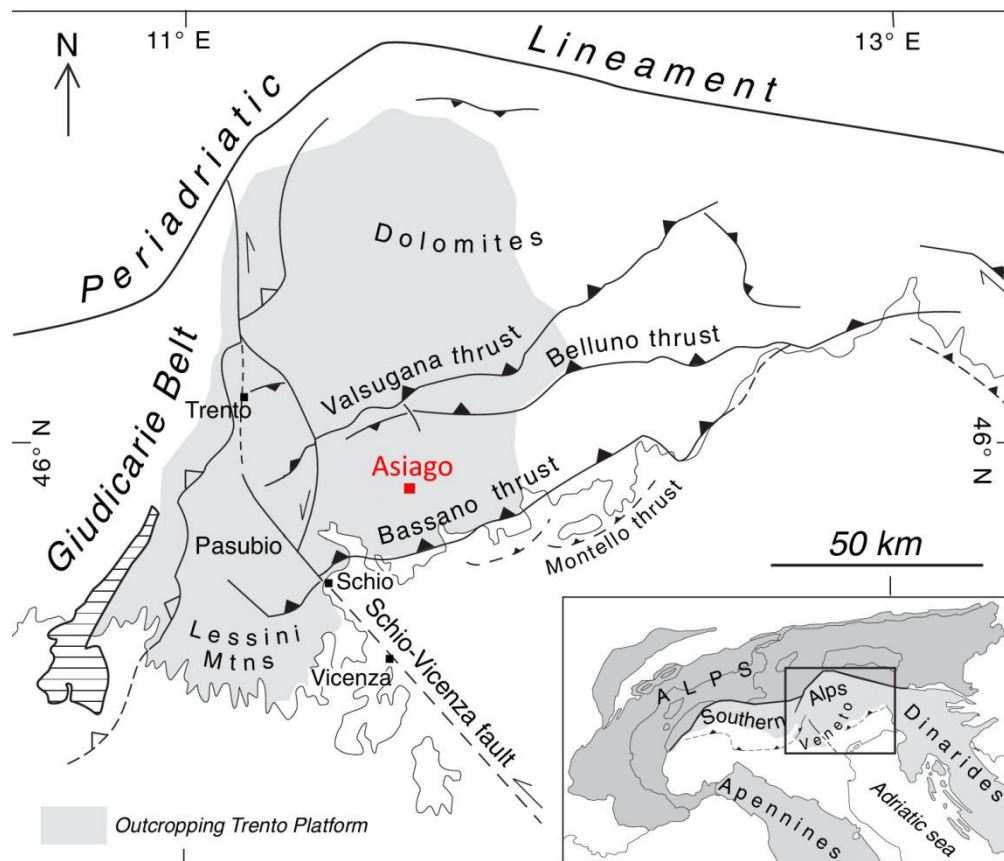


Figura 6. Mappa strutturale semplificata delle Alpi Sud Orientali. L'immagine mostra le principali faglie e l'estensione in affioramento della Piattaforma di Trento (in grigio). (Zampieri&Massironi, 2007)

#### 2.4. Tettonica dell'Altopiano di Asiago

L'architettura del Sudalpino è il risultato di una deformazione tettonica polifasica. Si possono distinguere 3 fasi, ben rappresentate anche nell'Altopiano di Asiago.

### 2.4.1. 1° Fase: Rifting Norico-Liassico

Le strutture più precoci nell'Altopiano sono quelle che interessano la Dolomia Principale del Norico (Bosellini e Hardie, 1986), la cui geometria non è però ben definita. Infatti, durante il Triassico non vi era grande differenziazione tra depositi di acqua superficiale e quelli di acqua profonda, in quanto è solo con il Giurassico che si individua l'unità Paleogeografica della Piattaforma di Trento (Figura 7), in cui l'Altopiano dei Sette Comuni si situava nel settore centro-orientale. Strettamente parlando, la Piattaforma di Trento esiste quindi dal Giurassico Inferiore (Hettangiano). In termini strutturali questa unità era un complesso *horst* delimitato da grandi faglie orientate N-S, che lo isolavano dal Bacino lombardo a ovest (Linea Ballino-Garda) e dal Bacino Bellunese a est (oltre il lato orientale del Massiccio del Grappa).

Tuttavia, considerando i dati di profondità, si nota come i margini non siano lineari ma poligonali, suggerendo che la geometria della Piattaforma sia il risultato dell'interazione di due *set* di faglie, uno dei quali orientato N-S. Tale alto strutturale era un elemento del margine passivo occidentale della microplacca adriatica (o promontorio della Placca Africana), prodotta dal *rifting* continentale associato all'apertura dell'Atlantico centro-settentrionale e dell'Oceano Ligure-Piemontese.

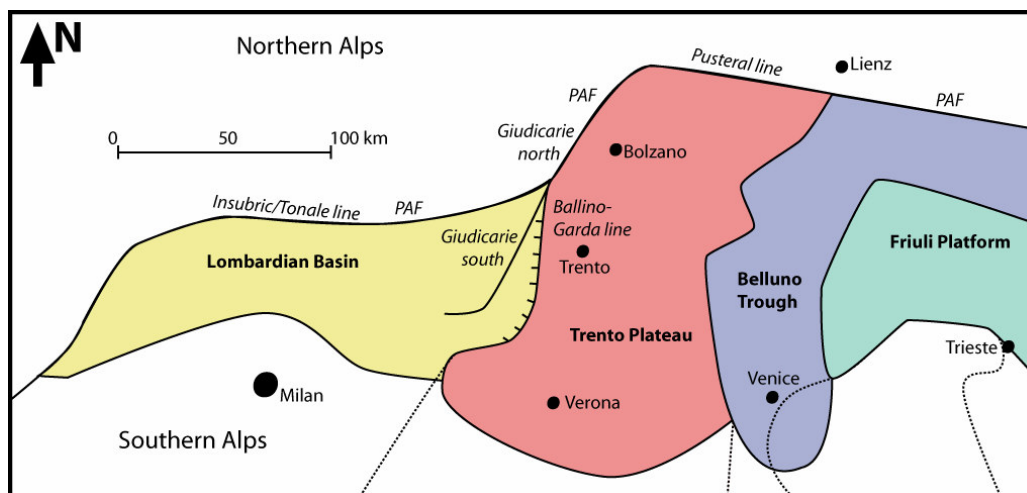


Figura 7. Localizzazione del sistema Horst-Graben dopo il rifting Norico-Liassico. (Hoornveld, 2009)

La Piattaforma di Trento era localizzata a latitudini tropicali nella porzione più occidentale della Tetide, fortemente influenzata dai monsoni invernali ed estivi. Il clima era favorevole per lo sviluppo di piattaforme carbonatiche di mare basso, molto produttive.

Questo ambiente era in contrasto con i due domini adiacenti in cui si riscontrano depositi di acque profonde.

La connessione con le terre emerse era minima, anche se presente, come dimostrato dalla presenza di impronte di dinosauri e dal significativo contenuto terrigeno della Formazione di Rotzo (RTZ) (sigla secondo Barbieri et al., 2007). La tettonica estensionale legata a questa fase di *rifting* è documentata, in affioramento, da faglie sin sedimentarie che controllano drastiche variazioni di spessore della Formazione di Loppio (LOP) e soprattutto del RTZ, appartenenti al Gruppo dei Calcari Grigi (Figura 8).

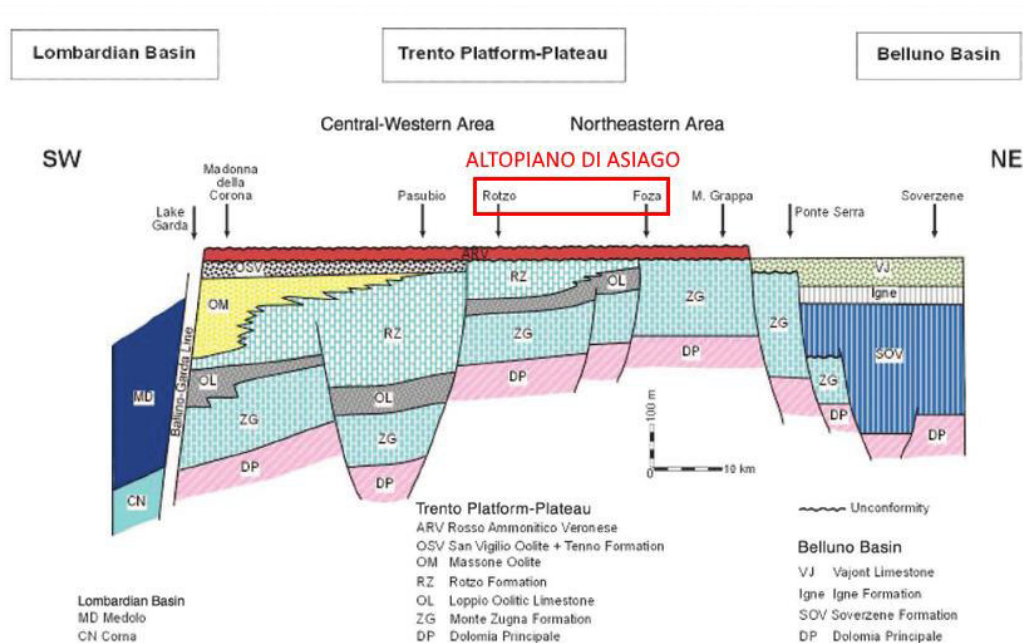


Figura 8. Transetto delle Alpi Sud-orientali che illustra la paleogeografia della Piattaforma di Trento durante il Giurassico. Da notare i cambiamenti nello spessore delle unità Giurassiche, controllati dall'attività sinsedimentaria delle faglie normali (Masetti et al. 2012)

#### 2.4.1.1. Esempi di Tettonica sindeposizionale liassica della Piattaforma di Trento

La deposizione del LOP (ex membro medio della Formazione dei Calcari Grigi) è riferita a un innalzamento relativo del livello marino, avvenuto durante il Sinemuriano, che portò la sommersione di intere aree delle Alpi Meridionali (Broglia Loriga et al., 1992). Questa fluttuazione del livello marino fu causata da imponenti collassi tettonici che fecero sprofondare ampi settori della Piattaforma di Trento. Tale evento è registrato dalla sovrapposizione di sabbie oolitiche di margine della piattaforma sulle sottostanti piane tidali (MZ, ex membro inferiore dei CG).

Successivamente a questo evento di annegamento abortito, tra il Sinemuriano superiore e il Bajociano (Giurassico medio), l'evoluzione tettono-sedimentaria dell'area fu caratterizzata da alternanza di fasi di *shallowing* e *deepening* che precedettero l'annegamento definitivo della piattaforma segnando la transizione verso un ambiente di plateau pelagico. Questo contesto tettonico distensivo produsse:

- Lo sviluppo di una laguna fangosa con facies a *Lithiotis* (RTZ), racchiusa a E e a W dalle barre oolitiche del margine di piattaforma.
- Un basculamento verso W dell'intera piattaforma che indusse una fase di annegamento nei settori occidentali, testimoniato dalla deposizione dei calcari marnosi pelagici della Formazione di Tenno (Barbujani et al., 1986; Trevisani, 1991), e all'emersione di alcuni settori centro-orientali (Sturani, 1971; Trevisani, 1991)
- Una fase di sedimentazione di mare basso, caratterizzata dalla deposizione delle facies sabbiose della Formazione di Tenno, a W, e dell'Oolite di San Vigilio sia a W che a E (Barbujani et al, 1986; Trevisani, 1991).

L'annegamento definitivo della piattaforma si realizzò, in modo graduale, con la deposizione del Rosso Ammonitico Veronese (Bajociano p.p – Titoniano sup. p.p.) che segna la sommersione definitiva dell'area.

Alla fine del Giurassico la sedimentazione sul neonato Plateau di Trento non presentava differenze con l'adiacente Bacino di Belluno e quello Lombardo.

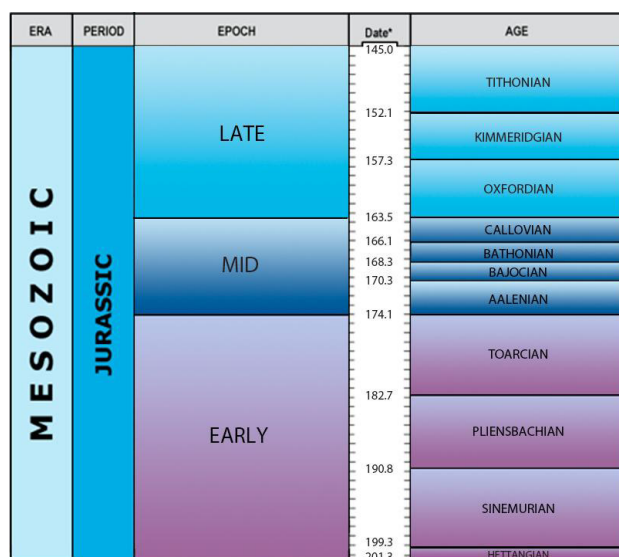


Figura 9. Scala cronostratigrafica del Giurassico. (Gradstein et al., 2012)

Testimonianze della tettonica sinsedimentaria sono state studiate nel Pasubio e sono visibili sul versante destro della val di Leno di Terragnolo (Altopiano di Folgaria).

- Anticlinale di Roll-Over dei Sogli Bianchi (Alpe di Cosmagnon, Pasubio): lungo la parete affiorano la parte alta della Dolomia Principale, la FMZ ed il LOP. Dalla Figura si può notare che il lato occidentale della successione sia dislocato da una faglia normale con geometria listrica. Sul blocco di tetto, la DPR e la FMZ sono deformati a causa del movimento lungo la faglia, producendo una piega di *roll-over*. Nella *Figura 10* si vede chiaramente che la DPR e la FMZ, pur essendo inclinati verso la faglia, mantengono un'uniformità di spessore. Ciò indica che si sono depositati prima della deformazione dovuta alla faglia. Il LOP invece mostra un inspessimento verso la faglia, nonostante manchino *growth strata* che attestino una vera e propria crescita sin sedimentaria. La faglia si è quindi formata in un tempo geologico da considerarsi istantaneo, creando un bacino asimmetrico per la deposizione del LOP, che mostra relazioni di *onlap* con gli strati della



FMZ. Dalle informazioni stratigrafiche è possibile datare l'inizio della deformazione al Sinemuriano superiore, ovvero prima della deposizione del LOP che infatti mostra una giacitura sub orizzontale.

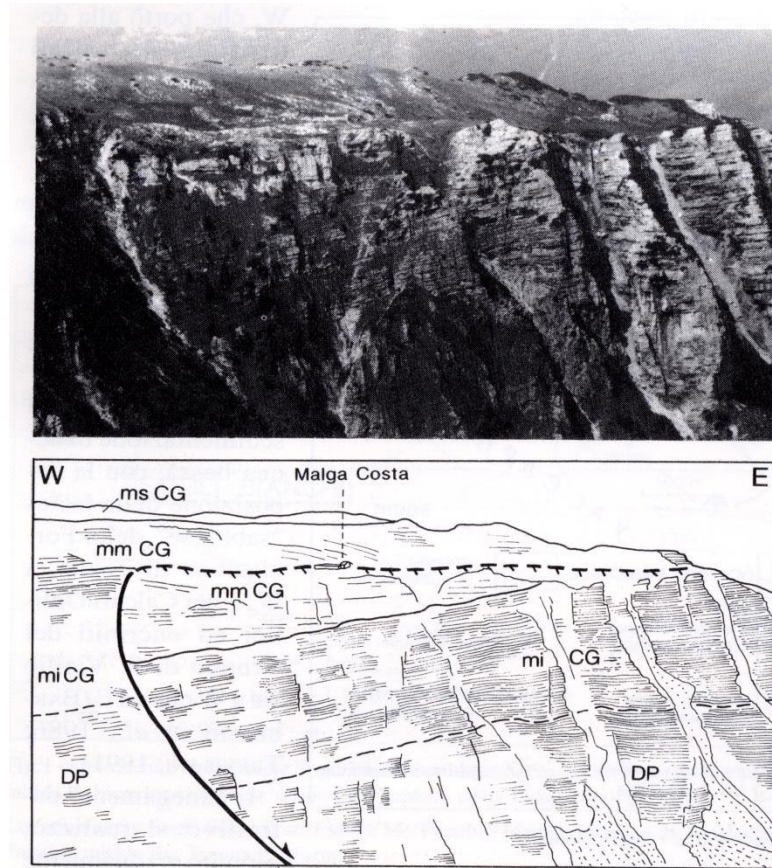


Figura 10. Anticlinale di *roll-over* esposta sulla parete dei Sogli Bianchi (Pasubio). DP: Dolomia Principale; mi CG: membro inferiore dei Calcari Grigi (Formazione di Monte Zugna); mm CG: membro medio dei Calcari Grigi (Oolite di Loppio); ms CG membro superiore dei Calcari Grigi (Formazione di Rotzo). (Zampieri, 1995)

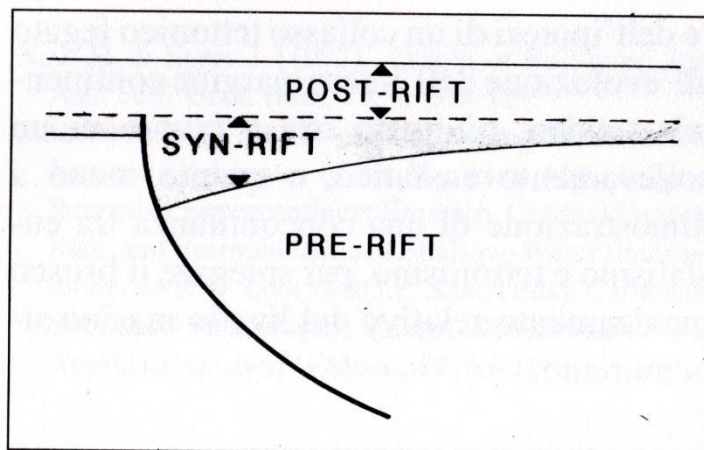


Figura 11. Schema non in scala dei rapporti tra unità sedimentarie e faglia listrica dei Sogli Bianchi. E' rappresentato un intervallo *pre-rift*, comprendente la DP e mi CG (FMZ); un intervallo di *sin-rift*, costituito dalla parte basale del mm CG (LOP), infine un intervallo di *post-rift*, costituito dalla parte superiore dello stesso membro (Zampieri, 1995)

- Pasubio e altopiano di Folgaria: nella *Figura 12*, le strutture estensionali liassiche mostrano una forte variazione di spessore nella unità del RTZ (Sinemuriano – Pleinsbachiano).

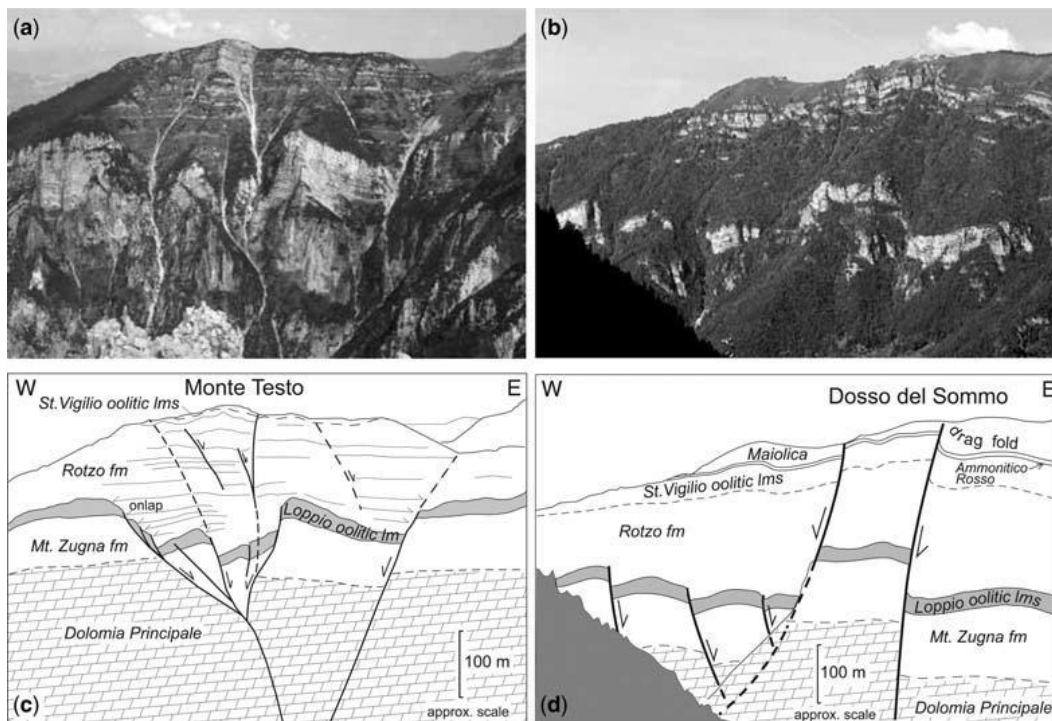


Figura 12. (a) strutture esposte nella parete Sud del Monte Testo (Massiccio del Pasubio) (Tobaldo et al. 2004); (b) strutture esposte nella parete sud di Dosso del Sommo a est del Massiccio del Pasubio); (c) e (d) tratteggio a mano delle strutture nelle figure (a) e (b) rispettivamente (Zampieri & Massironi, 2007).

Tali strutture sono delle prove a favore del modello che prevede un collasso tettonico legato all'evoluzione dell'intero margine continentale tetideo, in concomitanza di un sollevamento eustatico, per spiegare il brusco innalzamento relativo del livello marino a partire dal sinemuriano.

Per quanto riguarda l'Altopiano di Asiago, sul margine occidentale esisteva una soglia tettonica caratterizzata da faglie normali immergenti a ovest. Ciò permise l'accumulo di potenti bancate di carbonati che vanno ad assottigliarsi procedendo verso oriente. Nel versante occidentale del M. Verena lo spessore della FMZ varia bruscamente da 250 a 150 m, mentre da Rotzo a Roana, l'omonima formazione varia da 130 a 25 m, fino ad annullarsi completamente più a est (*Figura 8*).

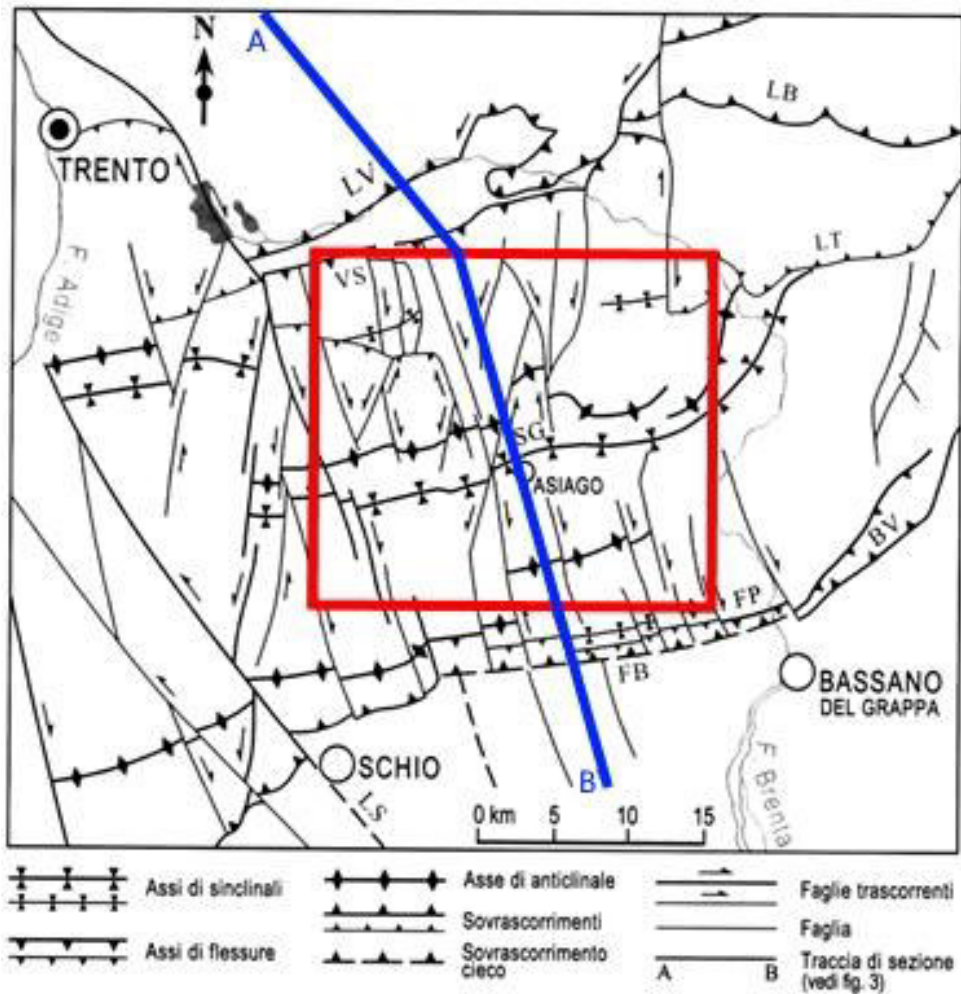
#### **2.4.2. 2° Fase: Rifting Paleogenico**

Durante il Paleogene il Veneto occidentale e il Trentino meridionale sono stati interessati da un'attività tettonica distensiva (Zampieri, 1995) associata a vulcanismo prevalentemente mafico ed ultramafico (Piccoli, 1966, De Vecchi&Sedeà 1995).

Il magmatismo sincollisionale potrebbe essere dovuto a un processo di *slab break off* responsabile delle intrusioni lungo il Lineamento periadriatico. Nei Lessini orientali, in particolare all'interno del *graben* Alpone-Agno si sono accumulati ingenti volumi di vulcaniti in seguito all'attività estensionale. In alcune strutture descritte (*Figura 12.b*) ci sono evidenze di una riattivazione estensionale post-Maiolica delle faglie normali giurassiche, che potrebbe corrispondere alla fase paleogenica.

#### **2.4.3. 3° Fase: Contrazione Neogenica**

In pianta è possibile notare come il blocco dell'Altopiano si presenti estremamente segmentato da fasci di faglie sub verticali. Molte di queste faglie sono ereditate dall'evoluzione mesozoica della Piattaforma-Plateau di Trento (*Figura 13*).



**Figura 13. Schema strutturale delle Prealpi Vicentine. Il riquadro racchiude l'Altopiano di Asiago. LV: linea della Valsugana; LB: linea di Belluno; LT: linea di Tezze; VS: linea di Val di Sella; LS: linea Schio-Vicenza; FB: faglia di Bassano; BV: linea Bassano-Valdobbiadene; FP: flessura pedemontana; SG: sinclinale di Gallio. (Barbieri, 1987 et al.; Castellarin et al., 1992; Selli, 1998).**

Durante la contrazione Neogenica, dovuta all'orogenesi alpina, l'asse di stress orizzontale massimo possedeva un'orientazione NNW. In questo modo i segmenti verticali delle faglie mesozoiche con trend N-NNE, trovandosi favorevolmente orientati al nuovo campo di stress, sono stati riattivati con cinematica *strike-slip* sinistra (Figura 14).

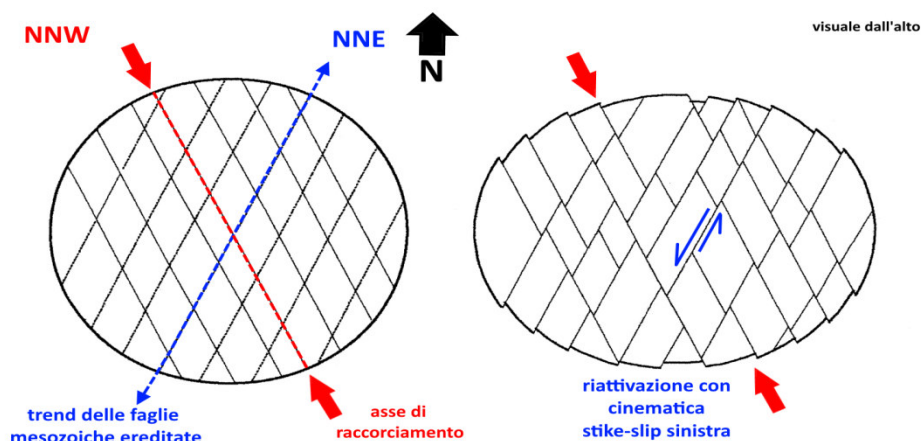


Figura 14. Modello di deformazione mediante riattivazione di due *set* di discontinuità coniugate preesistenti. Nel caso specifico dell'Altopiano di Asiago le faglie orientate NNE sono liassiche, mentre quelle NNO sono paleogeniche. I blocchi a losanga isolati rimangono pressochè indeformati internamente, tuttavia la distorsione dell'intero dominio (nella figura l'area rappresentata dal cerchio si deforma) viene accomodata dallo sviluppo di pieghe e sovrascorrimenti locali. (Barbieri et al. 2007, modificata)

Il sollevamento dell'Altopiano dei Sette Comuni si deve alla tettonica neogenica (nealpina), nel contesto del raccorciamento del margine adriatico mediante sviluppo di sovrascorrimenti SSE vergenti. In sezione l'Altopiano risulta delimitato da due faglie inverse antitetiche convergenti verso il basso, di cui quella principale è la faglia di Bassano (o Bassano-Valdobbiadene), immergente a NNO, mentre quella coniugata è la linea di Val di Sella (VS), immergente a SSE (Figura 15 e Figura 16). La Linea Bassano-Valdobbiadene è nota anche come flessura pedemontana (FP in Figura 13), dato che è associata come una grande scarpata impostata sul fianco meridionale di una piega asimmetrica sviluppata sul blocco di tetto del sovrascorrimento.

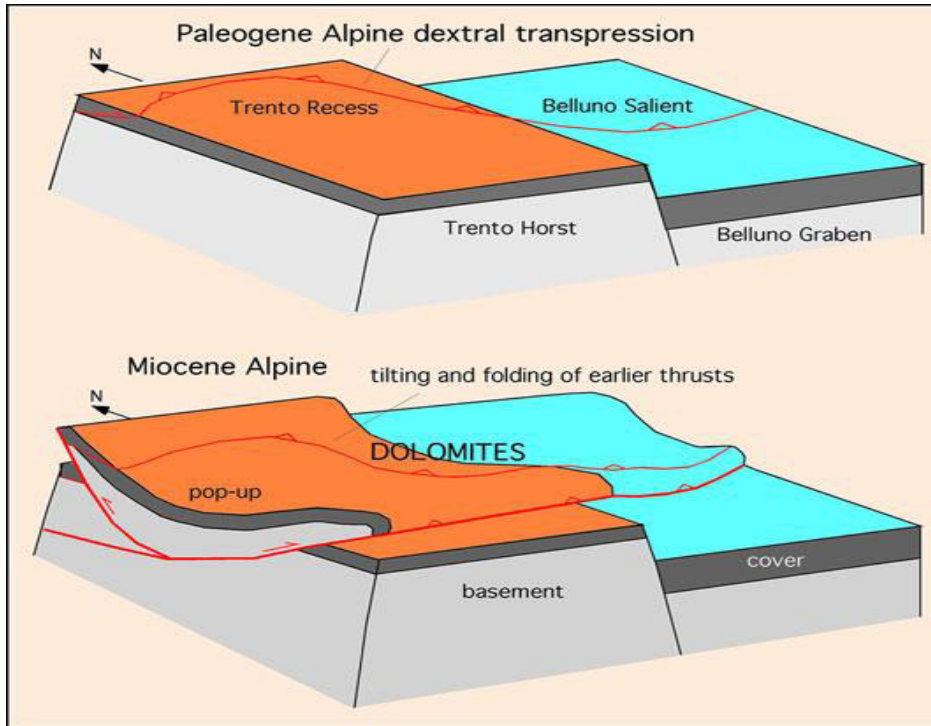


Figura 15. La deformazione alpina, ereditando le strutture Mesozoiche, ha prodotto un recesso sull'Horst di Trento e un saliente nel Graben di Belluno. All'interno del Bacino di Belluno, la transfer zone che separa i due consiste in una transpressione laterale destra con dei thrust superficiali a vergenza WSW. L'evoluzione successiva ha permesso l'approfondimento dei thrust fino a coinvolgere il basamento varisico e generando il pop-up delle Dolomiti. La deformazione operata dai thrust ha piegato e tiltato le formazioni soprastanti. (Cuffaro et al., 2010).

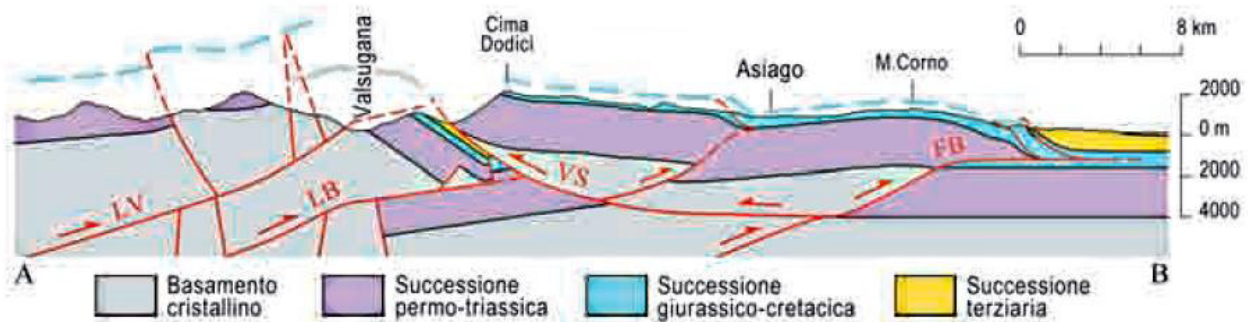


Figura 16. Sezione geologica lungo la traccia A-B in Figura 8. Le sigle sono le stesse indicate in Figura 8. (Note Illustrative del Foglio n.082 Asiago, sezioni bilanciate di Caputo&Bosellini, 1994 e Selli 1998, integrate e modificate)

Gli effetti superficiali di queste strutture sono costituiti dalle pieghe anticlinali e sinclinali appaiate che interessano tutta la porzione centrale con andamento circa OSO-ENE (*Figura 17*). Il pop-up è articolato al suo interno in un settore meridionale più depresso, corrispondente alla piega anticlinale compresa tra la flessura pedemontana e la Sinclinale di Gallio (SG, linea rossa in *Figura 17*). La Sinclinale è l'elemento strutturale con maggiore continuità di tutto l'Altopiano: essa attraversa tutto il Foglio estendendosi tra Tonezza e Foza (Barbieri, 1987). Ha una forma asimmetrica, col fianco meridionale poco inclinato verso NNO e più sviluppato, mentre il fianco settentrionale è più breve ma più inclinato verso SSE. Tale asimmetria mostra la vergenza a SSE del trasporto del blocco di tetto di una faglia inversa cieca situata poco più a nord, di cui l'Altopiano meridionale costituisce il blocco di letto. L'Altopiano settentrionale, invece, costituisce il blocco di tetto di questa faglia e si presenta deformato da una serie di pieghe anticlinali appaiate, con geometria variabile, che rappresentano l'espressione superficiale delle faglie con immersione N. La faglia oggetto di studio in questa tesi, è una struttura minore all'interno dell'Anticlinale Spitz-Campolongo (ASC, linea blu in *Figura 15*), appena a nord della Sinclinale di Gallio.

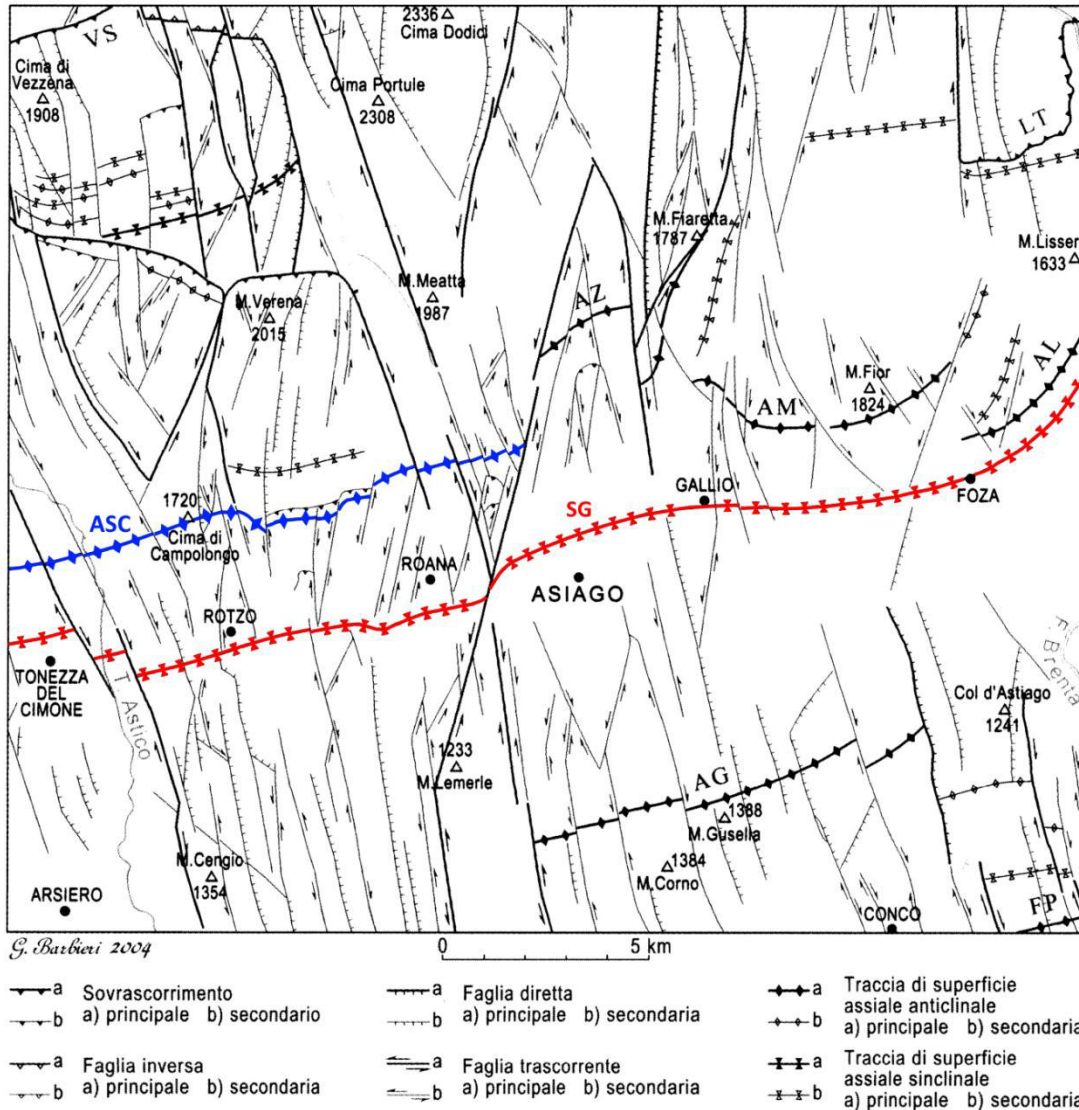


Figura 15. Schema strutturale del Foglio n.82 Asiago. VS: linea di Val di Sella; LT: sovrascorrimento di Tezze; ASC: anticlinale di Spitz-Campolongo; AZ: anticlinale di M. Zebio; AM: anticlinale delle Melette; AL: anticlinale del Lisser; SG: sinclinale di Gallio; AG: anticlinale di M. Gusella; FP: flessura pedemontana (Barbieri et al., 2007).



### 3. METODI DELL'ANALISI STRUTTURALE

#### 3.1. Raccolta dei dati strutturali

I rilevamenti sono stati eseguiti nell'autunno del 2015 insieme ai relatori di tesi, per ottenere dati strutturali e campioni di rocce di faglia della FC. I dati strutturali sono stati elaborati con Open Stereo (Grohmann & Campana, 2010) per produrre stereo plot e proiezioni polari.

Sono stati raccolti 11 campioni provenienti da tetto (principalmente) e letto (ove possibile) della zona di faglia. Sono stati raccolti campioni orientati di superfici di faglia, brecce, cataclasiti e ultracataclasiti lungo la FC per documentare e analizzare le microstrutture delle rocce di faglia che accomodano il *displacement* del blocco di tetto. I dati strutturali e la distribuzione delle rocce tipiche della zona di faglia sono state riassunte nelle immagini. Le microstrutture descritte nel capitolo 7 (Osservazioni al microscopio) sono quelle che appaiono nei campioni. Una cura particolare è stata prestata durante la campionatura e il trasporto, dalla campagna al laboratorio, di queste rocce per evitare la disgregazione.

Data la natura fratturata e fragile di queste rocce di faglia (in particolare le ultracataclasiti che erano poco cementate) i campioni sono stati impregnati e stabilizzati con resina epossidica.



## 4. DESCRIZIONE DEL SITO

In questa sezione vengono illustrate le osservazioni e i dati raccolti durante il rilevamento di campagna che verranno poi elaborate nel capitolo 8, tramite analisi micro strutturale. L'obiettivo ultimo è quello di discutere sulla struttura della FC utilizzando sia i dati di terreno che di laboratorio.

### 4.1. Terminologia

In questo elaborato di tesi la nomenclatura è intesa come segue:

- Stratificazione sedimentaria (*Bedding*)
- Blocco di tetto di una faglia (*Hangingwall*)
- Blocco di letto di una faglia (*Footwall*)
- Superficie di *Slip* (*Slip Surface*): il piano di faglia stesso, contenente lineazioni e scanalature che ne indicano la direzione dello *slip* (Smith et al, 2011).
- Zona di *Slip* (*Slip Zone*): è la zona immediatamente circostante (fino a qualche centimetro di spessore) che contiene Rocce di Faglia (*Fault Rocks*) più o meno sviluppate (Smith et al, 2011).
- Zona di faglia (*Fault Zone*): consiste in un complesso fascio di superfici di rottura, anastomosate fra loro, che isolano lenti di rocce fratturate e sminuzzate (rocce di faglia).

Sulla base delle osservazioni a occhio nudo, la sezione esposta nel sito è stata suddivisa secondo i diversi domini strutturali che definiscono la struttura interna e il *fabric* delle rocce di faglia (Caine et al., 1996; Hausegger, 2009). In linea generale è possibile discriminare i seguenti elementi:

1. Roccia incassante o Protolite (*Host Rock*): consistente nell'ammasso roccioso che contiene le strutture di faglia.
2. Zona di Danneggiamento (*Damage Zone*): è un'ampia zona caratterizzata da faglie secondarie con poco *displacement*, vene e *set* di *shear-fractures*, generalmente relazionate ai processi di crescita della una faglia.

Solitamente la transizione tra incassante e la zona di danneggiamento è abbastanza graduale. Il *bedding* e il *fabric* strutturale originario è comunemente conservato e l'incassante incrementa la sua permeabilità a causa dei reticoli di fratture che si vengono a creare. Le rocce caratteristiche sono le Brecce di faglia.

3. Nucleo di Faglia (*Fault Core*): è la zona dove si localizza il massimo *displacement* della faglia, bordando volumi lenticolari o tabulari di roccia attorno alle superfici di *slip* (Sibson, 2003). Il suo interno è caratterizzato dal massimo grado di fratturazione, dalla presenza di fenomeni di rotazione dei clasti e dalla comminuzione di grana che arriva ad obliterare il *fabric* originario dell'incassante. La concentrazione localizzazione dello *slip* nel *fault core* crea volumi a bassa permeabilità. Le rocce presenti nel *core* prendono il nome di Cataclasiti o Ultracataclasiti a seconda del grado di comminuzione.

Dato che il *fault core* si sviluppa all'interno della *damage zone*, la zonazione spaziale (dal protolite al *core*) corrisponde a diversi *step* evolutivi della propagazione di una faglia.

Quando le faglie si sviluppano all'interno di sequenze sedimentarie carbonatiche, la loro struttura è fortemente controllata dalla presenza di anisotropie ereditate come giunti di strato, vene, *joints* e superfici di presso-dissoluzione (Graham et al., 2003; Agosta e Aydin, 2006; Kurz et al., 2008; Hausegger et al., 2010).

L'evoluzione della *fault zone* comporta la progressiva interazione di queste strutture ereditate, portandole a scorrere l'una sull'altra e a sviluppare nuove *slip surfaces* e *slip zones*.

#### 4.2. Caratterizzazione mesostrutturale della Faglia di Campolongo

La struttura oggetto di studio è una faglia recentemente individuata, ben esposta nella parete Sud al di sotto del Forte di Campolongo. In panoramica la faglia ha una geometria listrica e risale lungo la Valle del Riosecco, una laterale in sinistra idrografica del fiume Astico, che intercetta l'omonima valle in località La Costa (Figura 18).

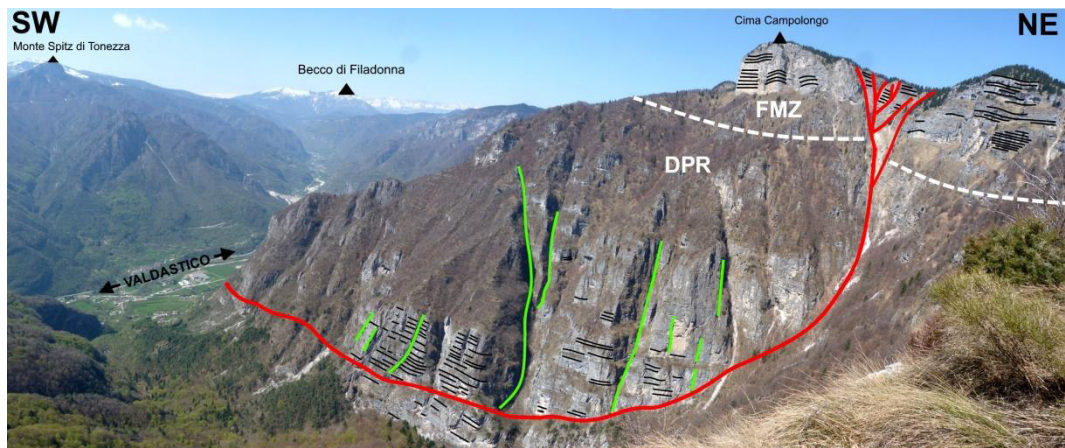


Figura 16. Panoramica della Faglia di Campolongo (in rosso) vista dall'Altar Knott (Rotzo). Nota: il limite tra DP e FMZ è tratteggiato a causa dell'incertezza dovuta a una fascia di elevata dolomitizzazione che rende indistinguibili le due formazioni.

La porzione inferiore della faglia non è documentata nel foglio n°82 Asiago, mentre è segnato il suo tratto più orientale, dove si raccorda con le faglie trascorrenti sub verticali con *strike* N-S (Figura 19).

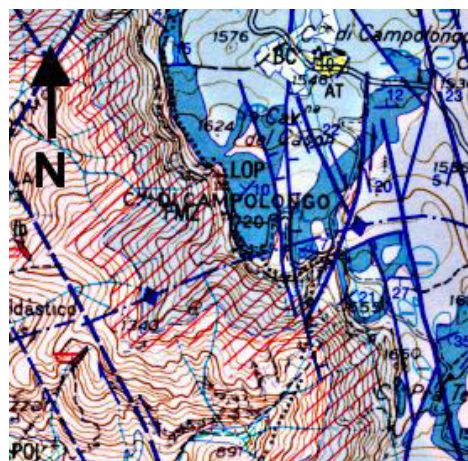


Figura 17. Particolare del Foglio n°82 Asiago. E' possibile vedere le due faglie verticali che intercettano la Sinclinale di Gallio. Sulla carta sono state interpretate come faglie normali, riattivate in trascorrenza. La litologia comprende la Dolomia Principale (rosa); la Formazione di Monte Zugna (violetto); il Calcarea Oolitica di Loppio (blu scuro); la Formazione di Rotzo (azzurro). Le bande rosse diagonali indicano la dolomitizzazione diagenetica.

La scelta di nominarla Faglia di Campolongo (FC) è dovuta alla maggiore notorietà del toponimo del forte, rispetto alla Valle del Riosecco.

L'estensione è certamente ettometrica, in quanto la faglia si propaga per più di 400 metri di dislivello, mentre il *displacement* accomodato è sconosciuto a causa dell'assenza di *markers* riconoscibili.

La FC attraversa diverse litologie Mesozoiche di acque superficiali. Partendo dal basso essa taglia dapprima la DP, poi la FMZ.

La geometria listrica e l'apparente orientazione compatibile con le altre faglie normali presenti in tutta la Piattaforma di Trento, fanno pensare che la FC fosse una faglia sin sedimentaria attiva durante il Lias.

Inizialmente, basandosi solo su osservazioni panoramiche, era stata ipotizzata la presenza di un bacino sedimentario bordato a E dalla FC. Erroneamente si è era attribuito alla struttura uno *strike* N-S (compatibile con le altre faglie giurassiche) e un'immersione SW.

Tuttavia, dai dati raccolti lungo la valle, risulta che la porzione inferiore (a basso angolo) della FC ha questa orientazione: *Strike* 70°N; *Dip Azimuth* 320° N; *Dip Angle* 35°. Ne consegue che, la parete visibile dall'Altar Knotto, è sostanzialmente una sezione leggermente obliqua allo *strike* della faglia (WSW-ENE), la cui porzione inferiore ha immersione verso NW, mentre quella superiore si raccorda con le faglie trascorrenti riconosciute anche nel Foglio Asiago.

Non è chiara la relazione tra la FC e le faglie trascorrenti N-S: potrebbe trattarsi di un'unica struttura con geometria listrica, oppure dell'interazione di due sistemi di faglia, uno sub-verticale, l'altro a basso angolo.

L'orientazione della FC, pertanto, non avvalora l'ipotesi iniziale che prevedeva una faglia sinsedimentaria attiva durante il Liassico e successivamente riattivata con cinematica inversa (nella porzione a basso angolo) e trascorrente (in quella ad alto angolo).

Inoltre, come riportato nei casi citati precedentemente, la forte attività sin sedimentaria del Lias comincia dal Sinemuriano, rappresentato nell'area in studio dal LOP. La parete sulla quale affiora la FC non mostra il LOP ed il RTZ, che

sono stati erosi, ma che affiorano oltre il ciglio della parete, sulla superficie dell'altopiano, dove sono dislocati da un fitto fascio di faglie sub verticali, sicuramente attive come trascorrenti durante la fase neogenica. Non è quindi possibile documentare evidenze stratigrafiche di attività sin sedimentaria liassica. Anche dal punto di vista stratigrafico, il modello strutturale ipotizzato non può essere validato. Si è proceduto ad osservare meglio la FC alla mesoscala, valutando la sua posizione all'interno dell'ASC, uno degli elementi strutturali più grandi dell'Altopiano. Risulta, appunto, che la FC si trova al tetto del sistema di *thrust* che hanno generato l'ASC: probabilmente la porzione superiore, avendo una forte inclinazione, ha agito come rampa laterale favorendo la deformazione degli strati soprastanti (Figura 20).

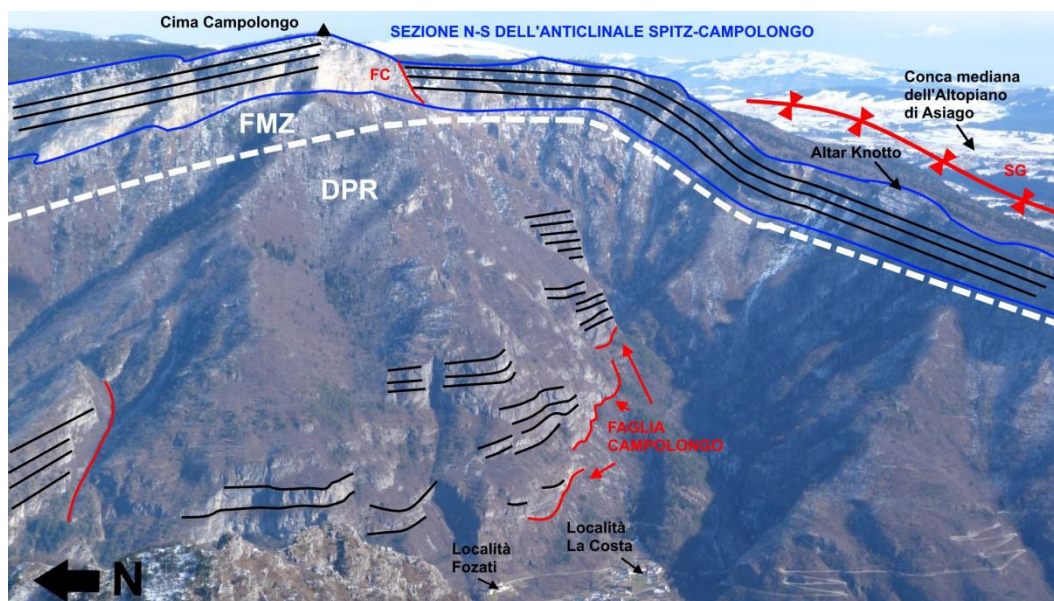
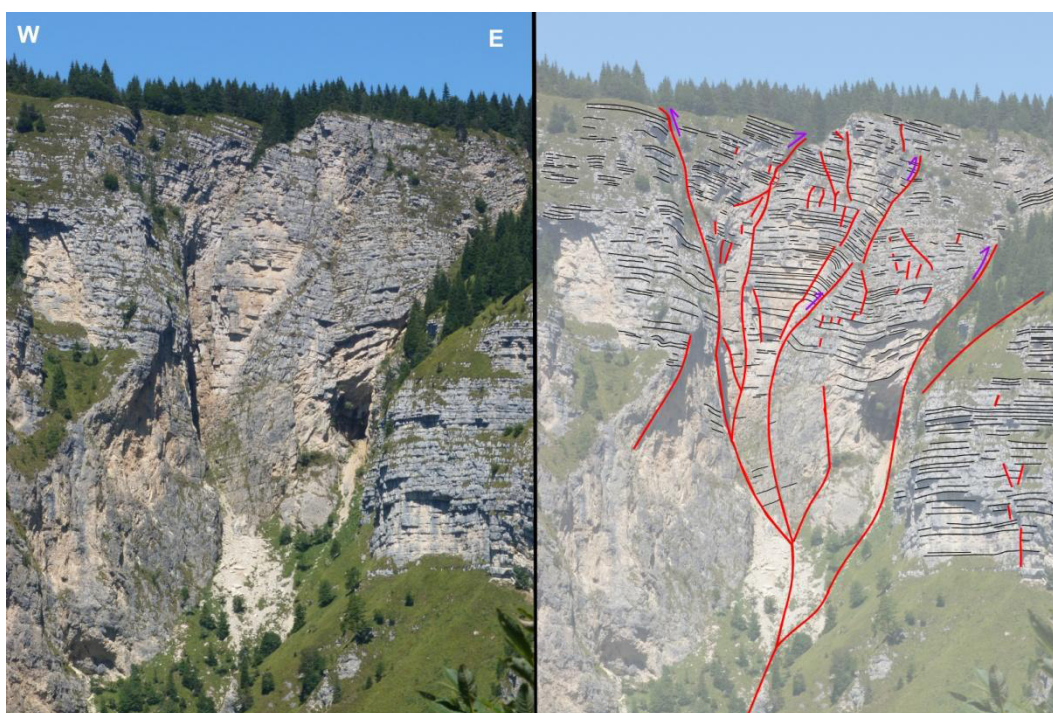


Figura 18. Sezione N-S dell'Anticlinale Spitz-Campolongo (in blu). E' possibile apprezzare l'immersione verso NW della FC e l'appartenenza della struttura all'interno della piega. Dalla discordanza angolare che c'è fra gli strati è possibile identificare un *thrust* sul blocco di tetto individuato dalla FC. Dalla foto si può vedere bene anche la Conca mediana dell'Altopiano (Mietto & Sauro, 2000), l'unità geomorfologica che si imposta sulla Sinclinale di Gallio (in rosso). La foto è stata scattata dalla cima del Monte Spitz di Tonezza.

Osservando la parete, inoltre, si può individuare una struttura a fiore positiva dove la porzione ad alto angolo della FC si raccorda con le faglie trascorrenti sub-verticali (Figura 21 e Figura 22). Il carattere inverso delle faglie che compongono la struttura a fiore si evince da locali piegamenti (*drag fold*) (Figura 23).

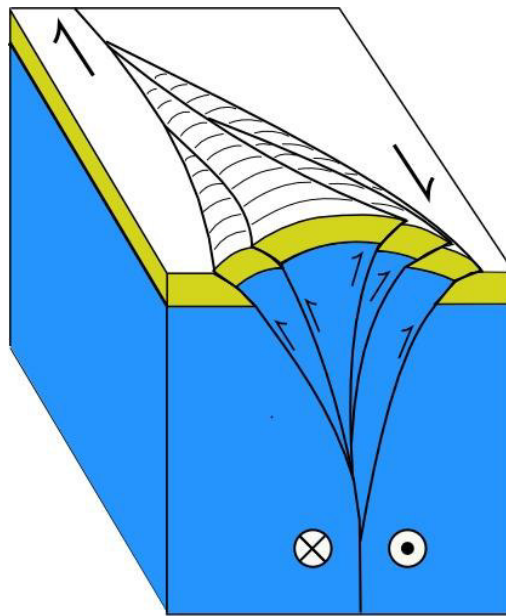
L'indagine mesostrutturale porta a concludere che l'ultima attività della FC sia compatibile con un movimento inverso/transpressivo, in un contesto regionale compressivo. Infatti, dai dati raccolti dove è possibile accedere all'affioramento della FC, lungo la valle del Rio Secco, risulta che la porzione inferiore (a basso angolo), mentre le fratture di Riedel associate e una piega di trascinamento (*Figura 24*) depongono per il sollevamento del tetto.

E' da verificare se la FC si sia formata in primo luogo come struttura estensionale, successivamente riattivata in seguito alla tettonica compressiva.



**Figura 19.** Interpretazione strutturale delle faglie affioranti lungo la parete sud di Cima Campolongo. Si nota chiaramente la struttura a fiore. Osservando la disposizione degli strati è stato ipotizzato un moto transpressivo. La FC si raccorda alla struttura dal basso. Foto scattata dall'Altar Knotto (Rotzo).





Positive Flower

Figura 20. Modello strutturale teorico per una struttura a fiore positiva, caratterizzata dalla combinazione di compressione e trascorrenza. (Becky Dorsey, University of Oregon, Dept. of Geological Sciences)

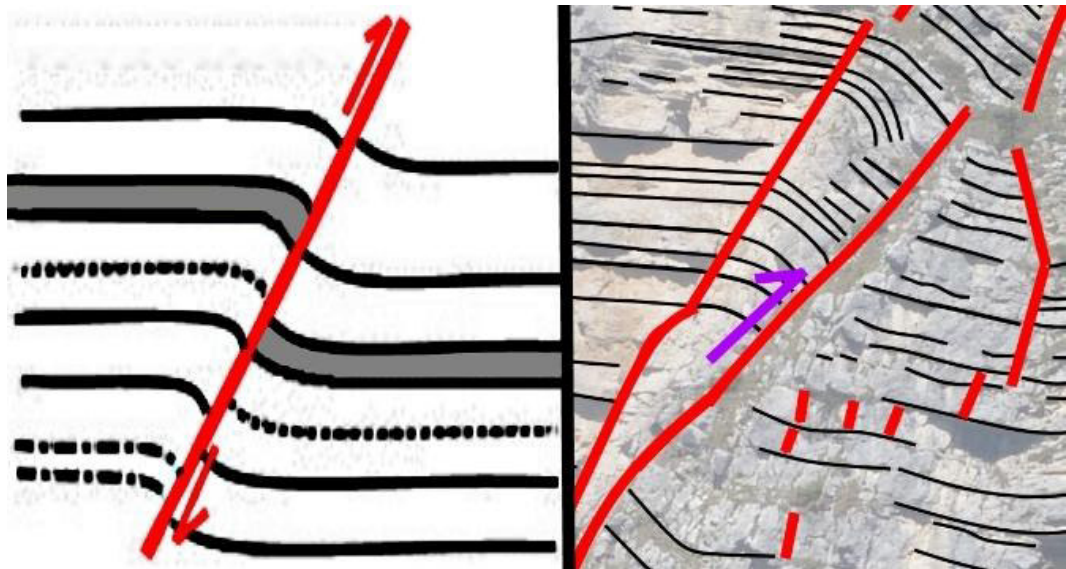


Figura 21. Drag fold per una faglia inversa in un particolare della Figura 22.

### 4.3. Descrizione dell'area di campionamento

L'accesso alla faglia è limitato ad un affioramento situato lungo un canalone in destra idrografica della valle del Rio Secco. Per il resto essa corre qualche decina di metri più in alto del fianco della valle nel tratto sub orizzontale, mentre quando s'impenna verso l'alto non è accessibile. I campionamenti sono limitati alle porzioni esposte nel canalone, facilmente raggiungibili dal sentiero che risale la valle (Figura 24).

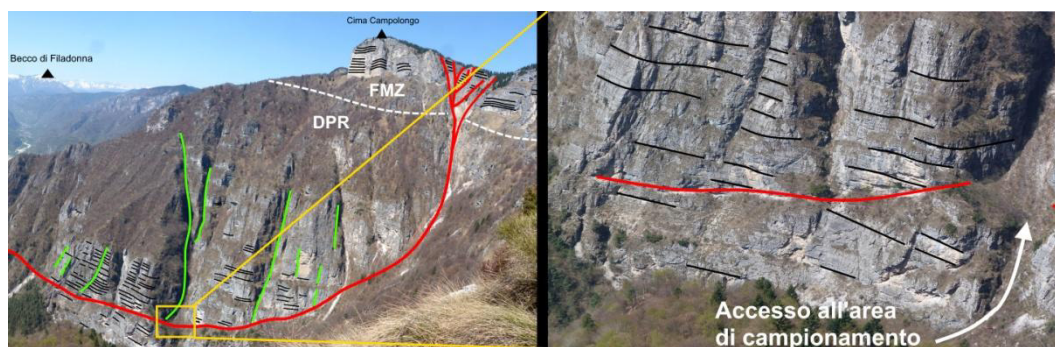


Figura 22. Particolare che mostra il canalone di accesso all'area di campionamento. La foto è stata scattata dall'Altar Knotto (Rotzo)

Il sito fornisce un'esposizione quasi completa del segmento della FC, dal protolite al *core*. Le rocce di faglia campionate e descritte appartengono al blocco di tetto della faglia, in quanto più esposto lungo la parete. Il blocco di letto, invece, è sepolto sotto ai depositi sciolti e agli orizzonti di suolo, sviluppatosi sul fondo e sui versanti della valle. La zona di faglia è stata suddivisa in 3 domini caratterizzati da diverso grado di fratturazione e di preservazione delle caratteristiche stratigrafiche.

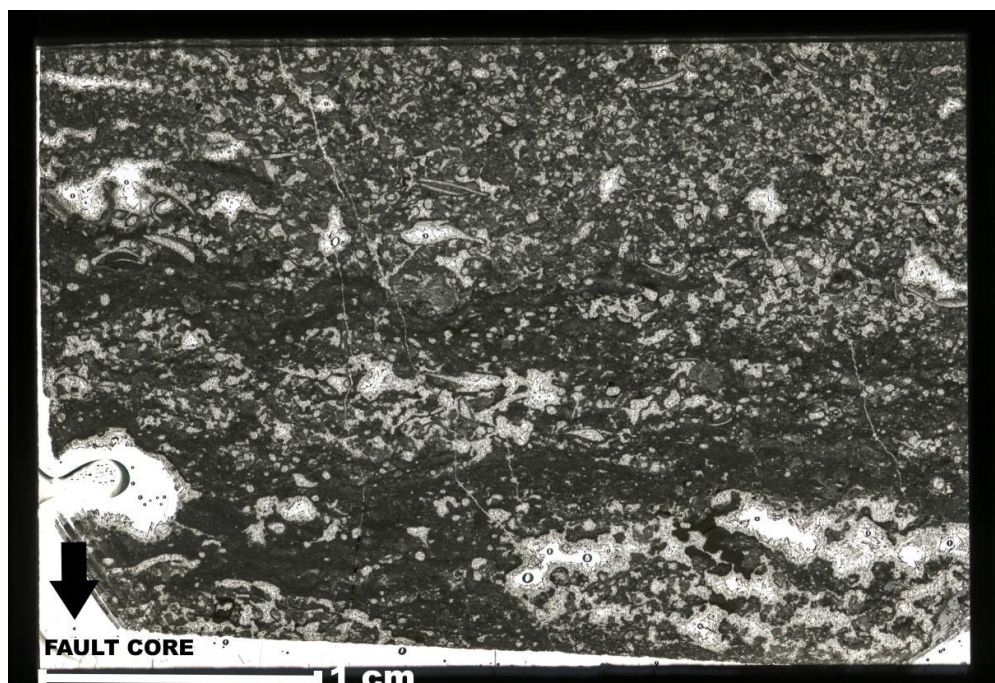
#### 4.3.1. Host Rock

Nell'area investigata, la roccia incassante della FC è costituita dalla DPR. Al di fuori della fault zone troviamo strutture quali *bedding* degli strati e *fabric* di presso-dissoluzione dovuto alla contrazione neogenica.

Misure di giacitura sulle superfici di strato sono state raccolte e mostrano un *dip azimuth* che oscilla tra i 345°-350°N e un *dip angle* pressoché costante di 12° (Figura 28). Nella maggior parte della fault zone il *bedding* ha uno spessore compreso tra i 0,1-1 m e si presenta intensamente fratturato (Figura 26). Il *tilting*

generale dell'area verso N è associato alla posizione della parete nel lato settentrionale della ASC (con trend ENE-WSW). Localmente si presentano strutture deformative associate alla FC (*drag fold*), consistenti con una cinematica inversa (*Figura 26*).

Per mostrare l'evoluzione delle rocce di faglia si è voluto campionare anche la roccia al di fuori della zona di danneggiamento (*Figura 25*)



**Figura 23.** Sezione sottile del protolite al di fuori della zona di danneggiamento. Nella sezione sono visibili poche fratture cementate.

Nella parte inferiore della sezione sottile sono visibili cavità primarie (*fenestrae*) riempite da cemento calcitico da fibroso a *blocky* con rari bioclasti costituiti da gusci di piccoli bivalvi od ostracodi. La laminazione evidenziata da *layers* di matrice dolomitica scura indica che si tratta di una stromatolite.

La parte alta, invece è costituita da granuli scuri (peloidi) e granuli carbonatici chiari, evidenziati da orli di micritizzazione (scuri) e sostituiti internamente da un mosaico di dolomite. In questa porzione i bioclasti sono più grandi e frequenti che nella parte inferiore. Possiamo definire la zona superiore come un *grainstone/packstone* in parte agglutinato (*binded*) da automicrite che avvolge tutti i granuli formando un orlo scuro. La micrite non riempie le *fenestrae*

primarie, ma le lascia aperte. Nella parte in alto a sinistra c'è un classico esempio di finestra planare.

#### 4.3.2. Zona di Danneggiamento

Nel blocco di tetto si osserva un volume di roccia pervasivamente fratturata da due *set* di giunti (*joint*) J1 e J2 (Figura 26) e da fratture secondarie, dovute alla riattivazione di giunti di strato a seguito del propagarsi della faglia principale (Figura 25).

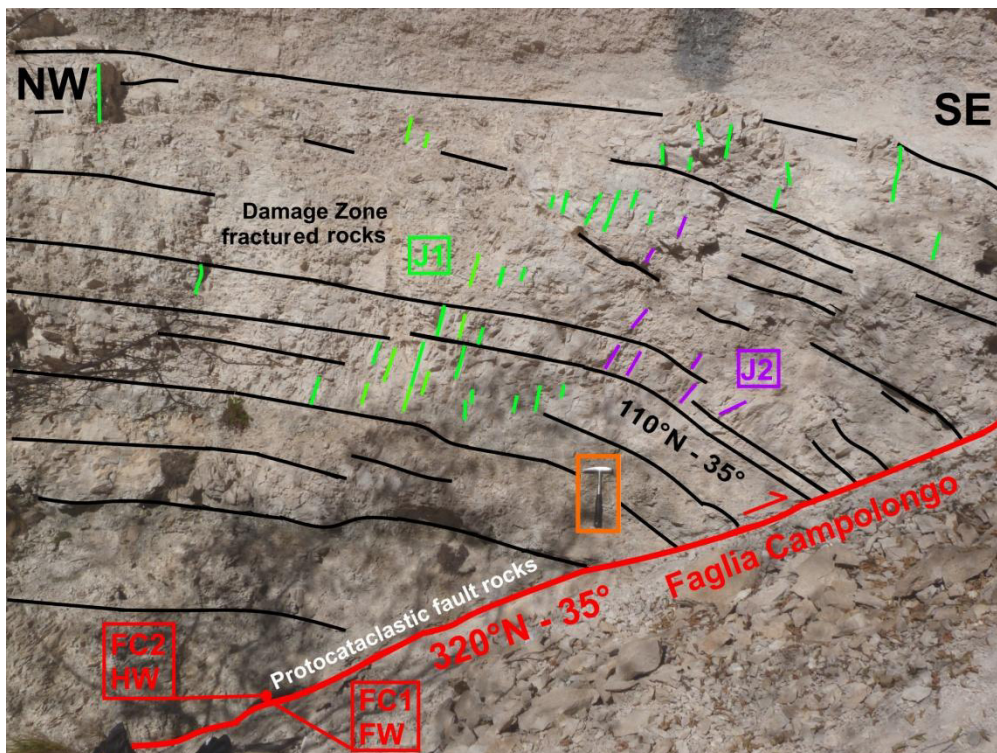
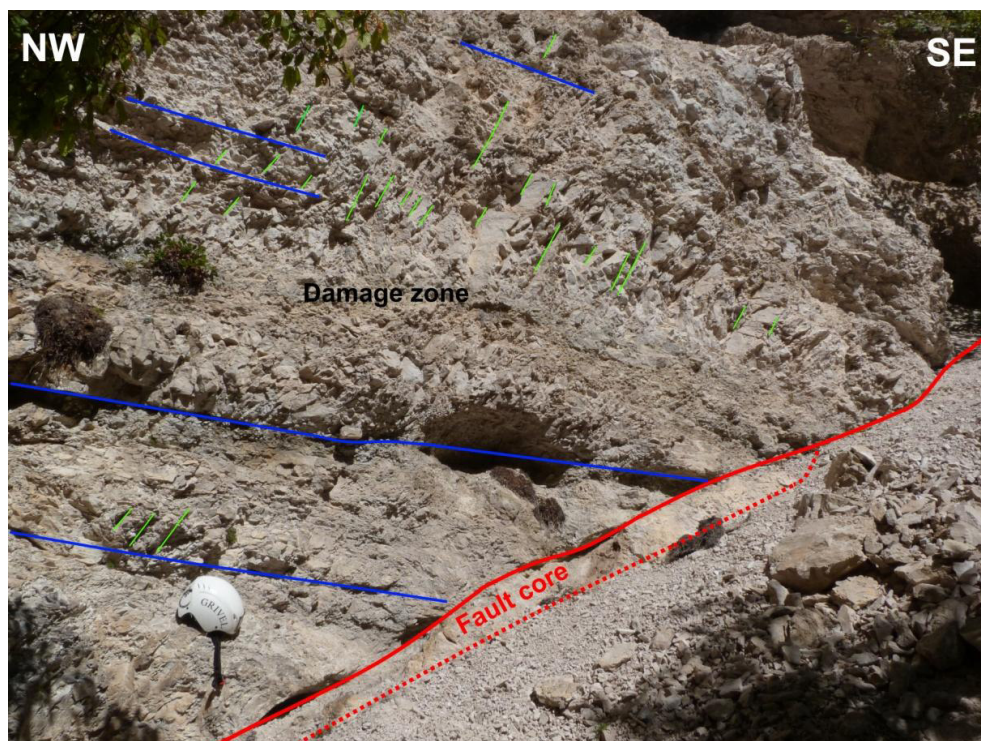


Figura 24. FC\_a. Affioramento dell'*hanging wall* della Faglia di Campolongo. Da notare la *drag fold* che indica una cinematica inversa. Le sigle FC1/2 indicano la provenienza dei campioni.

Alla mesoscala J1 e J2 corrispondono ad un sistema di fratture ad alto angolo rispetto alla direzione della FC, sub parallele ai canali verticali ben visibili dalle foto panoramiche (Figura 18). Questo genere di fratture è stato misurato (Figura 28) e si ipotizza che abbiano agito, contemporaneamente alla FC, come un sistema di faglie di svincolo durante la compressione. I *joint* J1 e J2 potrebbero essere legati all'attività della vicina faglia N-S sulla quale è impostata la valle molto ripida che risale il versante, faglia che mostra indicatori di trascorrenza dx.

Pertanto i due *set* di *joint* misurati non sarebbero da collegare direttamente al movimento della FC. Inoltre, dalla *Figura 26*, si nota che il *set* J2 è localizzato all'interno della *drag fold* dovuta all'attività della faglia: probabilmente la diversa giacitura del *set* J2 è causata proprio dal *tilting* sin cinematico del *set* J1.



**Figura 25.** Foto dell'affioramento. Si nota come la stratificazione originaria sia stata segmentata all'interno della Damage Zone.

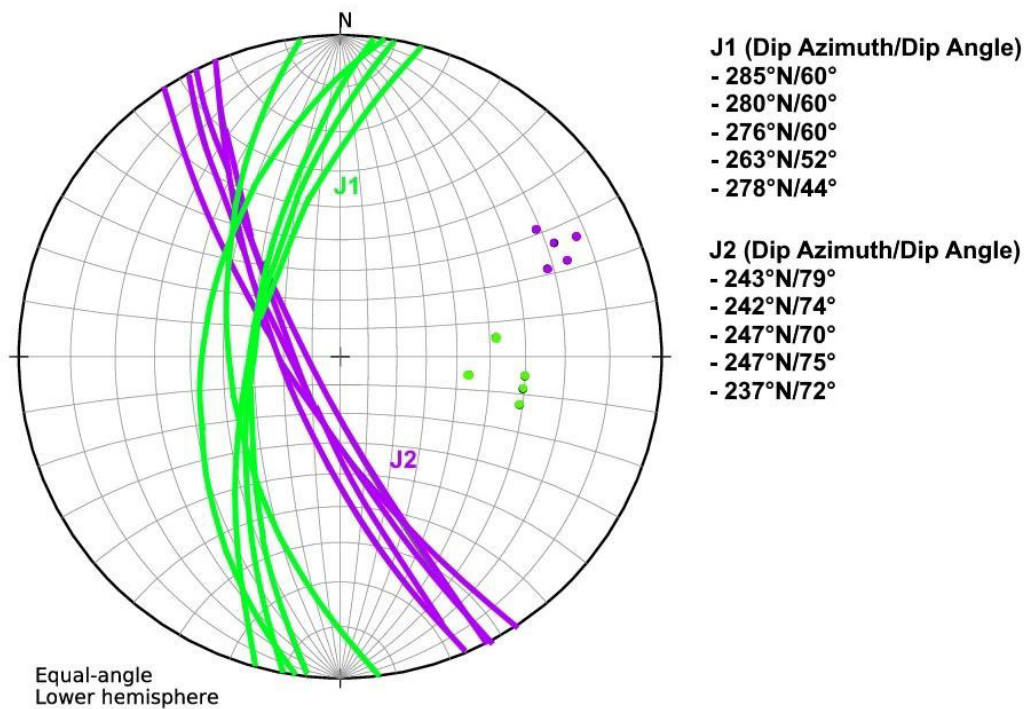
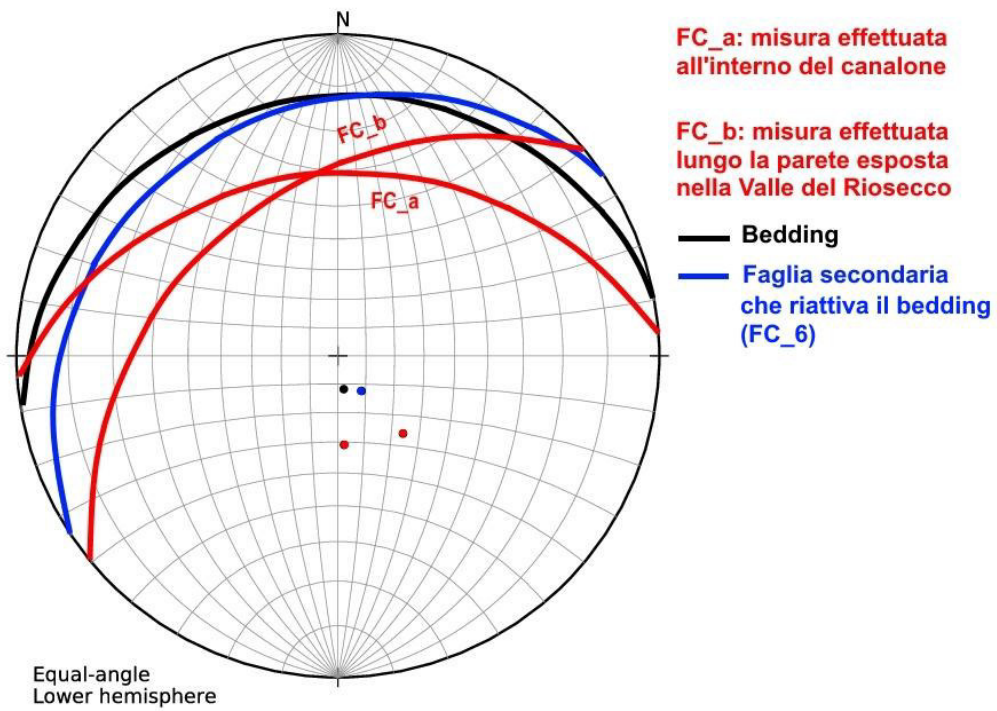


Figura 26. Stereoplot delle misure effettuate durante il rilevamento di terreno. Dati plottati usando il software Openstereo.

In questo volume di roccia più del 30% dei clasti è ben visibile ad occhio nudo, con diametro superiore ai 2mm. Secondo la classificazione delle rocce di faglia di Sibson (1997) queste caratteristiche appartengono alle breccie di faglia.

Queste rocce sono grano sostenute, ma possono contenere del materiale cataclastico interstiziale. La formazione di fratture e vene sembra essere stata la causa principale, inoltre, la presenza di cemento cristallino come riempimento delle fratture fra i clasti, suggerisce la mancanza di coesione durante la rottura. Le breccie si trovano vicino alle lenti cataclastiche e adiacenti alle *slip surfaces*.

#### 4.3.3. Fault core

Consiste in una zona cataclasi cementate di colore chiaro, a granulometria fine (<1mm) e *layer* di ultracataclasi di colore scuro, spessi tra i 10-20 cm.

L'assenza di strutture sedimentarie e tettoniche pre-esistenti documenta la rotazione delle particelle e indica la transizione dalla zona di danneggiamento verso il *core* cataclastico: qui le rocce sono composte da pochi grani sopravvissuti circondati da matrice fine. Data la granulometria finissima delle rocce di faglia, il *core* forma una bancata di materiale facilmente erodibile spessa circa 40 cm. Ne deriva una cengia ben visibile lungo tutta l'estensione della faglia (Figura 29).

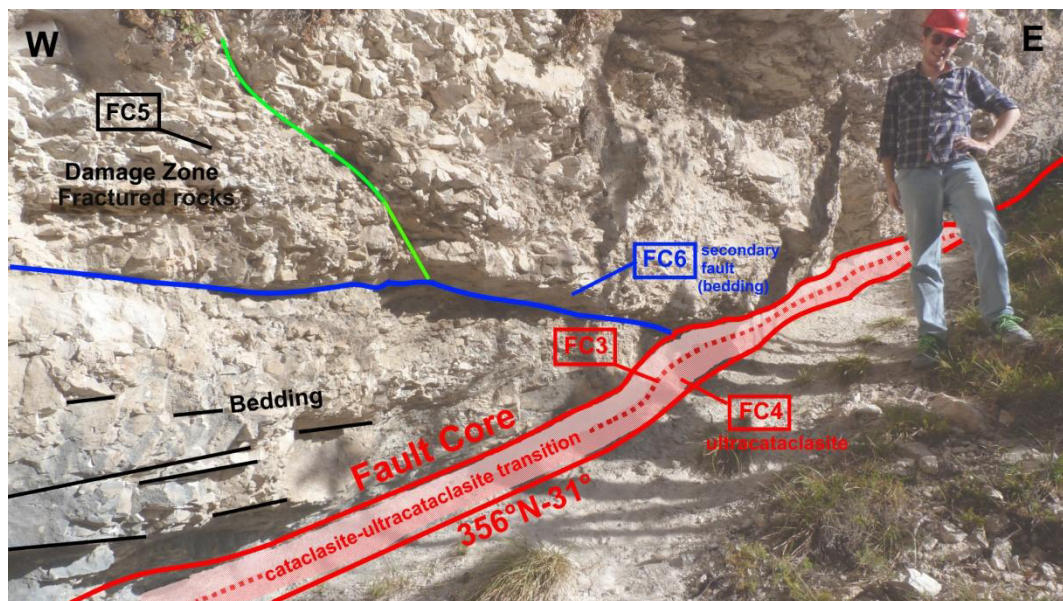


Figura 27. FC\_b. In questa foto si nota come il fault core sia costituito da materiale facilmente erodibile, dando luogo a una cengia. La cengia si estende, a tratti, lungo tutta l'estensione della faglia evidenziandola chiaramente nella parete. Le sigle FC3/4/5/6 indicano la provenienza dei campioni.

All'interno del *core* si distingue una porzione chiara (cataclasite) e una porzione scura, più compatta (ultracataclasite) (Figura 30).

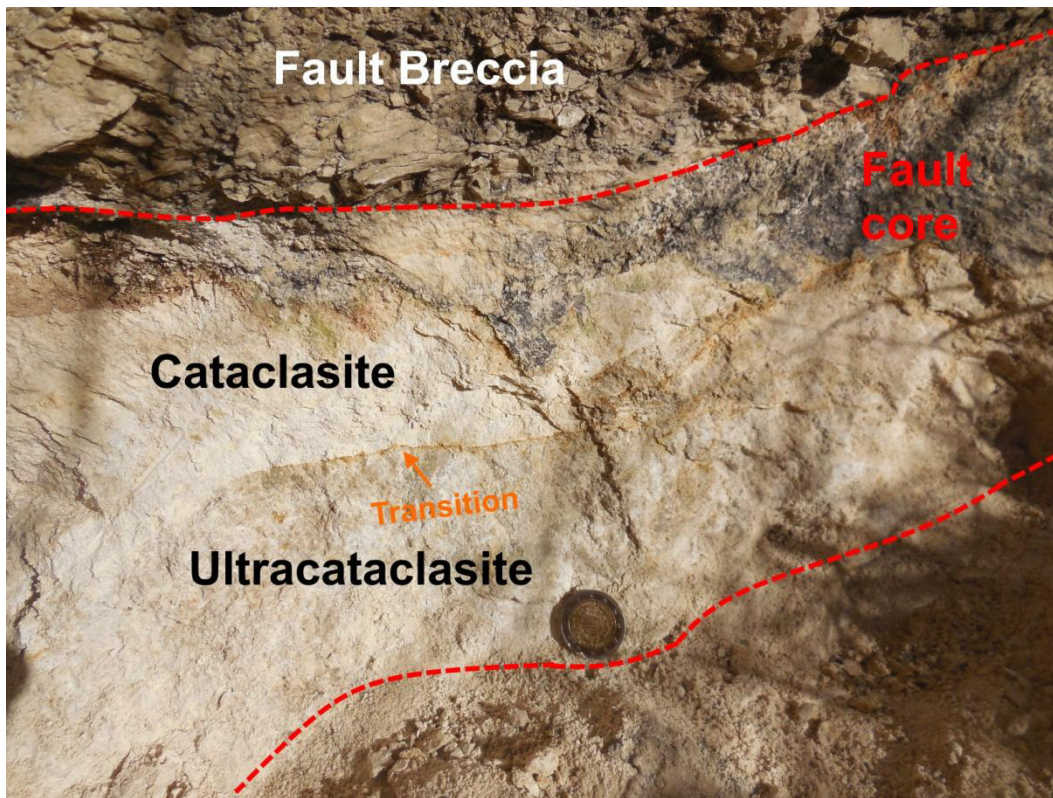


Figura 28. Lente cataclastica che evidenzia il fault core. E' possibile notare la transizione tra cataclasite e ultracataclasite.

Complessivamente la *slip zone* accomoda la maggior parte del rigetto di una faglia e può accomodare la deformazione di taglio in modo estremamente localizzato (in livelli di poche centinaia di micrometri) durante le rotture sismiche.



## **5. METODI DELL'ANALISI MICROSTRUTTURALE**

Sono state condotte investigazioni microstrutturali su campioni orientati raccolti lungo la FC per descrivere le caratteristiche microstrutturali e dedurre i processi microfisici avvenuti durante la fogliazione. In aggiunta sono state eseguite indagini EDS per stabilire le componenti chimiche di un *layer* micrometrico adiacente alla *slip* zone del campione FC1.

### **5.1. Microscopio Ottico (MO)**

Per caratterizzare le rocce di faglia riconosciute sul terreno sono stati raccolti 11 campioni per effettuare osservazioni al microscopio ottico. I campioni, una volta trasportati al Dipartimento di Geoscienze di Padova, sono consolidati con resina epossidica e successivamente tagliati per ottenere diverse sezioni sottili. I tagli sono stati eseguiti tagliate perpendicolarmente alle superfici di *slip* e perpendicolarmente alla direzione di immersione. Ove è possibile la sezione è stata effettuata parallelamente alla direzione di trasporto, ossia lungo lo *slip vector* indicato dalla lineazione sul piano di faglia. Nel caso delle sezioni FC3 e FC4, l'obiettivo era la descrizione dei processi di cataclasi che portano all'evoluzione delle rocce di faglia verso la *slip surface*, pertanto il taglio è stato effettuato perpendicolarmente alla direzione di trasporto. Le osservazioni sono state effettuate con un microscopio Olympus BH-2 del Dipartimento di Geoscienze.

### **5.2. Scanning Electron Microscopy (SEM)**

Per le analisi microstrutturali di dettaglio, 5 sezioni sottili sono state metallizzate con grafite. Le analisi sono state condotte con un *Scanning Electron Microscope* (SEM) Cam Scan MX3000 con sorgente LaB6, installato al Dipartimento di Geoscienze di Padova. Sono state raccolte microfotografie con il detector *Backscattered Electron* (BSE), e le analisi semi-quantitative puntuali sono state eseguite con *Energy Dispersive X-Ray Spectrometry* (EDS)

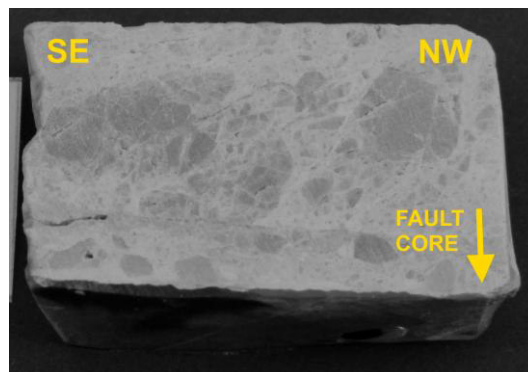
### 5.3. Orientazione delle microfratture tracciate in ArcGis

Le osservazioni microstrutturali sulla *slip* zone sono state effettuate su delle sezioni sottili tagliate perpendicolarmente alla *slip* surface, sia parallelamente che ortogonalmente alle lineazioni. Al fine di effettuare questo tipo di analisi è fondamentale orientare il campione. Durante il rilevamento in situ si tracciano le lineazioni visibili con un pennarello indelebile, cercando di ottenere campioni con gli indicatori segnati (*Figura 31*).



**Figura 29.** Giacitura tracciata lungo la *slip* surface.

A questo punto occorre scrivere sui frammenti alcuni riferimenti utili a riorientare nello spazio il campione una volta tornati in laboratorio (*Figura 32*).



**Figura 30.** Testimone di una sezione sottile. Le orientazioni sono scritte sul retro, la presenza della resina epossidica non permette di distinguere bene i clasti e le scritte in foto.

Il taglio della roccia è stato fatto parallelamente alla lineazione per avere una maggiore affidabilità degli angoli misurati sulle microstrutture, facendo l'assunzione che la sezione sia perpendicolare a tutti i piani di *slip* secondari (Figura 33).

### REVERSE FAULT

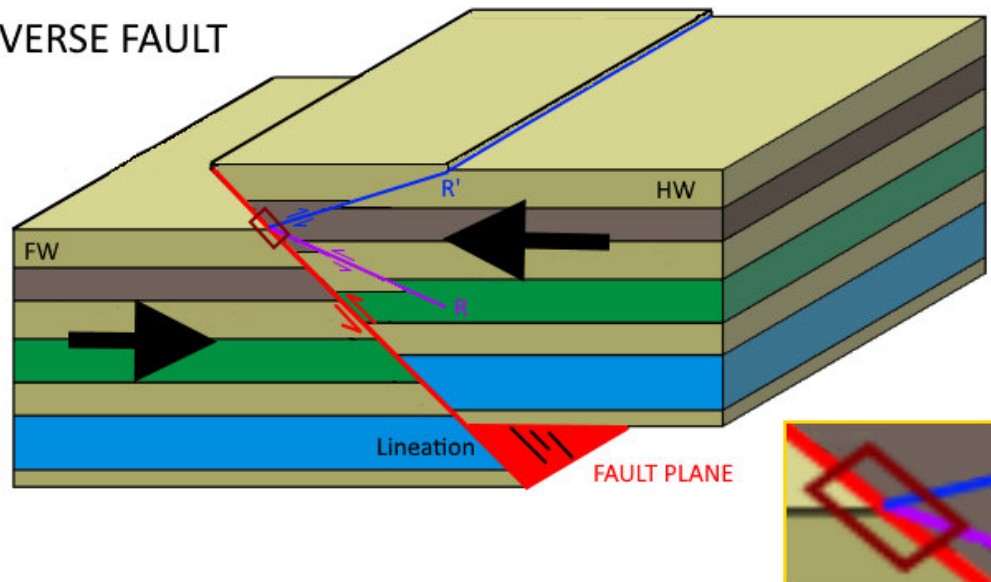


Figura 31. Faglia inversa con le relative fratture di Riedel R e R' sul tetto. Il riquadro giallo è l'ingrandimento che mostra le condizioni più favorevoli per ottenere una sezione sottile. Essa dovrebbe essere perpendicolare a tutti i piani di frattura significativi che interseca e parallela alla lineazione.

Tuttavia per avere dati più precisi bisognerebbe sezionare la roccia da diverse angolazioni rispetto allo *slip* perché non è detto che le fratture secondarie siano orientate perpendicolarmente alla sezione, ma potrebbero intersecare il piano di faglia diversamente.

Le sezioni sottili sono state preparate sia per il microscopio ottico che per il SEM (CamScan MX3000 con sorgente LaB6).

L'orientazione riportata sulle immagini è stata desunta confrontando i testimoni di roccia con le annotazioni spaziali riportate sopra e gli appunti di campagna.

Su ogni immagine è riportato (Figura 34):

- Il nome del campione, con Faglia di Campolongo abbreviata 'FC'
- L'appartenenza al Footwall (FW) o Hanginwall (HW)
- La giacitura della faglia: *Strike*, Dip Azimuth, Dip Angle
- L'orientazione della sezione: es. NW-SE

- Il taglio: parallelo (//) o perpendicolare ( $\perp$ ) al Dip Azimuth
- Indicazione di dove si trovi il Fault Core e la *Slip Surface*
- La scala approssimativa della sezione

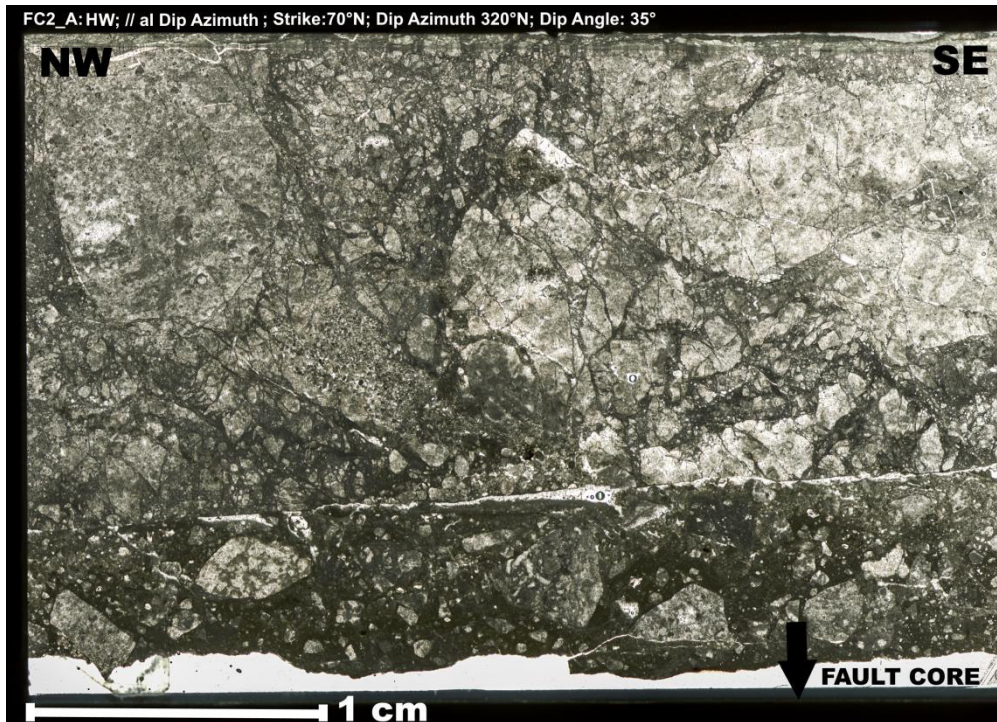


Figura 32. Sezione sottile orientata

La cinematica della faglia è stata indagata utilizzando indicatori di *shear* asimmetrici e pattern di frattura con displacement millimetrico. Le microstrutture delle *slip zones* sono state tracciate in dettaglio con ArcGIS su microfoto, ottenute tramite microscopio ottico.

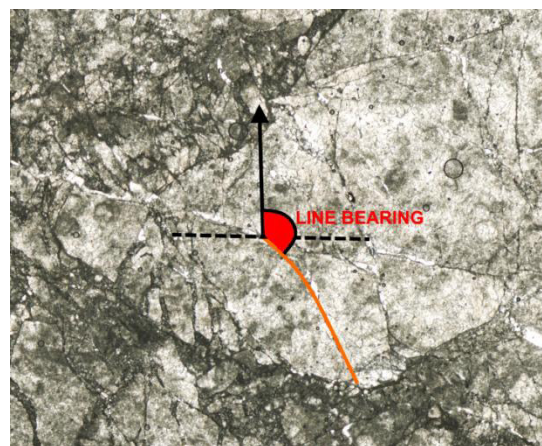


Figura 33. Misura dell'orientazione relativa alla verticale su una frattura all'interno di un clasto

Georeferenziando l'immagine è possibile misurare, per ogni frattura, lunghezza e "line bearing", ovvero l'angolo fra la frattura e l'asse verticale dell'immagine (Figura 35).

Per misurare le microfratture si è preferito usare la funzione 'Add Geometry Attributes', presente nella versione 10.3 di ArcGIS, rispetto alla funzione COGO disponibile anche nelle precedenti. Essa consente di misurare un valore medio di line bearing tra i diversi segmenti che compongono una frattura complessa, mentre la funzione COGO misura un line bearing diverso per ogni segmento che compone la frattura (Figura 36).

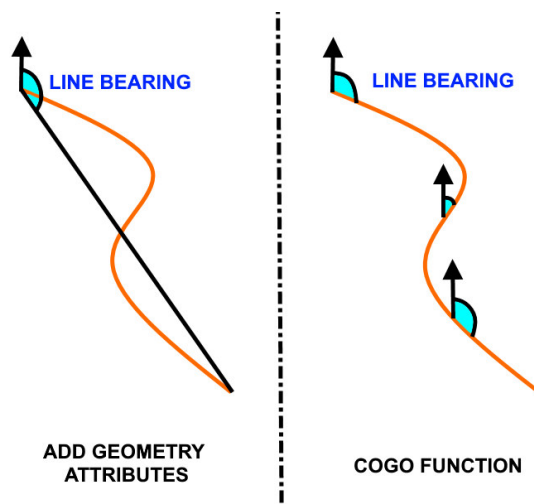


Figura 34. Differenza tra la funzione 'Add Geometry Attributes' e la funzione 'COGO'

I dati misurati vengono salvati su un foglio di calcolo per creare due colonne di valori: il line bearing e una colonna di '1'. Le due serie vengono poi salvate in un file di testo per poter essere letti dal programma OpenStereo (<http://www.igc.usp.br/index.php?id=openstereo>).

Il software permette di rappresentare, con dei rose diagrams 0-180°, l'orientazione di vari set di fratture rispetto al piano orizzontale, assunto parallelo alla slip surface. Il motivo di dividere i valori in due colonne è dato dal fatto che OpenStereo processa le informazioni con la notazione RH (Right Hand Rule): la prima colonna rappresenta lo strike, la seconda un slip ipotetico pari a 1. Il valore 1 è solo formale, dato che non viene mostrato nel rose diagram.

Rappresentare i dati come *strike* consente di passare da un angolo rispetto all'asse verticale, a un angolo rispetto a una linea orizzontale. Questa formalità del software, semplicemente sottrae  $90^\circ$  a tutti gli angoli misurati con ArcGIS (Figura 37).

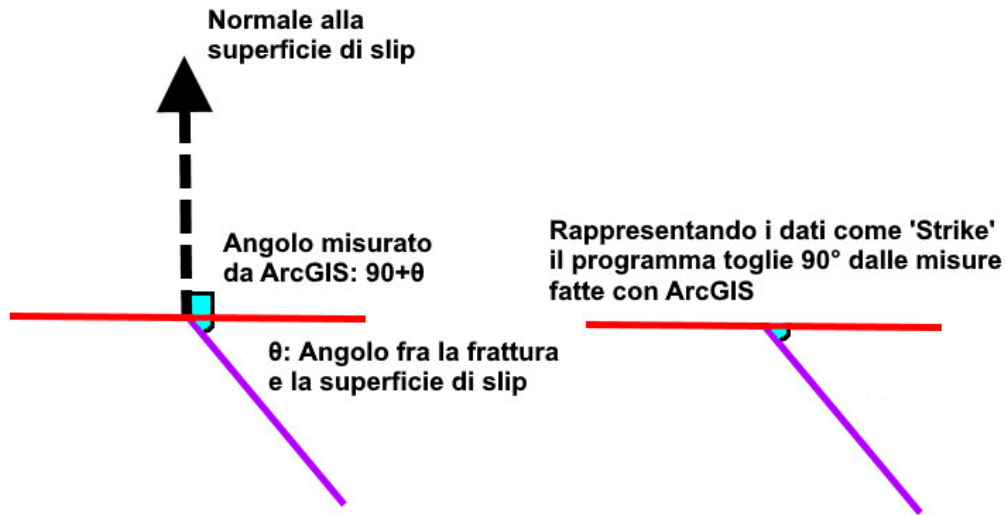


Figura 35. Schema che mostra come misura gli angoli ArcGIS (a sinistra) e come vogliamo essi vengano rappresentati sui rose diagrams (a sinistra)

Il risultato finale di queste operazioni consentirà avere un'immagine della sezione sottile con le varie famiglie di fratture segnate in diversi colori (Figura 38) e i relativi rose diagrams che mostrano la loro distribuzione angolare (Figura 39).

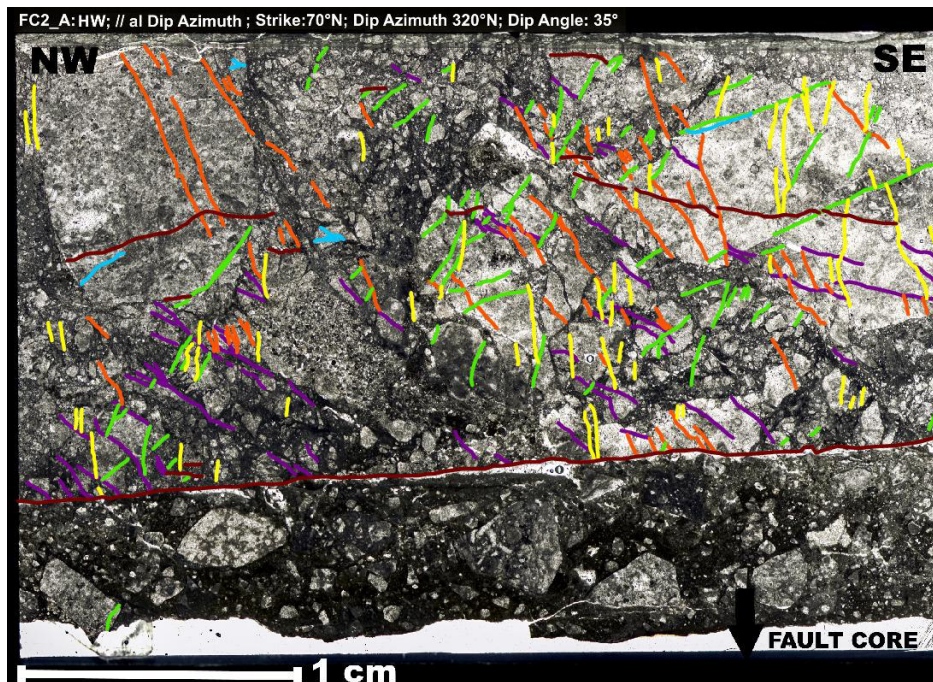


Figura 36. Sezione sottile che mostra le fratture tracciate in diversi colori. Ciò è utile per distinguere i diversi *set* a seconda dell'angolo rispetto all'orizzontale dell'immagine (parallela alla *slip surface*). Nota: l'immagine è più scura a causa della conversione dei file in ArcGIS.

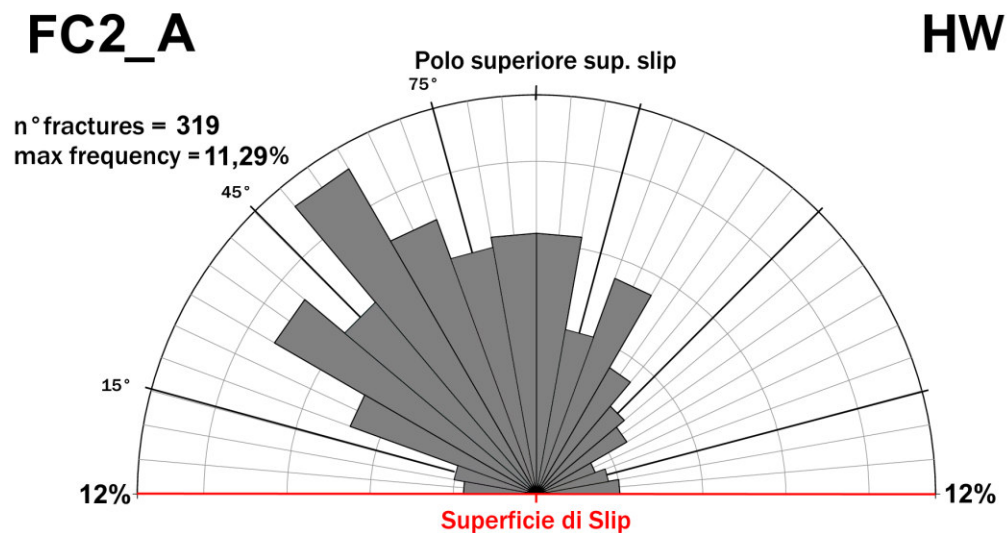


Figura 37. Rose diagram 0-180. La semicirconferenza indica una frequenza di distribuzione pari a 7,5 (in questo caso). La circonferenza è suddivisa in *settori* spazati 10° l'uno dall'altro: essi indicano l'angolo compreso tra un *set* di fratture e la parallela alla *slip surface*. Ciascuno spicchio ha un'estensione proporzionale alla frequenza percentuale di fratture disposte con un dato angolo: il più lungo indica la massima frequenza (6,58% in questo caso). A 90° rispetto la *slip surface* abbiamo il polo superiore rispetto la sfera di proiezione stereografica del piano di faglia. A sinistra abbiamo il numero totale di fratture presenti nella sezione e la massima frequenza di distribuzione.

I *rose diagrams* ottenuti verranno poi comparati con lo schema delle fratture di Riedel, utili per localizzare l'orientazione degli sforzi compressivi e ricostruire il senso di *shear* della faglia (*Figura 40*).

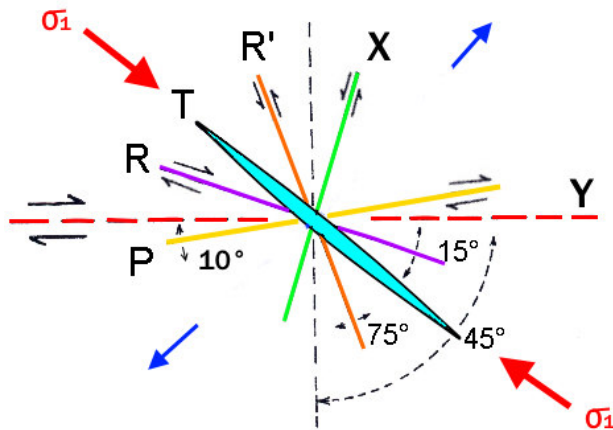


Figura 38. Schema delle Fratture di Riedel comprendente anche le fratture X e Y. (Bartlett, 1981). Immagine modificata: la colorazione delle fratture fa riferimento alle fratture presenti nelle sezioni sottili di questo elaborato di tesi.

#### 5.4. Analisi d'Immagine

Dato che le rocce dell'affioramento sono costituite da granuli di dolomite e cemento calcitico risulta molto utile l'osservazione al SEM. Tramite microscopio elettronico, infatti, è possibile distinguere rapidamente il cemento calcitico da quelli che sono i clasti fratturati di dolomia. La calcite, avendo un peso specifico maggiore rispetto alla dolomite (che contiene Mg, più leggero del Ca) risulta più chiara nelle immagini SEM; mentre la dolomite appare in diverse tonalità di grigio. Il nero delle immagini corrisponde invece alla porosità (*Figura 41*).



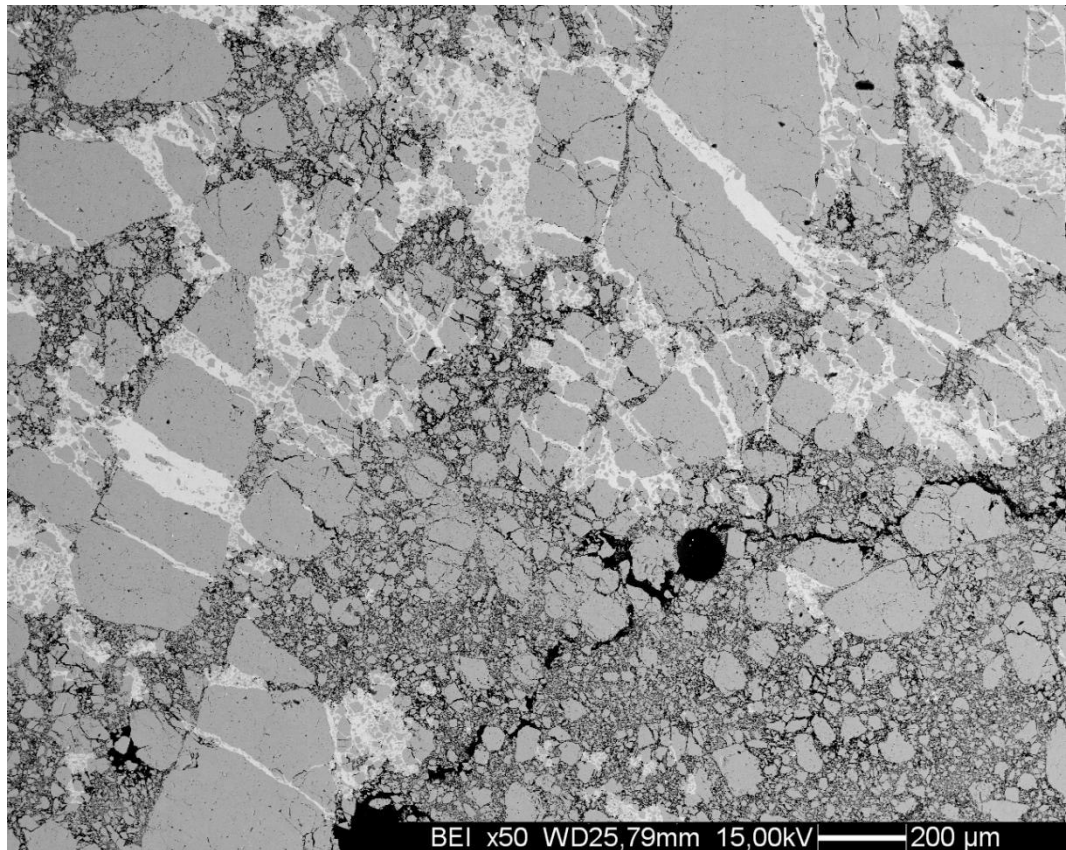


Figura 39. Immagine SEM 50x appartenente alla sezione FC4. Si possono distinguere i clasti fratturati di dolomia (in grigio), il cemento carbonatico (grigio chiaro) e la porosità (nero). Da notare la presenza di uno stilolite tettonico (in nero).

Le immagini analizzate sono state scelte per studiare le tre *textures* prevalenti nelle rocce di faglia campionate: breccie, cataclasiti e ultracataclasiti.

Utilizzando il software ImageJ (<https://imagej.nih.gov/ij/>) è stato possibile misurare la dimensione dei clasti.

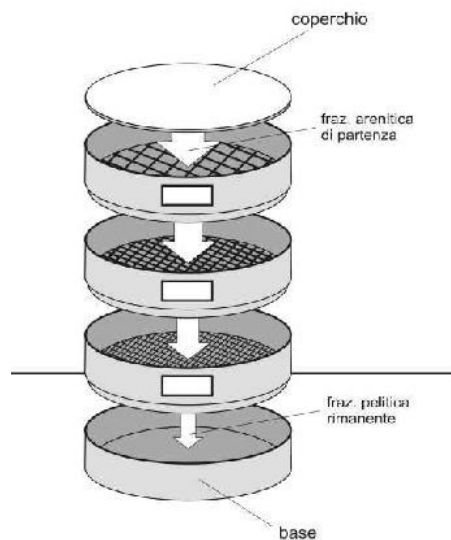
#### 5.4.1. Distribuzione Granulometrica

Dato che ciascun granulo ha una forma che varia dallo spigoloso al sub-arrotondato, la taglia dei clasti presenti in un'immagine è rappresentata dal diametro equivalente ( $de$ ), ovvero il diametro di un cerchio (in 2D) con la stessa

$$\text{area } A \text{ del granulo: } de = 2 \sqrt{\frac{A}{\pi}}.$$

La distribuzione granulometrica in 2D è ottenuta plottando un grafico log-log con il diametro equivalente in ascissa e il numero di clasti più grandi di quel dato diametro, in ordinata.

Il risultato è simile a quello che si otterrebbe con un *setaccio*: per un dato diametro (immaginandolo come la spaziatura della maglia di un *setaccio*) il numero di clasti indica il trattenuto. Il primo *setaccio* (quello con la maglia più larga) tratterrà pochi clasti, lasciando passare quasi tutti gli altri; l'ultimo (che possiede la maglia più stretta) invece tratterrà qualsiasi clasto presente (*Figura 42*).



**Figura 40. Esempio di batteria di setacci per il metodo del setacciamento. (unime, ingegneria dei materiali)**

Il calcolo matematico che consente di stabilire la percentuale di granuli trattenuti proviene dall'analisi granulometrica degli inerti effettuata tramite *setacci*.

Quando una quantità nota di campione viene versata in una colonna di *setacci* vibranti, viene pesata la quantità di materiale trattenuta da un *setaccio* ( $P_i$ ) e viene espresso in % rispetto al peso totale del materiale sciolto ( $\sum_{i=1}^N P_i$ ).

Se la colonna è composta da  $N$  *setacci*, per l' $i$ -esimo *setaccio*, la percentuale di

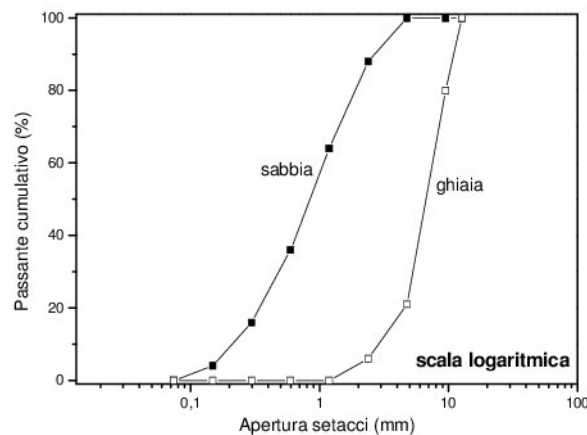
trattenuto ( $T_i$ ) sarà:  $T_i(\%) = 100 * \frac{P_i}{\sum_{i=1}^N P_i}$ .

Ogni singolo valore di  $Ti(\%)$  (Trattenuto Parziale) rappresenta la percentuale di materiale che rimane nei singoli *setacci*. Durante questo tipo di misure, viene poi calcolato il Trattenuto Cumulativo ( $TCi$ ) nei vari *setacci* che corrispondono alla quantità di materiale trattenuta nel *setaccio*  $i$ -esimo più tutto quello trattenuto in quelli sovrastanti ( $j=1 \rightarrow i$ ). Il tutto espresso in % rispetto al peso totale del

$$\text{campione: } TCi(\%) = 100 * \frac{\sum_{j=1}^N Pj}{\sum_{i=1}^N Pi}.$$

Il Passante Cumulativo (quanto materiale attraversa un dato *setaccio*) si calcola semplicemente come il complemento a 100 dei trattenuti cumulativi percentuali, rispetto al peso totale del campione:  $PCi(\%) = 100 - TCi(\%)$ .

La curva granulometrica si ottiene plottando in un grafico l'apertura dei *setacci* in ascissa e il passante cumulativo in ordinata, usualmente espresso in scala logaritmica (*Figura 43*).



**Figura 41. Esempio di curva granulometrica ottenuta con il metodo della setacciatura. (unime, ingegneria dei materiali)**

Questo metodo funziona bene quando si deve analizzare del materiale sciolto, tuttavia non è applicabile per stimare la classazione granulometrica di una roccia di faglia coesiva.

L'analisi d'immagine permette di superare questo inconveniente, andando a stimare il diametro equivalente di ciascun granulo riconosciuto in una data

sezione di roccia. Tuttavia si tratta comunque di un'indagine in 2D e le informazioni sulla struttura tridimensionale dei clasti viene persa .

Si può ovviare al problema sezionando il campione da varie orientazioni.

Altro vantaggio dell'analisi d'immagine è quello di poter ricostruire parzialmente la forma dei granuli in sezione.

#### **5.4.2. Elaborazione delle immagini**

Siccome il protolite è costituito dalla Dolomia Principale e il cemento calcitico che si osserva è dovuto alla precipitazione dalle acque di poro, ci interessa misurare i clasti di dolomite. Per farlo, risulta molto utile processare le immagini SEM (*Figura 44*). Queste immagini sono acquisite in scala di grigio. ImageJ permette di selezionare, mediante una soglia di tonalità, tutti i pixel più chiari o più scuri di quel valore. Una volta selezionati i pixel che appartengono ai granuli di dolomite (in grigio) il programma consente, attraverso la funzione “*Analyze Particles*”, di misurare tutta una serie di parametri utili alla nostra indagine granulometrica (area e perimetro dei clasti ad esempio).

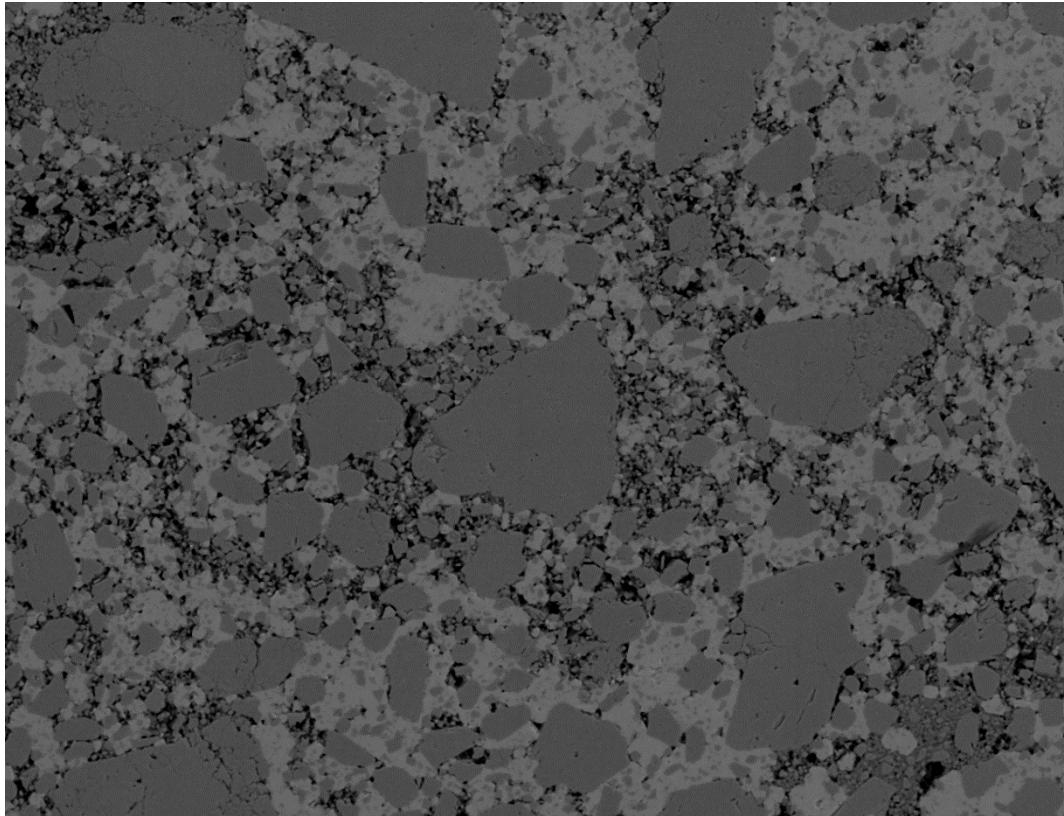


Figura 42. Immagine SEM 150x della sezione FC2\_A. Nota: la scala è stata rimossa durante il *pre-processing* perché il riquadro nero verrebbe incluso, dal programma, nella classe delle porosità.

Nonostante sia chiaro ad occhio nudo quali siano i clasti di dolomite, il cemento calcitico e la porosità, mediante la selezione di una soglia non si è in grado di comprendere tutti i granuli d'interesse. Le modalità di acquisizione possono cambiare all'interno dell'immagine stessa (variazioni di intensità del fascio elettronico del SEM) oppure una maggiore densità di clasti fini comporta uno spostamento apparente verso tonalità più scure di grigio.

E' fondamentale pertanto aggiustare luminosità e contrasto per avere un'immagine più uniforme dove risaltino bene i granuli. Inoltre occorre effettuare operazioni di *pre-processing* come eliminare gli *outliers*, ovvero i pixel bianchi o neri isolati, e il rumore tramite un filtro mediano che sostituisce i valori che più si discostano dagli altri con il valore mediano dei suoi vicini.

E' opportuno precisare che durante il *pre-processing*, l'immagine che poi andrà analizzata è parzialmente condizionata dall'occhio dell'operatore e da come percepisce le tonalità di grigio.

Durante queste operazioni preliminari, passaggio di cruciale importanza è impostare la scala all'interno di ImageJ. Il programma può contare i singoli pixel che compongono un granulo, ma non può sapere a quanto essi corrispondano nella realtà. Per poter avere delle misure confrontabili è necessario stabilire, per ogni immagine ed a ogni ingrandimento, quanti micron corrispondono a ciascun pixel. Dovendo per forza di cose rimuovere il riquadro nero con la scala dalle immagini SEM, in quanto verrebbe incorporato nella classe 'porosità', occorre misurare con un segmento quanti pixel è estesa la scala riportata. Il valore ottenuto sarà poi impostato come scala dell'immagine (*Figura 45*).



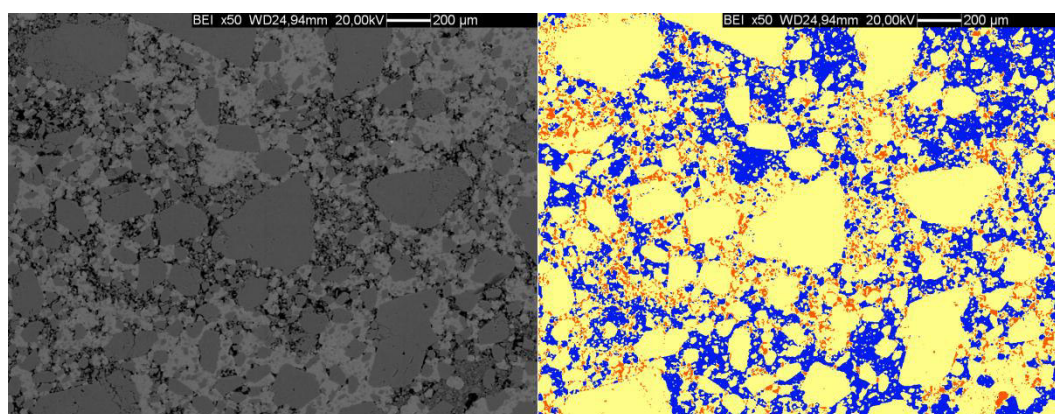
**Figura 43. Particolare della scala di un'immagine SEM 50x. ImageJ è dotato di un righello digitale che permette di stabilire quanti pixel è lungo un segmento. A questo punto basta impostare nel programma la scala corretta. Es. se la riga gialla è lunga 108 pixel, sappiamo che corrispondono a 200 micron. Quindi la scala sarà di 0,54  $\mu\text{m}/\text{pixel}$ .**

Il modo più semplice per selezionare i clasti di dolomite è quello di creare un'immagine binaria, dove i singoli granuli sono neri mentre il resto (porosità e cemento) sono bianchi. A questo punto la soglia avrà solo due valori selezionabili, invece che tutte le sfumature di grigio presenti nell'immagine.

Per ottenere l'immagine binaria si è usato il programma Multispec (<https://engineering.purdue.edu/~biehl/MultiSpec/>) che permette di effettuare una classificazione supervisionata sulle immagini pre-processate.

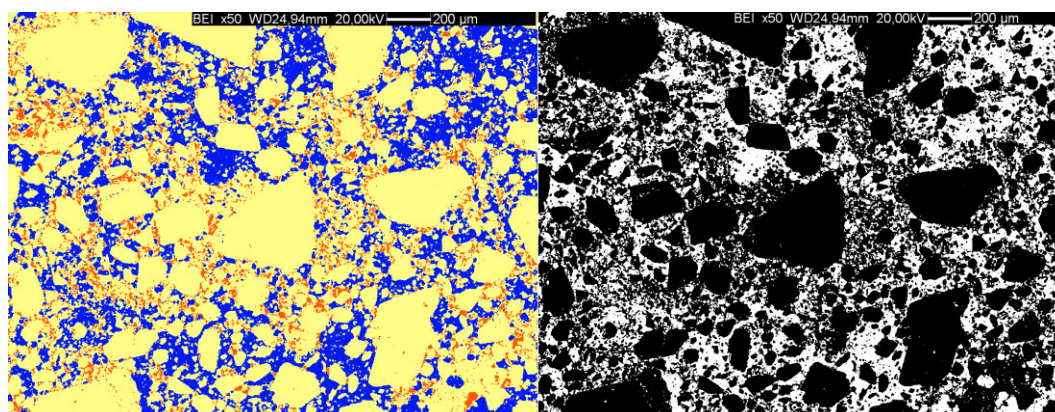
La classificazione supervisionata consente di discriminare i clasti dal cemento e dalla porosità creando un'immagine in falsi colori, dove ciascun colore corrisponde a una delle classi create dall'operatore. Questo metodo dipende dalla conoscenza e dalle competenze a priori di chi sta studiando l'immagine: esso si basa sull'istituzioni di diverse classi (tante quante l'operatore ritiene utile)

all'interno delle quali va attribuito un sufficiente numero di pixel che l'analista deve riconoscere. Tutti i pixel che non vengono attribuiti ad una classe dall'operatore (che sono molti di più di quelli di cui è nota in anticipo l'appartenenza) sono quindi classificati in base alla loro somiglianza con una delle classi stabilite all'inizio. Il metodo con cui viene stabilito a quale classe far appartenere un pixel può essere di vario tipo, quello usato in questo caso è la “*Minimum Euclidean Distance*”. L'immagine che ne deriva avrà tre colori distinti per le tre classi istituite: dolomite, cemento, porosità (*Figura 46*).



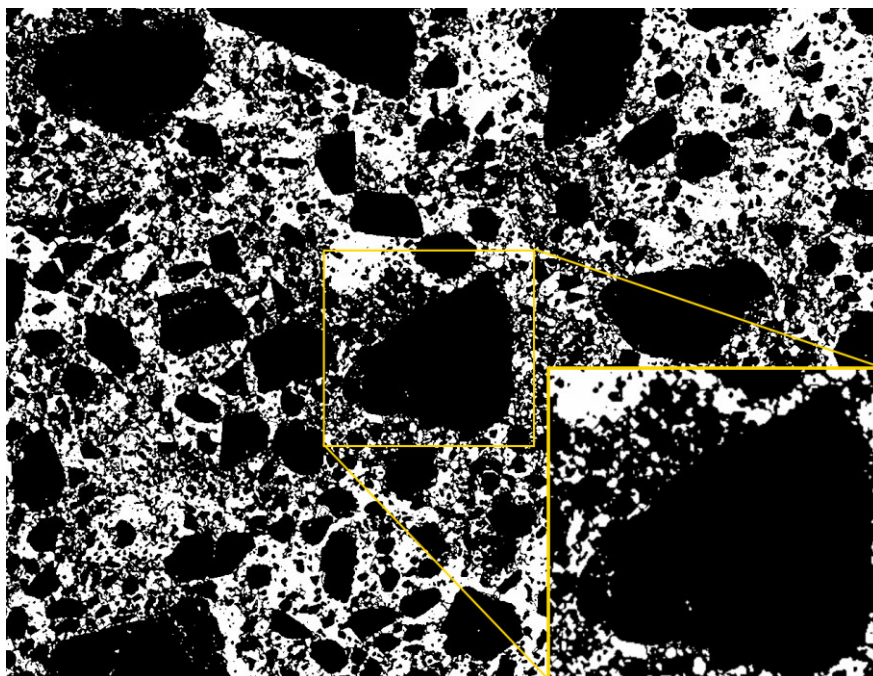
**Figura 44.** Immagine in toni di grigio acquisita al SEM (a sinistra) e come risulta dopo la classificazione supervisionata (a destra). Nell'immagine a sinistra si possono distinguere le tre classi istituite durante l'istruzione del programma: i clasti di dolomia (giallo); il cemento calcitico (blu); la porosità (arancione).

Si torna poi a processare l'immagine con ImageJ. Prima si seleziona il colore corrispondente ai clasti di dolomite, si salva l'immagine binaria ottenuta e si lavora su quella (*Figura 47*).



**Figura 45.** Immagine a falsi colori ottenuta da Multispec (a sinistra); creazione di un'immagine binaria mediante selezione dei clasti gialli su ImageJ (a destra). La divisione nelle 3 classi eseguita prima permette di separare nettamente ciascun elemento colorato dall'altro.

Tuttavia il risultato ottenuto presenta un problema, dato dal fenomeno di *bridging* tra i clasti. Ciascun granulo infatti rimane collegato per mezzo di pochi pixel agli altri creando una sorta di impalcatura complessiva. Questo non va bene per l'analisi granulometrica perché ImageJ considera che tutti i clasti appartengano ad un unico poligono complesso, calcolandone l'area totale (*Figura 48*).



**Figura 46. Fenomeno di bridging dei clasti, ben visibile nel dettaglio del riquadro giallo**

Il passo successivo consiste quindi nella separazione manuale, tramite un segno bianco, dei singoli clasti (*Figura 49*). Il procedimento è stato effettuato confrontando l'immagine binaria con l'immagine originale acquisita al SEM.



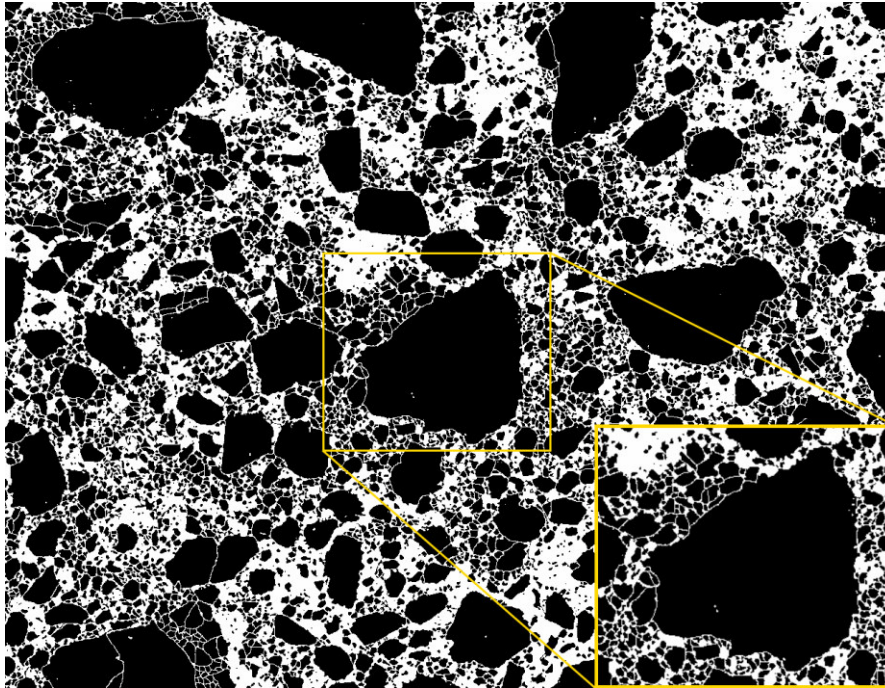


Figura 47. Dettaglio della separazione manuale dei singoli clasti nel riquadro giallo.

Anche in questo caso il risultato verrà parzialmente condizionato dalla percezione dell'operatore. E' importante quindi avere un buon numero di immagini per ogni ingrandimento al fine di garantire un buon dato statistico. Tuttavia in questo elaborato di tesi l'impiego di un vasto campionario di immagini è stato limitato dall'elevato dispendio di tempo che serve a separare i singoli clasti.

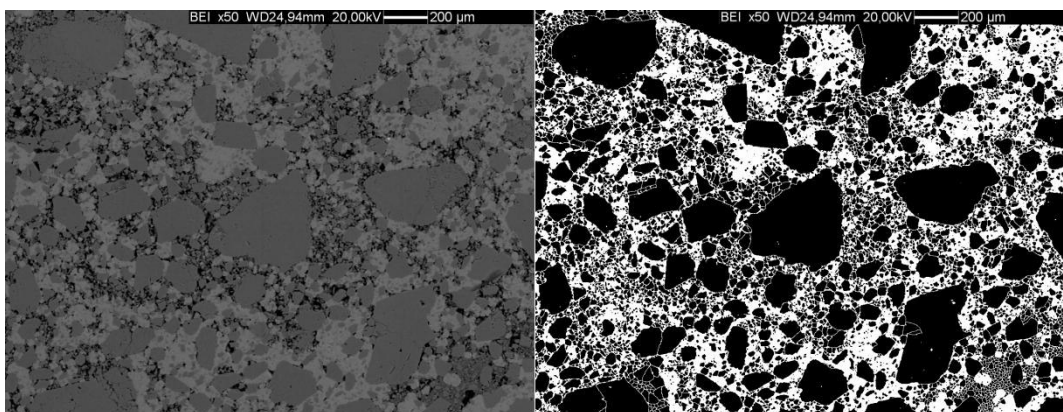


Figura 48. Immagine acquisita al SEM (a sinistra); immagine binaria dei singoli clasti (a destra)

### 5.4.3. Costruzione delle curve cumulative

Una volta ottenuta l'immagine binaria (*Figura 50*) e ottenuti i dati delle singole particelle, si passa a calcolare le curve granulometriche in un foglio elettronico. All'interno del foglio di calcolo, il diametro equivalente ( $d_e$ ) è ottenuto a partire dall'area calcolata con ImageJ. Approssimando ciascuna particella come un cerchio (in 2D) è possibile immaginare la sezione come se fosse composta da singoli granuli di sabbia pronti per la setacciatura.

Per ottenere la curva si procede utilizzando alcune operazioni logiche al fine di creare dei “setacci digitali”, ovvero classi granulometriche che racchiudano tutti i clasti con lo stesso diametro equivalente (*Tabella 1*).

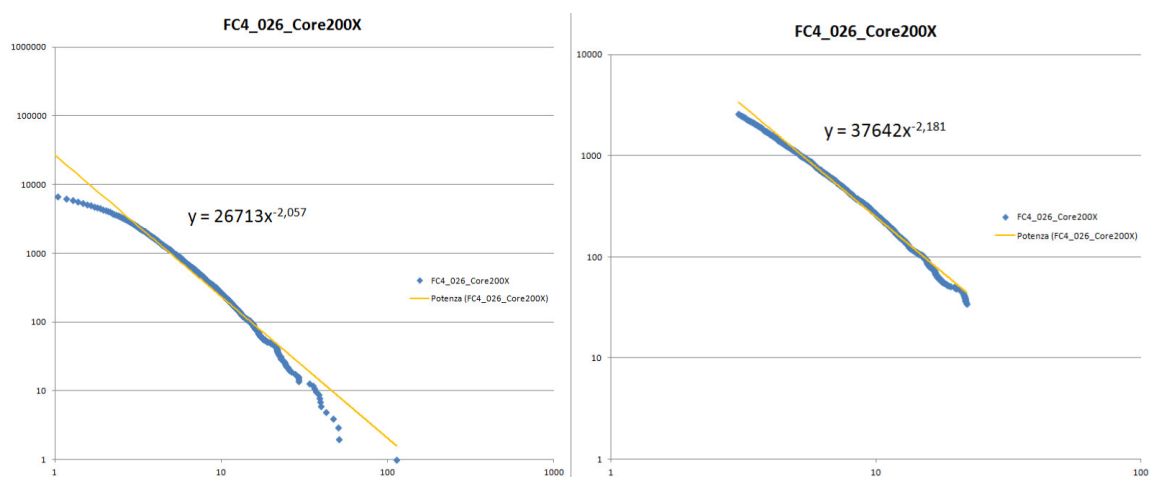
	A	B	C	D	E	F
1	$d_e$ (micron)			$d_e$ (micron)		N°clasti
2						
3	80,00	=SE(A2-A1=0;B1+\$B\$2;1)	=SE(B2<B3;0;B2)	80,00	1	1
4	79,50	1	0	79,50	3	=F2+E3
5	79,50	2	0	78,00	1	5
6	79,50	3	3	77,50	1	6
7	78,00	1	1	77,00	3	9
8	77,50	1	1			
9	77,00	1	0			
10	77,00	2	0			
11	77,00	3	3			

**Tabella 1. Passaggi logici che permettono di creare il grafico log-log. I dati sono solo esemplificativi.**

Sistemando i diametri in ordine decrescente una prima operazione consiste nel trovare i valori uguali, restituendo una serie di numeri interi: es. 1,2,3, clasti hanno un  $d_e$  uguale a 79,50  $\mu\text{m}$ . Per i granuli con  $d_e$  diverso riparte da 1: es.  $d_e$  pari a 78,00  $\mu\text{m}$ ; 77,50  $\mu\text{m}$  etc. Una seconda operazione permette di considerare solamente l'ultimo valore della serie, mentre tutti gli altri contano 0: es. 0,0,3 clasti hanno un  $d_e$  uguale a 79,00  $\mu\text{m}$ .

Eliminando tutti i valori che danno 0, si otterranno delle classi granulometriche per ogni diametro equivalente presente nell'immagine.

In questo modo si ottiene una sorta di colonna di tanti “setacci” quante sono le classi calcolate. Per ottenere la curva granulometrica basta sommare una dopo l'altra le frequenze associate ad ogni diametro e plottarla su un grafico log (N)-log ( $d_e$ ). Dal grafico poi andranno eliminati i dati che appartengono agli estremi superiori e inferiori (le cosiddette “code”) a causa dei problemi di sottocampionamento e sovra campionamento (*Figura 51*).



**Figura 49. Grafici di una curva granulometrica su un'ultracataclaste a 200X. Il grafico a sinistra comprende tutti i clasti dell'immagine, in quello a destra non sono compresi i dati nelle code del grafico.**

La curva cumulativa totale per una data tipologia di rocce di faglia (brecce, cataclasiti, ultracataclasiti) è stata ottenuta utilizzando i diametri equivalenti misurati da immagini con diversi ingrandimenti.

Per unire i dati provenienti dalle varie immagini è necessario proporzionare il numero di clasti contenuti nell'immagine a più basso ingrandimento (es. 50x) con quelli presenti nelle immagini a ingrandimenti più alti (es. 200x; 1000x...).

Assumendo che la distribuzione granulometrica sia omogenea per tutte le classi di ingrandimento, occorre moltiplicare il numero di clasti presenti in un'immagine ad alto zoom per il numero di immagini contenute in una a basso zoom.

Immaginiamo di avere un'immagine a 50x: nel caso in esame essa avrà un'area di  $4.314.850 \mu\text{m}^2$  ( $2370,37 \times 1820,37 \mu\text{m}$ ). Un'immagine a 200x ha un area di  $273.214 \mu\text{m}^2$  ( $596,46 \times 458,06 \mu\text{m}$ ); una a 1000x, invece,  $10.672 \mu\text{m}^2$

(117,89x90,53  $\mu\text{m}$ ). Facendo una rapida divisione risulta che ogni immagine a 50x contiene ~16 immagini 200x e ~404 immagini a 1000x.

Nel calcolo del numero di clasti cumulativo vanno quindi moltiplicati per 16 i clasti presenti nelle immagini a 200x; per 404 quelli nelle immagini a 1000x.

La cumulativa per una data tipologia di roccia è ottenuta plottando i dati calcolati su un grafico log (N)-log ( $d_e$ ) (Figura 52). Si fa presente che, qualora ci fossero classi granulometriche sovrapposte fra i vari ingrandimenti, il numero di clasti da considerare è quello contenuto nell'immagine a zoom maggiore.

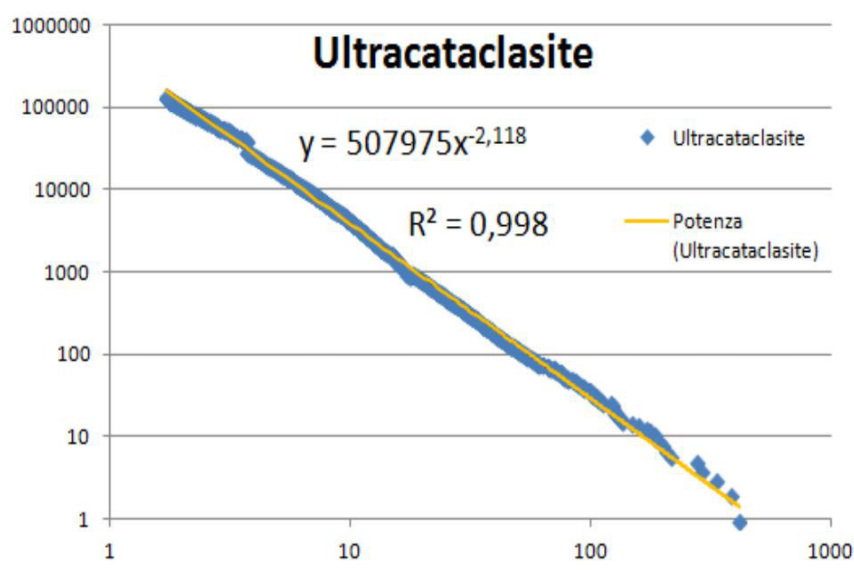


Figura 50. Curva cumulativa di un'ultracataclasite. I dati sono stati ottenuti unendo i diametri equivalenti delle immagini a 50x; 200x; 1000x

Le curve cumulative seguono un *trand* lineare nel range dimensionale investigato, descritto da una relazione di tipo *power-law*  $N \sim d^{-D}$  ( $\log(N) \sim -D\log(d)$ ) con D che rappresenta la dimensione frattale (Turcotte, 1986) .

D nell'equazione descritta dal foglio di calcolo è dato dall'esponente di x, ovvero la pendenza della retta.

L'affidabilità della relazione *power-law* nel *range* frattale analizzato è data dal valore  $R^2$  (coefficiente di correlazione lineare) che esprime la relazione di linearità tra due variabili statistiche: più questo valore è vicino a 1, maggiore sarà la tendenza di una variabile a variare in funzione dell'altra.

Dato il *range* dimensionale limitato a tre ordini di magnitudine, questo non può essere usato per determinare se la distribuzione è statisticamente auto-simile (proprietà tipica dei frattali di avere la stessa distribuzione statistiche a molte scale).

Scopo di questo tipo di analisi è quello di analizzare la classazione granulometrica delle rocce di faglia calcolando la loro dimensione frattale ( $D$ ) in modo da ottenere comprensione sulle modalità di frammentazione e grado di comminuzione (Billi et al, 2003).

Diversi studi dimostrano che:

1. La distribuzione frattale è il modo migliore per descrivere le differenze relative tra le diverse rocce di faglia studiate (Sammis et al., 1986, 1987; Marone and Scholz, 1989; Sammis and Biegel, 1989; Blenkinsop, 1991) .
2.  $D$  differisce a seconda delle modalità di frammentazione ed è molto utile per quantificare e discutere i meccanismi che hanno prodotto tale distribuzione granulometrica (Allègre et al., 1982; Turcotte, 1986; Sammis et al., 1987; Blenkinsop 1991).



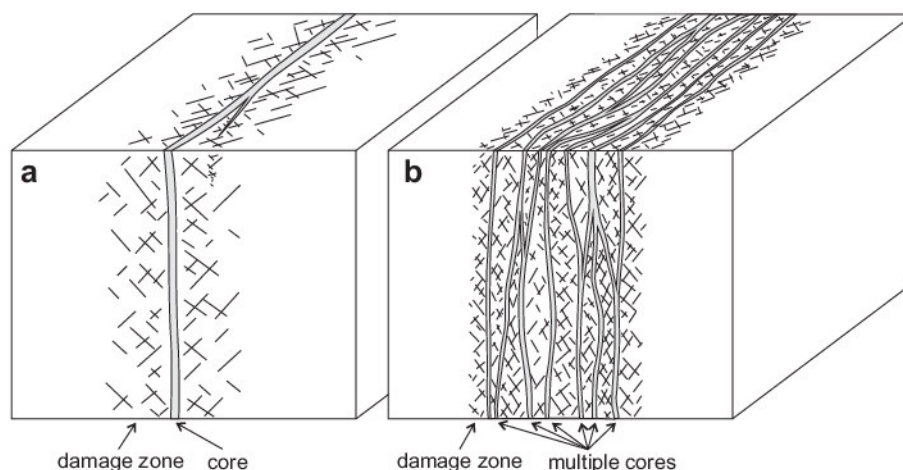
## 6. DESCRIZIONE DEI PROCESSI DI FRATTURAZIONE

### 6.1. Faglie su carbonati

Le fratture sono discontinuità nella roccia formate da due superfici parallele che si ricongiungono nel fronte di fratturazione (*tip*). Lo spostamento relativo delle porzioni originariamente adiacenti è piccolo se comparato alla lunghezza totale della frattura.

Alla mesoscala, le faglie superficiali (<5 Km) presentano due tipologie di architettura:

1. singoli *fault core* intensamente deformati, circondati da una zona di danneggiamento (Chester and Logan, 1986) (*Figura 53.a*).
2. multipli *fault core* che isolano lenti di materiale danneggiato (Faulkner et al, 2003) (*Figura 53.b*).



**Figura 51. Architetture tipiche delle zone di faglia. (a) un singolo fault core circondato da una zona di danneggiamento (Chester and Logan, 1986); (b) mostra un sistema di core multipli che racchiudono lenti di protolite fratturato (Faulkner et al., 2003).**

Le faglie superficiali spesso nucleano all'interno di superfici carbonatiche e tendono ad esibire *fault core* localizzati (<1 m) costituiti da un rocce di faglia da coesive a incoesive con *fabric* caotico (brecce, cataclasiti e *gouge*) e tipicamente contengono una o più *Principal Slip Surfaces* (PSSs). La maggior parte del

*displacement* di queste faglie è accomodato lungo le PSSs all'interno di settori estremamente deformati chiamati *Principal Slip Zones* (PSZs).

Numerosi studi sul campo indicano come, nelle maggiori faglie sismogenetiche, lo *slip* durante i terremoti sia localizzato lungo PSZs non più spesse di qualche cm. Se osservate alla microscala, le PSZs contengono *sub-layer* di cataclasiti e *gouge* più o meno maturi con spessori che variano da poche centinaia di micron a qualche millimetro. Frequentemente nelle PSZs si riscontrano superfici di Riedel. Al di fuori del *core*, la zona di danneggiamento è composta da un volume di protolite fratturato, spesso fino a centinaia di metri, dove il *displacement* della faglia principale è accomodato da superfici di *slip* secondarie (Figura 54).

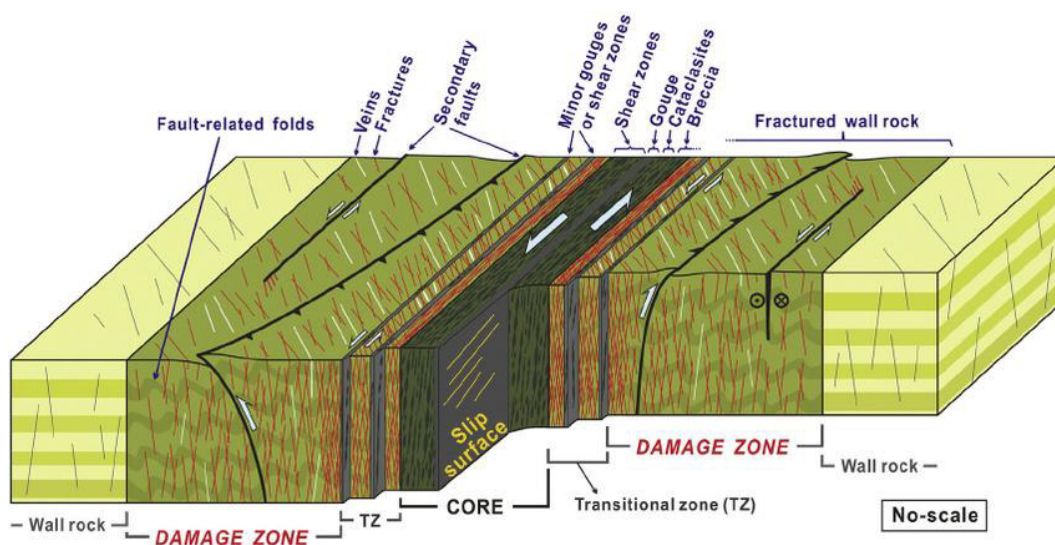


Figura 52. Diagramma concettuale di una zona di faglia. Esso mostra le principali componenti dell'architettura di una zona di faglia (dal core al protolite) e gli elementi strutturali presenti al loro interno. ( Choi et al., 2016 modificata da Caine et al, 1996; Faulkner et al., 2003)

La caratterizzazione dei meccanismi deformativi e strutturali di una zona di faglia è cruciale per ricostruire i processi di frattura, l'architettura complessiva e le variazioni di permeabilità all'interno dell'ammasso roccioso.

Le faglie in rocce carbonatiche coinvolgono la sequenziale formazione di *joint*, vene e superfici di presso-dissoluzione. I tre maggiori meccanismi di fratturazione su carbonati sono stati ben documentati:



### 6.1.1 Fagliazione *strike-slip* in rocce dolomitiche

Lo studio è stato effettuato sulle dolomie del Gruppo del Sella (Italia) (Mollema & Antonellini, 1999). Secondo questo meccanismo, un *set* di *joint* si sviluppa parallelamente alla direzione di massima compressione, organizzandosi in fasci *en-écheleon*. Un secondo *set* di *joint* si sviluppa perpendicolarmente al primo (*cross-joint*). Le porzioni di roccia racchiuse fra i due *set* di fratture vengono chiamati *rock bridges* (Figura 55).

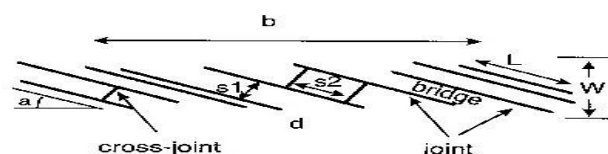


Figura 53. Sketch che mostra le proprietà geometriche di una joint-zone.  $s_1$  = spaziatura fra i joint in un fascio *en-écheleon*;  $s_2$  = spaziatura tra i cross-joint;  $L$  = lunghezza dei joint;  $b$  = lunghezza del fascio di joint;  $a$  = angolo tra un joint e le salbande (tipicamente  $25^\circ$ );  $d$  = dilatazione del joint. Da notare i rock-bridges isolati dalle fratture. (Mollema & Antonellini, 1999)

Questi volumi interni si frantumano formando tasche di breccie. La localizzazione dello stress, all'interno della *joint zone*, permette lo sviluppo di spessori consistenti di breccie di faglia che accomodano parzialmente il rigetto dell'intera struttura (Figura 56).

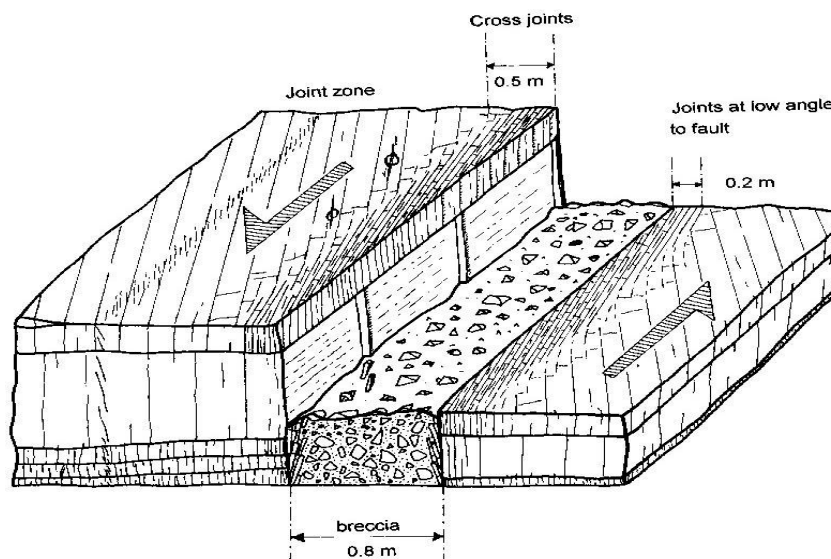


Figura 54. Schema strutturale di una grande fault zone ( rigetto  $>1\text{m}$ ). Il fault core è costituito da breccie. Adiacente c'è una zona ad alta densità di *joint*, alcuni riattivati con shear sintetico. (Mollema & Antonellini, 1999)

L'organizzazione delle fratture in *set en-échelon* è generata da svariati processi (Figura 57):

- Evoluzione di zone di *shear* pre-esistenti durante deformazione progressiva: le vene ereditate ruotano e diventano sigmoidali (Beach, 1975; Ramsay & Huber, 1983)
- Allineamento delle fratture a partire da una distribuzione randomica di *micro-cracks*, per l'interazione meccanica fra essi. Secondo i modelli numerici la geometria *en-échelon* è quella preferenziale durante la crescita di una nuova *slip zone* (Olson & Pollard, 1991).
- Vene *en-échelon* originate a partire dal *tip* di fratture precedenti.

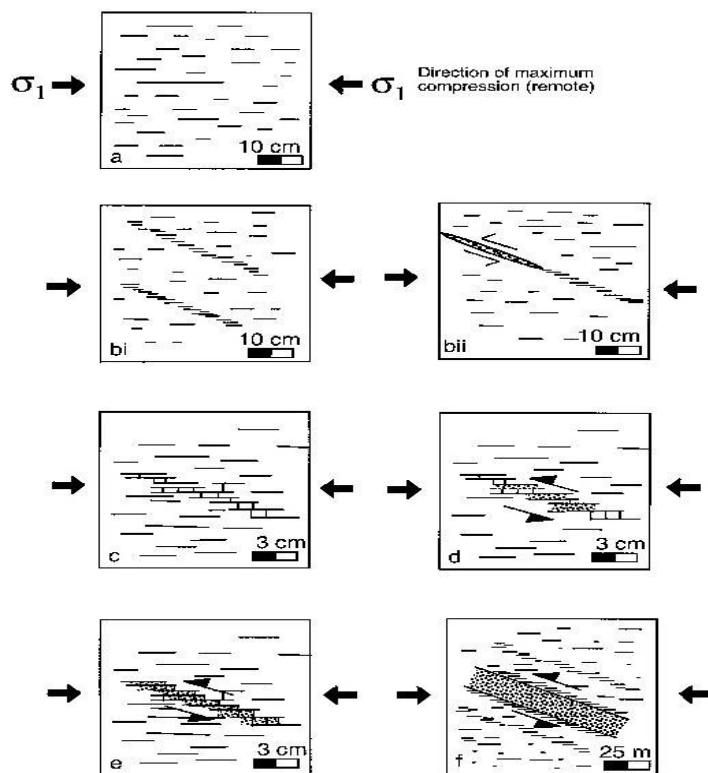
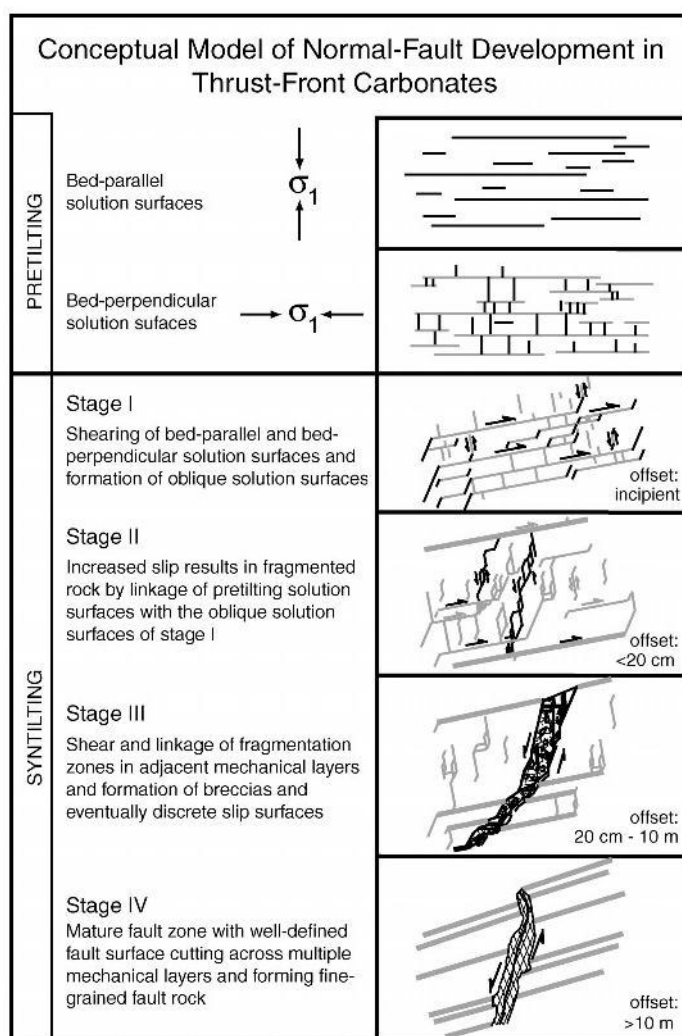


Figura 55. Modello di sviluppo di una faglia su dolomia. (a) Microfratturazione e formazione di *joint* paralleli alla direzione del massimo stress compressivo. (bi) coalescenza dei *joint* in fasci *en-échelon*, a causa dell'interazione meccanica. (bii) Localizzazione dei *joint* al *tip* delle vene di *shear*. (c) Formazione dei *cross-joint*. (d) Formazione di fasci di tasche brecciate. (e) Breccie di faglia continue e parallele alla *joint-zone*. (f) Sviluppo di una zona cataclastica spessa (*core*) con elevata densità di *joint* adiacenti ad essa. I *joint* possiedono orientazione sub-parallela alla faglia principale. (Mollema & Antonellini, 1999)

### 6.1.2 Formazione e crescita di faglie normali all'interno di un ambiente compressivo

Lo studio è stato effettuato sui carbonati all'interno del *thrust* della Maiella (Graham, 2003). In questo modello, gli elementi strutturali ereditati sono le superfici di presso-dissoluzione parallele al *bedding* (per sovraccarico litostatico) e perpendicolari a esso (in risposta a stress tettonico remoto). La *Figura 58* mostra gli stage evolutivi che portano alla formazione di faglie normali in ambiente compressivo:



**Figura 56. Modello concettuale per lo sviluppo di una faglia normale in carbonati in un ambiente compressivo. Gli stages I-IV mostrano la formazione sequenziale di superfici di presso-dissoluzione e superfici di *slip* che le attraversano (Graham et al., 2003).**

- Stage 1: gli elementi pre-esistenti vengono riattivati secondo il nuovo senso di *shear*, originando nuovi elementi obliqui a causa della progressivo *tilting* dell'ammasso.
- Stage 2: l'aumento di *slip* accomodato comporta l'interazione delle superfici di presso-dissoluzione ereditate con le neonate superfici oblique. In questo modo si sviluppano blocchi di rocce fratturate che vengono facilmente ruotati, traslati e sottoposte a sforzi di taglio, formando un incipiente zona di faglia.
- Stage 3: i blocchi di roccia si riducono progressivamente di taglia diventando vere e proprie brecce che facilitano la connessione delle fratture attraverso multipli *layers* meccanici. Cominciano ad apparire superfici di *slip* piccole e discontinue.
- Stage 4: l'elevato *slip* è testimoniato dalla presenza di superfici lucidate e striate lungo le porzioni di roccia più frammentate. Si definiscono superfici di *slip* continue e discrete. A questo stadio si individua una zona di faglia matura, contenente una o più superfici di *slip* e le rocce di faglia associate (brecce, cataclasiti, ultracataclasiti, *gouge*).

### 6.1.3 Nucleazione e crescita delle faglie *strike-slip*

Lo studio è stato effettuato su una faglia *strike-slip* in calcari giurassici affiorante a *Somerset* (UK) (Willemse, 1997).

La *Figura 59* riassume la sequenza che porta alla formazione di piani di faglia discreti, combinando i processi 1 (*joint*) e 2 (vene *en-échelon*).

- a) Presenza di vene *en-échelon* ereditate.
- b) Sviluppo di due *set* di superfici di presso-dissoluzione nelle porzioni compressive dei *rock bridge*.
- c) *Pull-apart* incipiente a causa dello *shear* delle cicatrici di presso-dissoluzione.
- d) La prima generazione di cicatrici continua a dislocare evolvendo il *pull-apart*.

- e) Le fratture rompono le code e formano una seconda generazione di superfici di presso-dissoluzione.
- f) Lo *slip* antitetico avviene lungo la 2° generazione di cicatrici orientate ad alto angolo rispetto la zona di faglia.
- g) 3° generazione di cicatrici si forma al *tip* della 2°, ormai attivata come fratture di *shear*. Si forma un *network* complesso e discontinuo all'interno della *fault zone* con rotazione dei frammenti di roccia.
- h) Le cicatrici di presso-dissoluzione e le vene *en-échelon* formano una *relay ramp* compressiva fra due segmenti di faglia adiacenti.
- i) Lo *slip* sintetico e antitetico lungo le strutture neo-formate causa l'apertura di *cracks* e cicatrici, frammentando la *relay ramp*. Una faglia curvilinea e continua può svilupparsi a partire dalla 4° generazione collegando entrambi i segmenti.

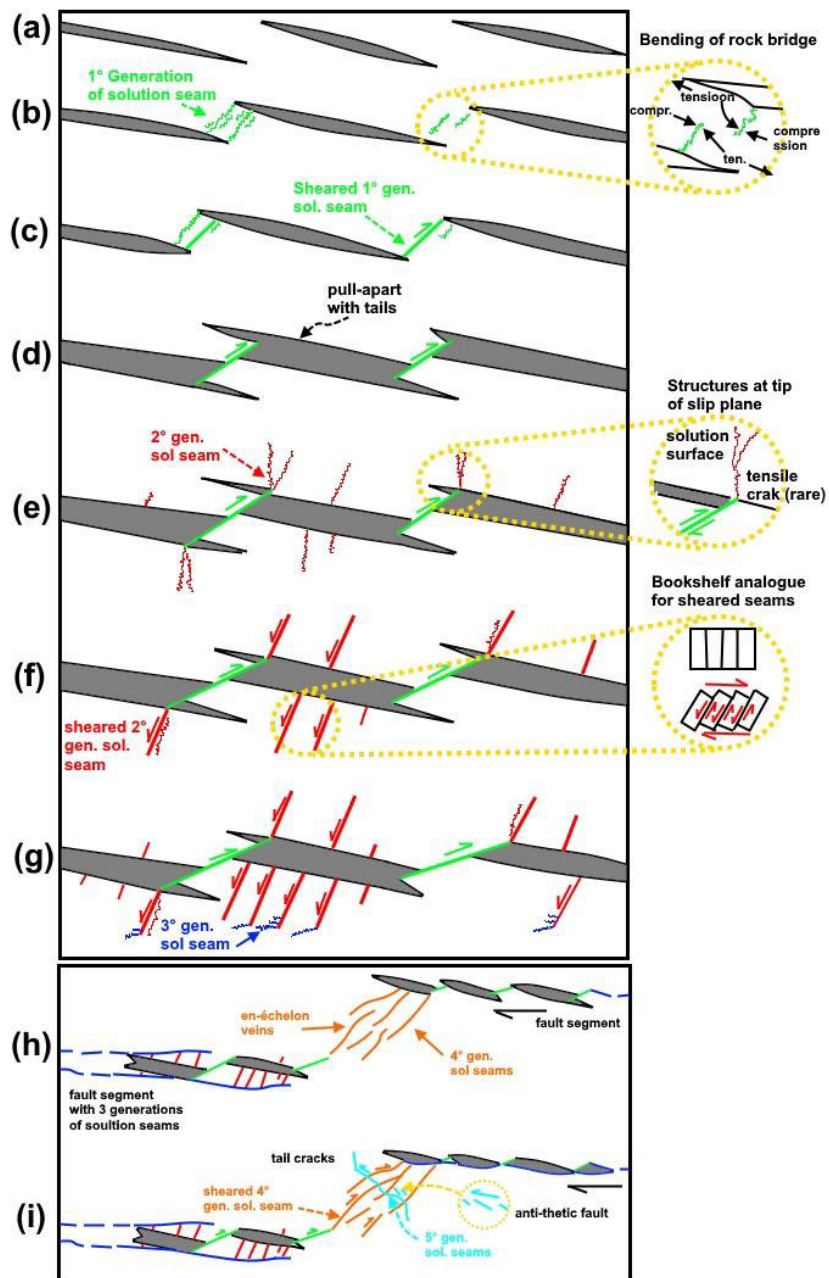


Figura 57. Modello schematico dell'evoluzione di un segmento della zona di faglia (Willemsse et al., 1997; modificata)

## 6.2. Coefficienti di attrito e sismogenesi

Le rocce carbonatiche tipicamente hanno coefficienti di Byerlee compresi tra 0.6-0.85 (Figura 60) e sperimentalmente esibiscono un comportamento *slip-weakening* e *velocity-weakening*, necessario per la nucleazione dei terremoti.

Queste litologie inoltre mostrano un *weakening* dinamico durante gli esperimenti di *rotary-shear* ad alta velocità, riducendo il coefficiente di attrito a livelli sub-Byerlee (<0.2) per velocità di scivolamento cosismiche (circa 1 m/s), facilitando la propagazione dei terremoti (Di Toro et al., 2011).

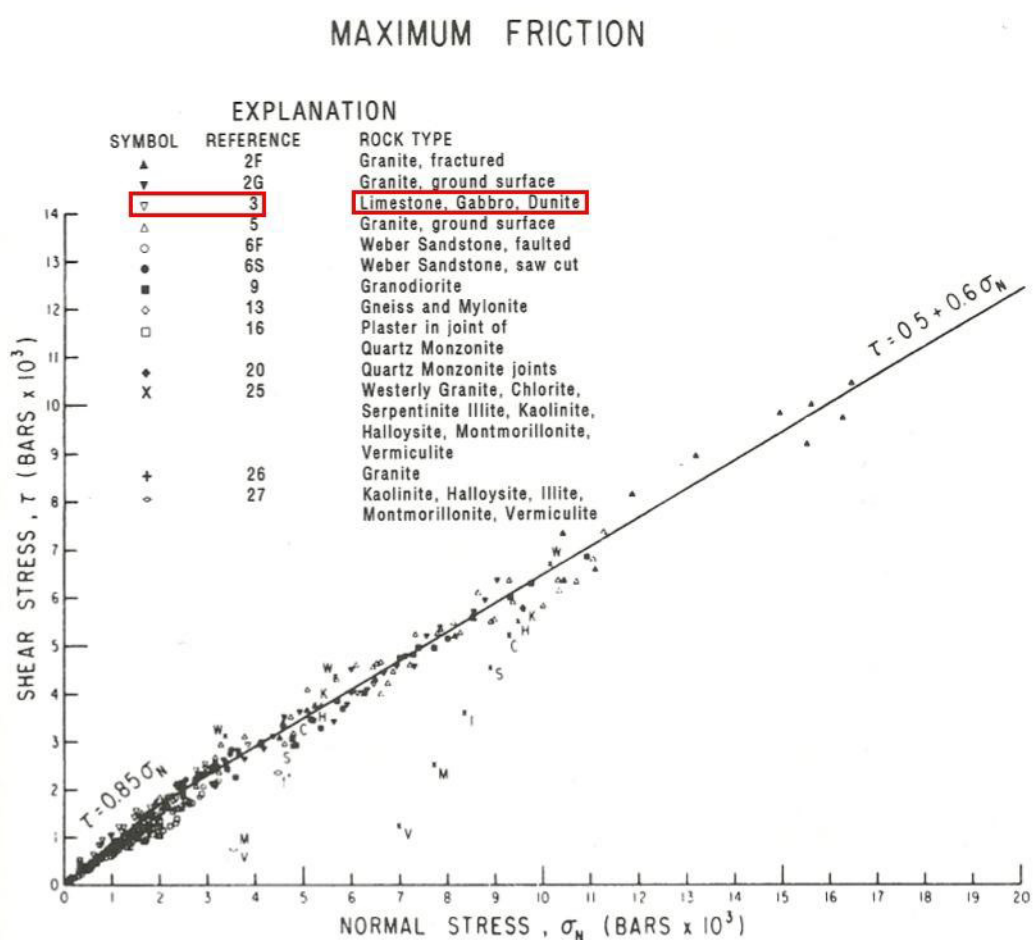


Figura 58. Grafico che raggruppa i coefficienti frizionali per vari tipi di rocce (Byerlee, 1978)

Durante i terremoti il lavoro meccanico delle superfici di faglia è partizionato tra calore ed energia di superficie. Osservazioni microstrutturali e sul campo di diverse zone di faglia sismiche, suggeriscono che il calore frizionale prodotto domina sull'energia di superficie. Siccome la diffusività termica nella maggior

parte delle rocce cristalline è bassa e la durata di un singolo pulso di *slip* è tipicamente di pochi secondi, la maggior parte del calore è ristretta in una banda all'interno della *slip zone*. In conseguenza di ciò, durante i terremoti, la temperatura incrementa notevolmente all'interno della *slip zone* e, talvolta, è sufficiente ad attivare la fusione della roccia. Si generano quindi dei fusi frizionali che possono essere riconosciute nelle zone di faglia esumate, le pseudotachiliti. Esse rappresentano l'unico indicatore certo di paleo-sismicità e vengono utilizzate per ottenere informazioni sui terremoti. In altri casi l'aumento di temperatura nelle *slip zones* può portare alla vaporizzazione dei fluidi di poro, de-carbonatazione o de-idratazione di certe fasi mineralogiche o addirittura formazione di gel. Questi processi hanno profonde implicazioni per la resistenza frizionale durante lo *slip* sismico. La vaporizzazione dei fluidi di poro, per esempio, può incrementare la pressione dei fluidi fino a compensare quasi il carico litostatico, causando la riduzione dello stress normale lungo faglia. Uno *weakening* simile può avvenire a causa della deidratazione delle fasi idrate (nelle argille), mentre nei carbonati la produzione di prodotti di decomposizione ultra-fini è correlata con la diminuzione dello sforzo negli esperimenti di deformazione ad alta velocità (Smith et al., 2011).

### 6.3. Microfratturazione

Le rocce di faglia coesive in cui la riduzione di grana domina sulla crescita dei cristalli, sono suddivise a seconda del contenuto di matrice: Breccie (0-10%); Cataclasiti (10-100%).

Le cataclasiti vengono ulteriormente suddivise in tre sottogruppi in base ai differenti stage di arrotondamento dei clasti e comminazione di grana.

Evidenze microstrutturali mostrano che la riduzione di grana avviene per:

- 1) Cataclasi (frattura e rotazione). Essa include 3 processi fisici che comportano la riduzione di grana:
  - Intergranular Extension Fracturing (tipico delle breccie):  
La struttura dei grani viene completamente distrutta da fratture estensionali. La granulometria dei prodotti è dello stesso ordine di



grandezza del clasto originale, mentre grani molto piccoli si formano raramente.

Sono distinti due tipi di IEF in base alla sistematica delle fratture.

- 1) Fratture non organizzate in un sistema: quando separano il grano originale in pochi clasti angolati. I boundaries fra i granuli sono discontinuità meccaniche nette.
  - 2) Fratture organizzate sistematicamente (fratture sub-parallele): il granulo originale si rompe producendo frammenti cubici (quadrati in 2D).
- Chipping (caratteristico delle rocce di faglia con grado di cataclasi da medio a maturo): in questo caso l'abrasione degli spigoli nei clasti che produce piccoli frammenti di pochi ordini di grandezza più piccoli. Sia la struttura che la granulometria vengono modificati e tendono ad arrotondare il granulo originale, formando matrice fine.
  - Shear Fracturing (caratteristico delle rocce di faglia con grado di cataclasi maturo): il granulo originale viene separato in diversi frammenti a causa delle fratture di shear. La taglia dei granuli risultanti dipende sia dal numero di fratture sia dal posto in cui si formano. A causa della loro forma allungata questi granuli sono spesso affetti da fratture estensionali perpendicolari che isolano frammenti cubici.
- 2) Presso-dissoluzione: dissoluzione dei *grain boundaries* a causa dell'aumento di stress in presenza di fluidi.

La cataclasi composta la frammentazione fragile dei grani di minerali con rotazione dei frammenti, accompagnati da scorrimento frizionale e dilatazione (Sibson, 1977). La *Figura 61* mostra un modello di evoluzione nel tempo di faglie in rocce carbonatiche (Billi et al., 2009).

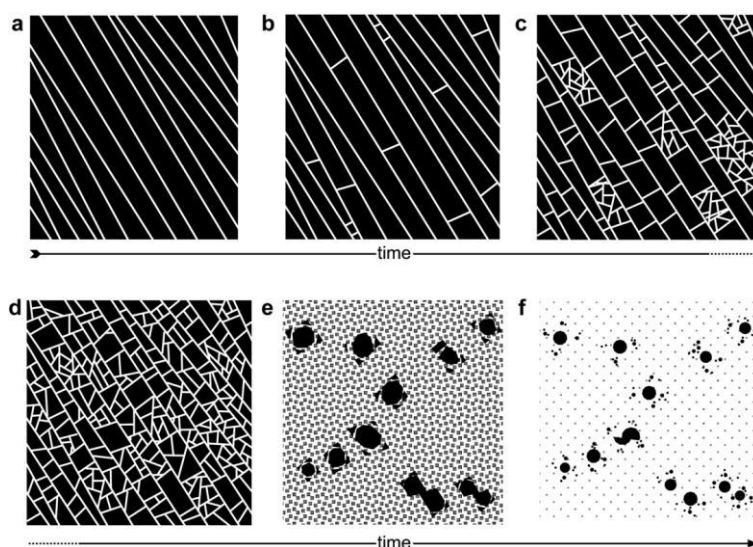


Figura 59. Modello che mostra il modello di evoluzione durante la comminuzione cataclastica di rocce carbonatiche. (a) La zona di danneggiamento è segmentata da *joint* o superfici di discontinuità. (b)-(d) Progressiva deformazione cataclastica avvenuta principalmente per *intergranular extension fracturing*. (e)-(f). Deformazione cataclastica prodotta da *chipping* e *shear fracturing*. (Billi et al., 2009)

- A. La zona di danneggiamento è affetta da deformazione sub parallela come *joint*
- B. Inizio della deformazione. Grossi clasti angolari sono in contatto l'uno con l'altro e quindi non possono ruotare
- C. Lo stress litostatico è trasmesso attraverso un numero limitato di contatti lungo i clasti grossolani.  
Questo stress di contatto granulo-granulo porta allo sviluppo di stress di indentazione che, combinato con la presenza di difetti o superfici di debolezza pre-esistenti (es. stiloliti, strutture organiche, *grain boundaries*) causa la frammentazione del granulo principalmente per *Intergranular Extension Fracturing* ( e occasionalmente *Shear Fracturing*).  
Le fratture ortogonali all'asse lungo dei frammenti allungati sono probabilmente indotti da una marcata anisotropia. Questo processo aumenta sensibilmente la connettività delle fratture e di conseguenza la circolazione dei fluidi nella roccia
- D. Si sviluppa una matrice fine embrionale e i clasti grandi sono pochi.  
Aumenta quindi la libertà spaziale dei granuli grossolani: in assenza di altri granuli grossi vicini i pochi presenti sono liberi di muoversi e ruotare sotto l'effetto dello *slip* della faglia.

- E. Questa rotazione, assieme allo scorrimento è la principale causa del *Chipping*. L'*abrasive wear* provoca l'arrotondamento dei clasti.
- F. Lo *Shear Fracture* sembra più frequente quando si forma una matrice fine (*fabric* maturo). Questo è imputabile a un diverso stato di stress e anche alla presenza di molti più punti di contatto per la trasmissione dello sforzo.

L'evoluzione del fault core è stata modellizzata numericamente. In questi modelli l'evoluzione si divide in due stage.

- 1) Iniziale (più corto): dove lo *shear strain* è accomodato principalmente per *Extensional Fractures* e la conseguente comminuzione di grana. Durante questo stage si registra un picco massimo nell'attrito e la porosità varia molto in funzione dello *stress* normale.
- 2) Evoluto (più lungo): comincia ad accumularsi il materiale cataclastico (*Chipping*). Durante questo stage la porosità e la granulometria tendono a diminuire con lo *slip* che viene più facilmente accomodato nella zona di cataclastica.



## 7. OSSERVAZIONI AL MICROSCOPIO

A causa dell'elevata presenza di granulometrie molto fini (<10 µm) della matrice in diversi campioni, le osservazioni SEM sono risultate molto più efficienti di quelle MO, per l'indagine micro strutturale.

### 7.1. Fabric delle rocce di faglia

Il *fabric* della *slip zone* è variabile a seconda dell'intensità della deformazione e dell'interazione con i fluidi. Nel *fault core* sono stati riconosciuti 3 tipi principali di *fabric* cataclastico: embrionale, intermedio, maturo.

#### 7.1.1. Embrionale - Protocataclastico

Tipico delle breccie grossolane vicino alla zona di danneggiamento. Consiste in un insieme di grani grossi e angolati l'uno con l'altro. La matrice fine, se presente, è incipiente. La classazione granulometrica è ben distribuita verso i clasti grossolani (Figura 62). I clasti maggiori spesso presentano fratture radiali senza evidenze di *shearing*. Altri clasti mostrano divisione pervasiva lungo le superfici di clivaggio.

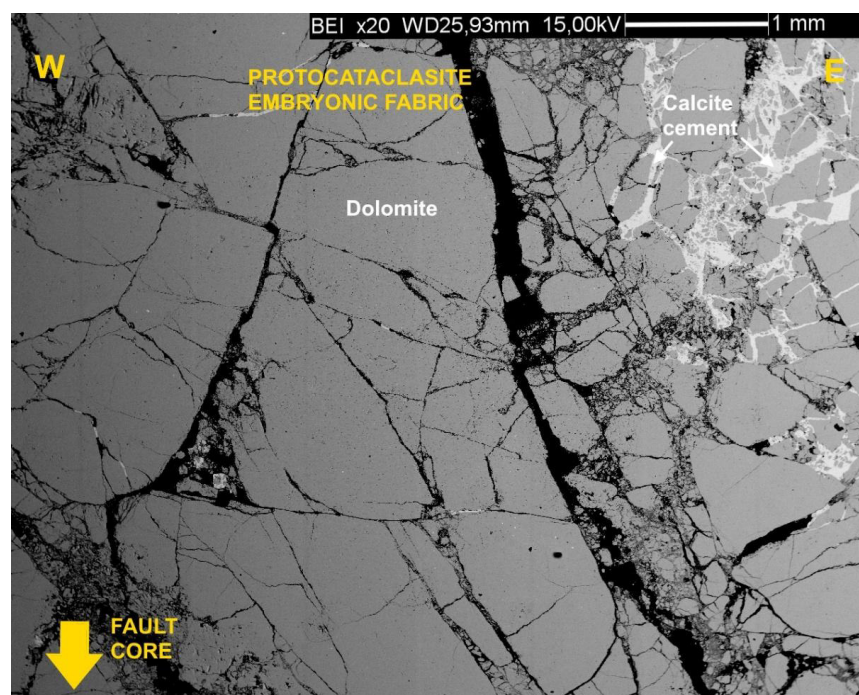


Figura 60. Immagine SEM di una porzione di protocataclasi.

### 7.1.2. Intermedio - Cataclastico

Caratteristico delle zone di breccia vicino alle cataclasiti (50% < matrice < 90%). Consiste in grani poli cristallini di dolomite da sub-angolati a ben arrotondati, sospesi in matrice ultrafine di materiale dolomitico. I clasti più grandi sono meno abbondanti e più arrotondati rispetto al *fabric* embrionale (Figura 63).

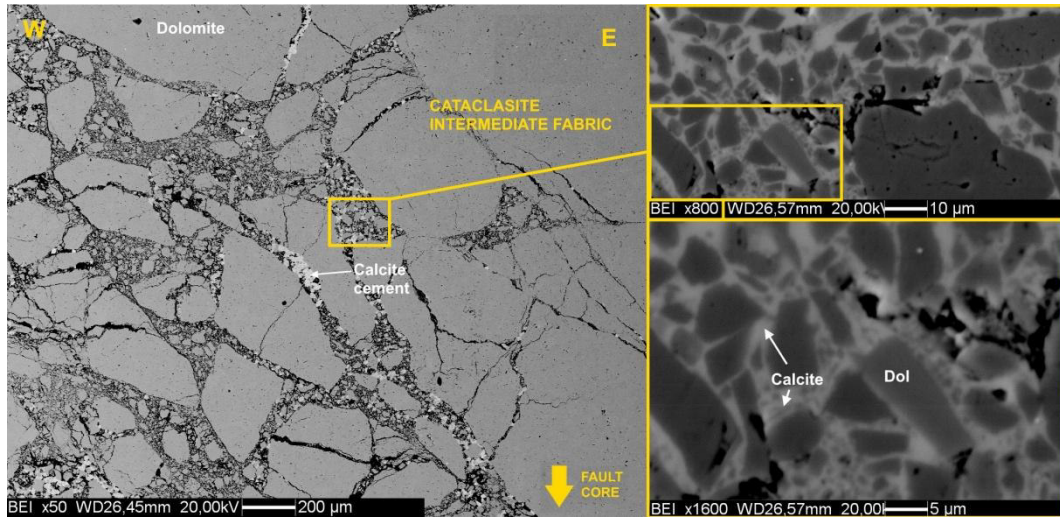


Figura 61. Immagine SEM di una porzione di cataclasite. Rispetto al fabric precedente, si nota un arrotondamento dei granuli; l'aumento di matrice fine; la presenza di cemento calcitico interstiziale. Ingrandimenti progressivi al 50X; 800X; 1600X

L'arrotondamento dei clasti è dovuto ai fenomeni di *chipping*, in cui la maggior parte della matrice causa l'abrasione dei granuli durante il *displacement* (Figura 60).

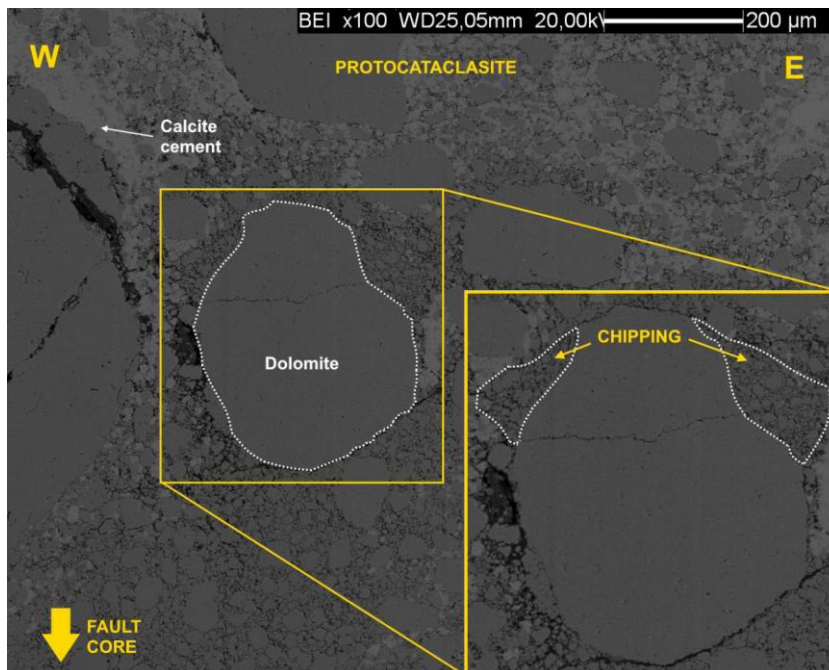
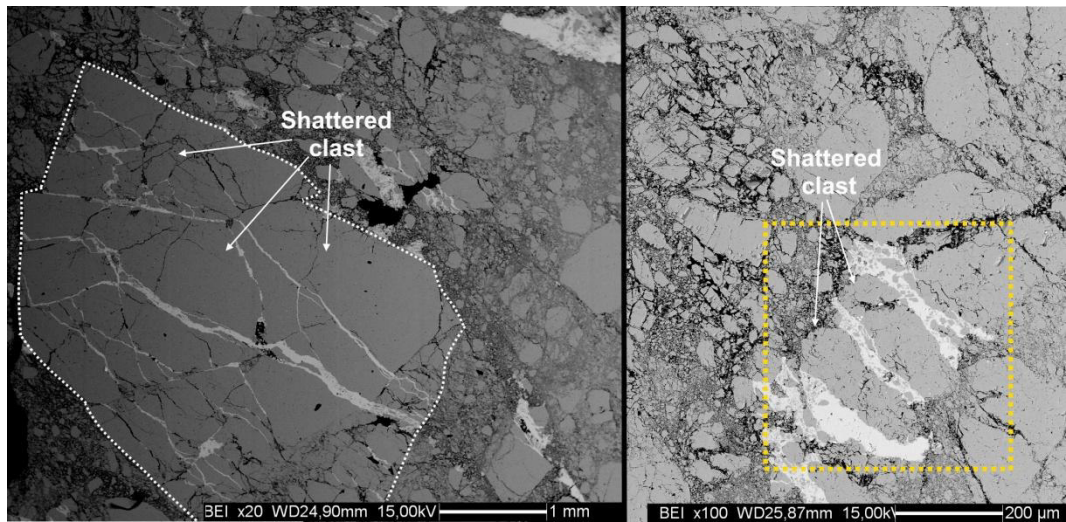


Figura 62. Chipping dei clasti in una cataclasite. L'abrasione degli spigoli dei clasti produce materiale fine.

Si riscontra anche *shattering* dei clasti maggiori, ovvero “l’esplosione” del clasto a causa dell’apertura di vene estensionali, lungo le fratture ereditate dal precedente stadio di deformazione (*Figura 65*). Nel caso di rocce carbonatiche i processi di *shattering* durante la deformazione, possono essere associati a eventi di *shock* sismico (Fondriest et al., 2013).



**Figura 63. "Shattered clasts" in una cataclasite.**

### 7.1.3. Transizione Cataclasite - Ultracataclasite:

Nell'area in studio è presente una superficie netta di transizione tra cataclasite e ultracataclasite (Figura 30). La sezione FC3\_A è presa da un campione raccolto proprio per indagare questa discontinuità (Figura 66, Figura 67).

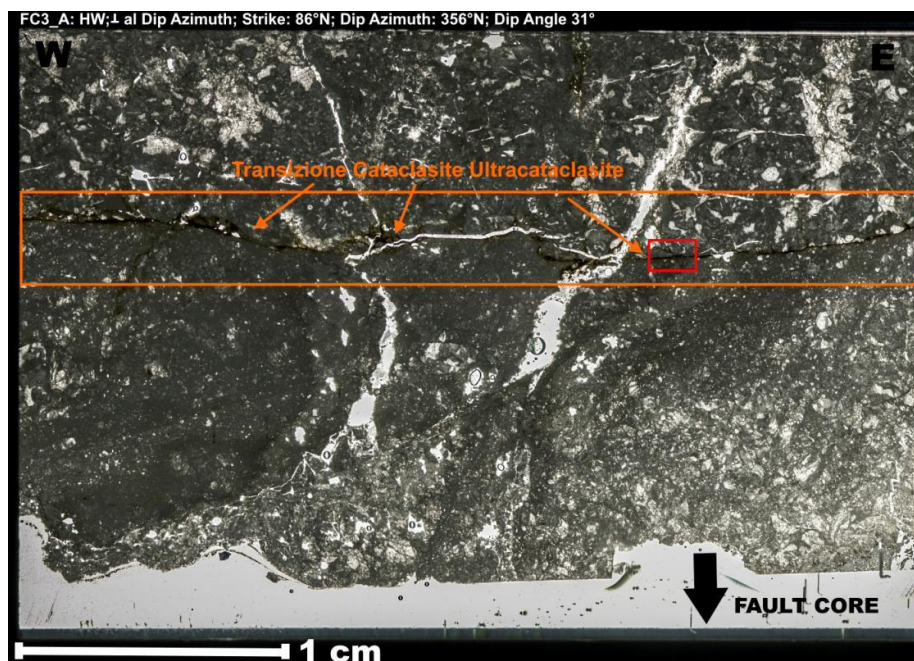


Figura 64. Fotografia al microscopio ottico della zona di transizione cataclasite-ultracataclasite

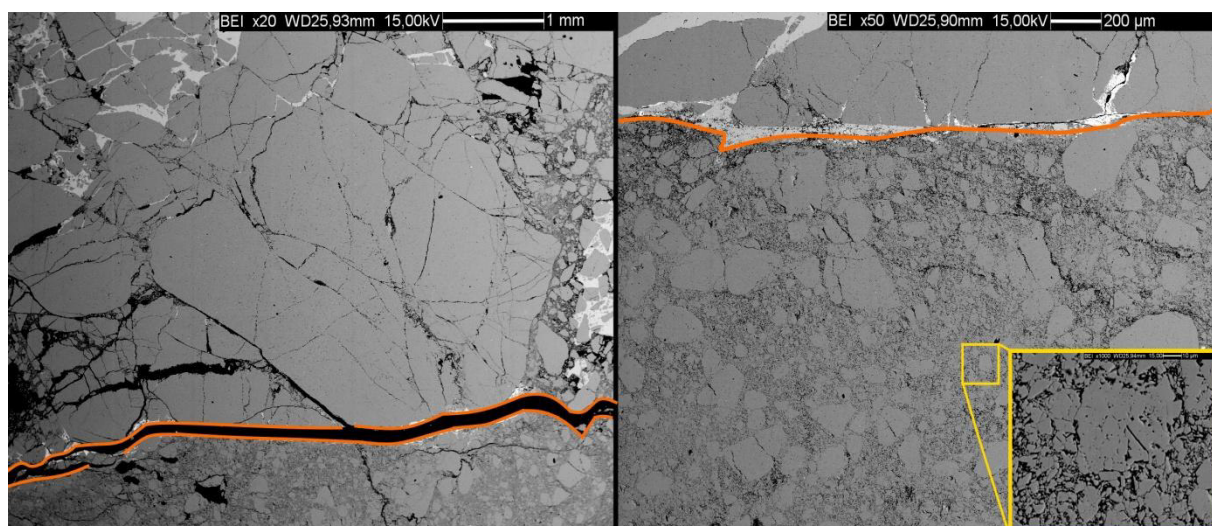


Figura 65. Dettaglio al SEM del riquadro rosso nella Figura 67. La transizione è ben evidenziata dal layer di cemento calcitico (grigio chiaro) che separa la porzione superiore da quella inferiore. Nella parte inferiore la granulometria diminuisce notevolmente, aumenta il grado di compattazione tanto da impedire a i fluidi di circolare liberamente (manca il cemento).



#### 7.1.4. Stiloliti

Occasionalmente sono state trovate stiloliti nel *fault core*, indice dell'attivazione dei processi di diffusione di massa (*pressure-solution*) assieme alla cataclasi (Figura 68).

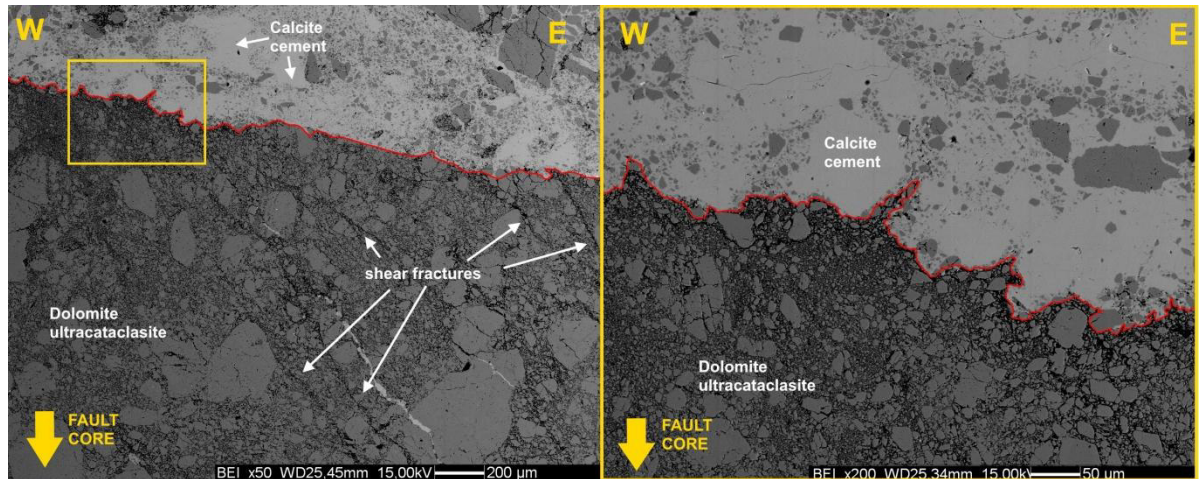


Figura 66. Stilolite che divide un dominio cataclastico con predominanza di cemento calcitico, da uno ultracataclastico che ne è quasi privo. Da notare anche la presenza di *shear fractures* nella matrice ultracataclastica.

Nelle sezioni osservate, tuttavia mancano evidenze di presso-soluzione netta nella porzione ultracataclastica. Possibili ragioni di ciò includono elevati *strain rate* e diminuzione della circolazione di fluidi a causa della comminuzione di grana (Billi et al, 2003).

E' noto che l'efficienza della dissoluzione nei carbonati è massimizzata per bassi *strain rate*, elevato flusso di fluidi, elevata superficie specifica e l'appropriato contenuto di argilla. Questo indica che la presso-dissoluzione avviene negli stadi iniziali della fratturazione, catalizzata dal basso *strain rate* e la circolazione di fluidi dovuto alla fratturazione. La presso-dissoluzione, dunque, è progressivamente inibita dallo sviluppo dell'ultracataclasite.

Nella porzione cataclastica, l'interazione con il fluido si desume dalla presenza di clasti corrosi (Figura 69).

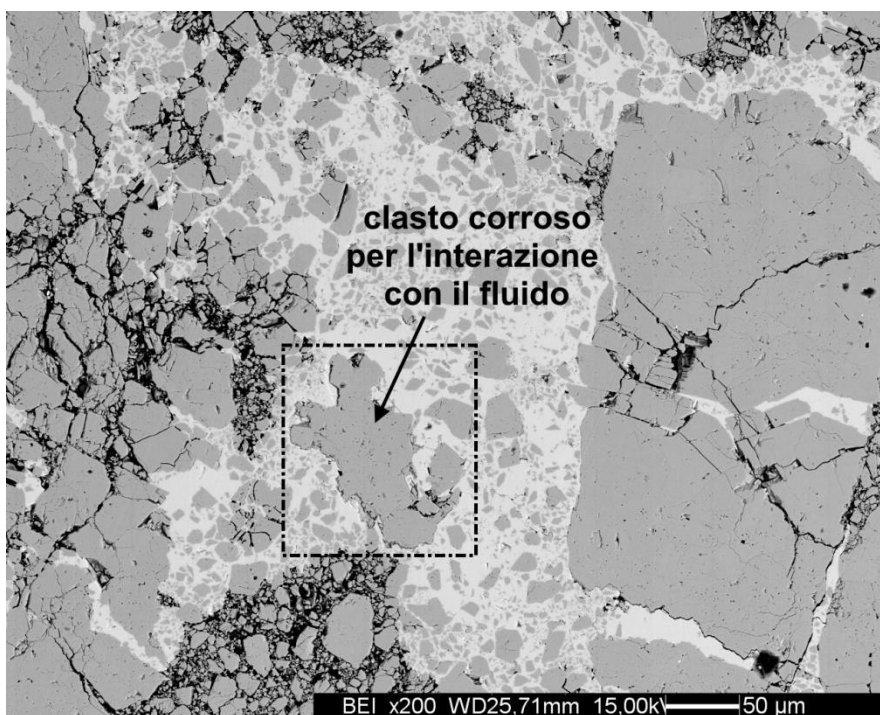


Figura 67. Particolare di un clasto con *embayments* di corrosione per aver reagito con il fluido di poro

### 7.1.5. Maturo - Ultracataclastico:

Tipico delle zone di ultracataclasite. Consiste in un insieme di pochi grani grossolani circondati da abbondante matrice fine (Figura 70).

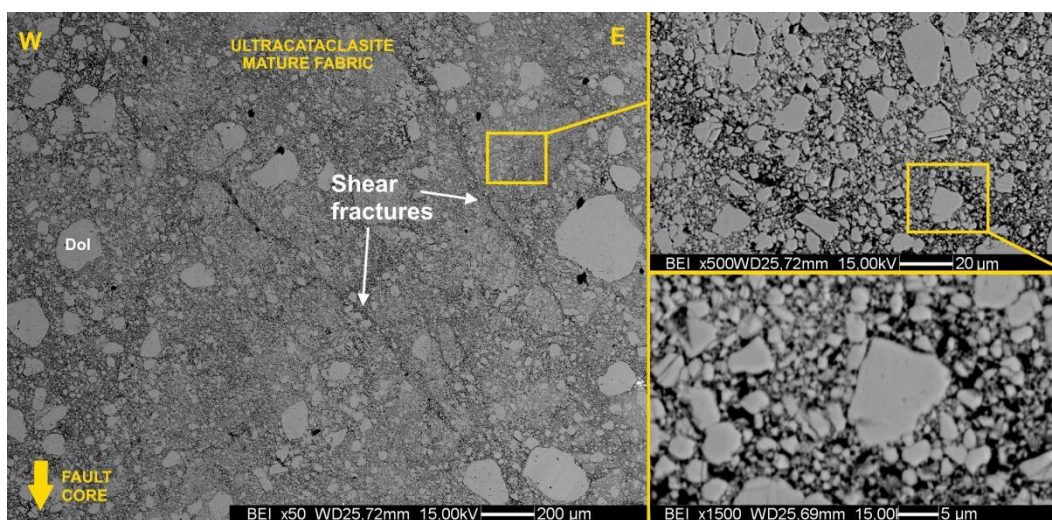


Figura 68. Immagine SEM di una porzione di ultracataclasite. Confrontando la sezione con la cataclasite precedente, è ben apprezzabile la riduzione della granulometria e la mancanza di cemento calcitico interstiziale. Da notare la presenza di *shear fractures*. Ingrandimenti progressivi al 50X; 500X; 1500X

Le sezioni provenienti dai campioni di *slip surface* (FC1, FC2\_A, FC2\_B), presentano *layer* ultracataclastici poco sviluppati di pochi decine di  $\mu\text{m}$  di spessore (Figura 71). Il *fabric* maturo in questi casi si localizza adiacente alla *slip surface*. In alcuni campioni, buona parte della sezione è costituita da ultracataclasite (FC3, FC4).

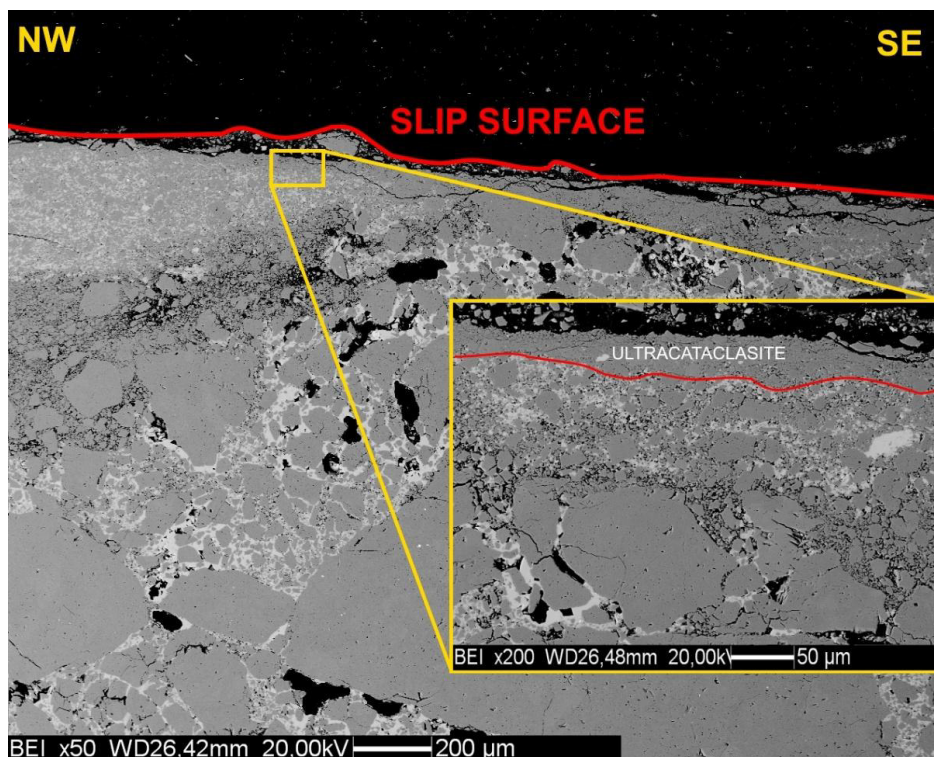


Figura 69. Particolare di una sezione del *footwall*. Da notare il livello micrometrico di ultracataclasite adiacente alla *slip surface*.

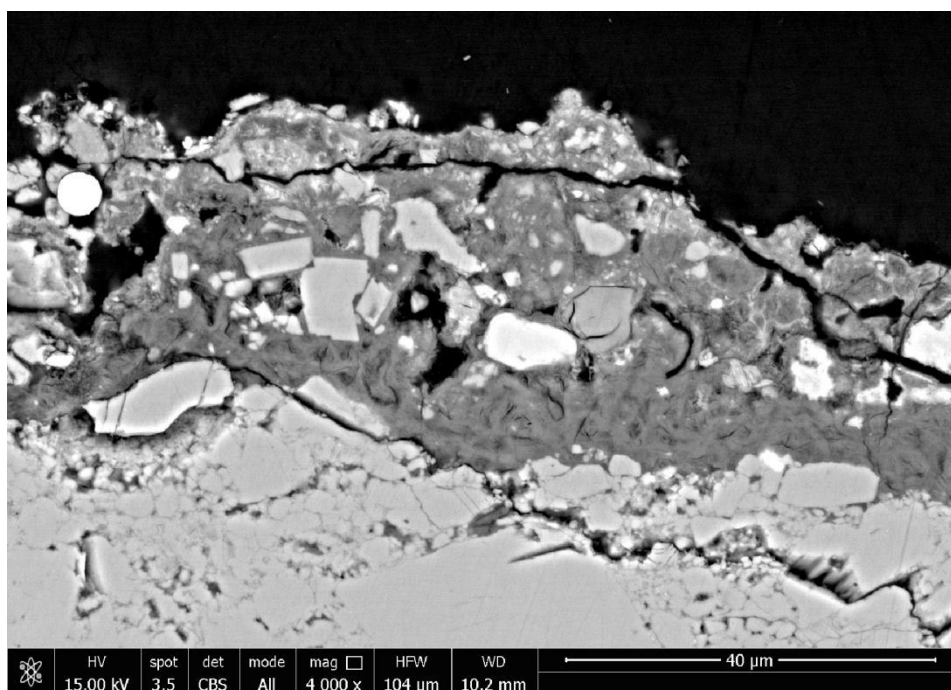
### 7.1.6. Slip surface

La *slipping zone* al di sotto della *slip surface* tipicamente consiste in *layer* di ultracataclasite composta da matrice ultrafine (anche  $\ll 1 \mu\text{m}$ ). In questo caso, si riscontrano superfici di *shear* di tipo Y (parallele alla *slip surface*). Queste fratture sono interpretate come superfici di *slip* secondarie che accomodano parte del *displacement* della PSS.

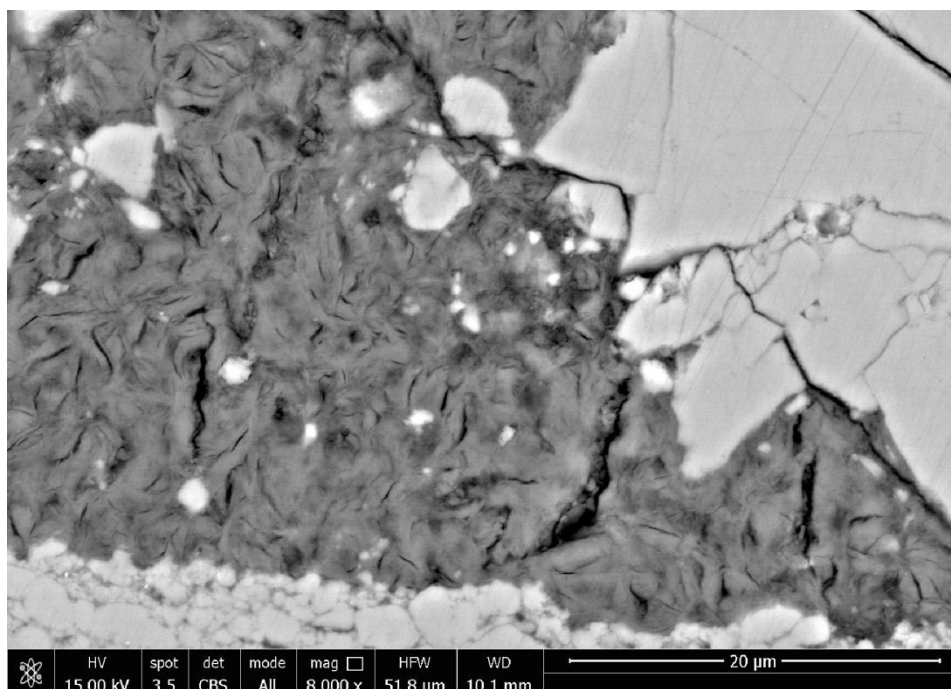
Facendo microscopia SEM su uno dei campioni di *slip surface* raccolti (FC1), è stato rilevato un *layer* spesso 200-100  $\mu\text{m}$  di matrice con tessitura aciculare e a covoni (*Figura 72*). Questo livello presenta una colorazione molto scura al SEM (indice di un basso numero atomico medio) e ingloba clasti fratturati di dolomia (*Figura 73, Figura 74*).



**Figura 70.** Superficie di *slip* con livelli a brucite. Campione FC1, appartenente al footwall della Faglia Campolongo.



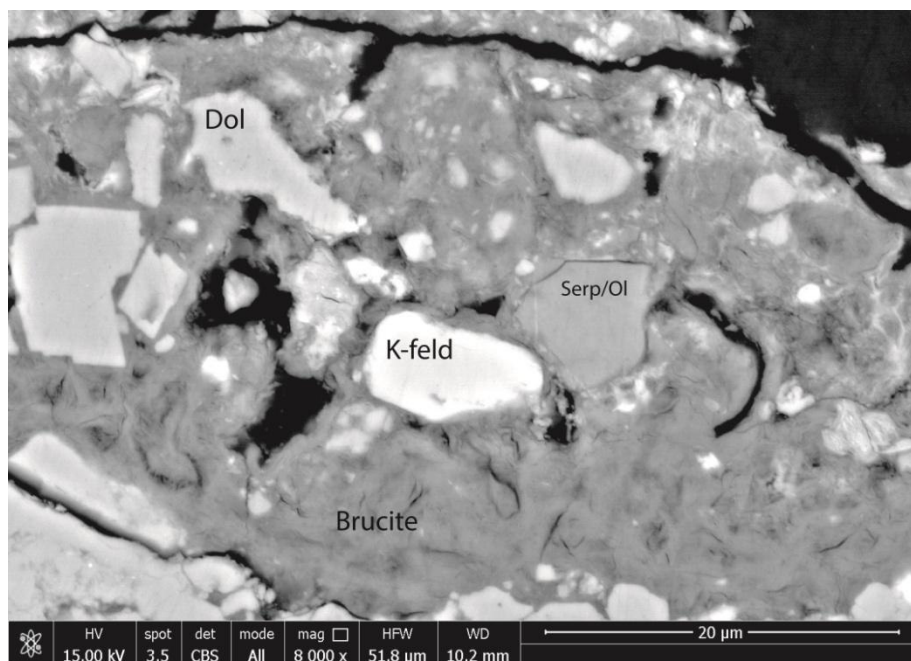
**Figura 71.** Layer a brucite, e silicati di Mg (grigio scuro). Da notare la presenza di clasti di dolomite non arrotondati inglobati al suo interno.



**Figura 72.** Particolare del layer a brucite. Si distinguono bene le fibre di crescita e la tessitura a covoni.

Facendo un'analisi spettroscopica EDS (Capitolo 10: Appendice, *Figure 90,91,92*) si è riscontrato che la matrice è composta prevalentemente di brucite  $[\text{Mg}(\text{OH})_2]$ ,

silicato di Mg (olivina/serpentino) e K-Feldspato (*Figura 75*). La mineralogia desunta dagli spettri EDS sarà verificata in futuro con altri tipi di analisi (spettroscopia micro-Raman, diffrazioni a raggi X su dei livelli a brucite più continui).



**Figura 73. Particolare degli spot EDS.**

La presenza di brucite può essere dovuta a due cause:

1. Decarbonatazione co-sismica: per elevati strain rate, l'aumento di temperatura dovuto al calore frizionale lungo faglia, non comporta nei carbonati la fusione della roccia (pseudotachilite), ma la sua decomposizione. In questo modo si formano dei *layer* fini (10-100 µm) di particelle nanometriche (Ca/Mg) in cui si localizza la deformazione e si ha la liberazione di anidride carbonica. Questo processo comporta la fluidizzazione del mezzo solido granulare, facendogli acquistare le proprietà meccaniche tipiche dei fluidi. Ciò è causato dal passaggio ad alta velocità di un fluido (liquido o gas) attraverso il solido. Quando un fluido passa attraverso un solido va a riempire lo spazio interparticellare. Per basse velocità di flusso non si ha movimento del letto solido in quanto le *dragging forces*, esercitate dal fluido su ciascuna

particella, sono minori della forza peso. A velocità più elevate si raggiunge una condizione in cui la forza aerodinamica di *drag* contrasta quella gravitazionale e, per una velocità poco superiore, il solido granulare inizia ad espandersi fino a fluire (a velocità elevate avviene il trasporto pneumatico).

La de-carbonatazione ha profonde implicazioni per la resistenza frizionale, durante uno *slip* sismico: essa può causare l'aumento della pressione dei fluidi fino a valori litostatici, portando alla riduzione dello stress normale lungo una faglia (Fondriest et al. 2013, ; Smith et al., 2011). Nonostante alcuni prodotti di decomposizione siano stabili per un ampio *range* di P-T, è improbabile che si preservino in forme riconoscibili per tempi geologici.

La brucite è il tipico prodotto di alterazione del periclasio (MgO), risultato della de carbonatazione co-sismica della dolomite. Tuttavia dall'immagine si nota che i clasti di dolomia presentano spigoli vivi e non possiedono la porosità caratteristica del picco termico per frizione sismica. Inoltre la tessitura a covoni della brucite suggeriscono una precipitazione da fluidi.

2. Campionamento di vulcaniti basiche e ultrabasiche: la brucite è un minerale accessorio molto comune nelle serpentiniti (fino a un massimo del 20%), sottoprodotto della reazione di serpentinizzazione delle olivine [ $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Mg}(\text{OH})_2$ ]. A temperatura ambiente la brucite ha un coefficiente di attrito ( $\mu$ ) pari a 0,3; aumentando la temperatura esso raggiunge un minimo di 0,2 a 300°C. La struttura lamellare della brucite, a causa dei deboli legami tra un piano e l'altro, le attribuisce un'orientazione preferenziale di scivolamento. L'elevato coefficiente di espansione termica invece causa la diminuzione delle forze di legame interplanari all'aumentare di T°C. Solitamente i minerali che compongono una serpentinite hanno coefficiente di attrito di 0,5; tuttavia

per alti contenuti di brucite questo valore può diminuire del 10-15%  
(Moore et al., 2001).

Il fatto che questo livello brucitico si riscontri solo in una sola *slip surface* (Figura 70), e la tessitura stessa del *layer* porta ad optare per la seconda ipotesi.

Probabilmente si tratta di materiale spalmato di un'intrusione di vulcaniti basiche vicino alla dolomia, o addirittura precipitato da fluidi legati a vulcanismo e risaliti lungo la faglia.

L'ipotesi è consistente con il fatto che a 500 m in linea d'aria esiste una cava a brucite: trovandosi a quota più alta dell'area di campionamento è verosimile pensare che la faglia abbia attraversato il filone basico paleogenico.



## **8. ELABORAZIONE DEI DATI:**

In questo capitolo sono mostrati i risultati ottenuti dalla costruzione delle curve granulometriche tramite analisi d'immagine e l'orientazione delle microfrazioni calcolata con ArcGIS.

### **8.1. Calcolo delle curve cumulative:**

Qui di seguito sono riportati i risultati ottenuti dall'analisi d'immagine e dal calcolo dei diametri equivalenti, al fine di ottenere la curva cumulativa per un dato tipo di roccia di faglia. Per ogni immagine SEM analizzata è riportato, su ciascuna figura: immagine binaria con i clasti segmentati; immagine SEM originale, curva granulometrica parziale associata. Le sigle che le distinguono (es. FC4\_030\_Core50X) indicano rispettivamente: il campione di roccia, l'immagine SEM su cui è stata eseguita l'analisi, la localizzazione all'interno della *slip zone*, l'ingrandimento indagato. Le figure (76,77,78) descrivono una ultracataclasite; (79,80) una cataclasite (81) una protocataclasite. A fine paragrafo sono presentate le tre curve cumulative per i diversi tipi di rocce del *fault core* (Figure 82,83,84) e un grafico per compararle nell'insieme (Figura 85).

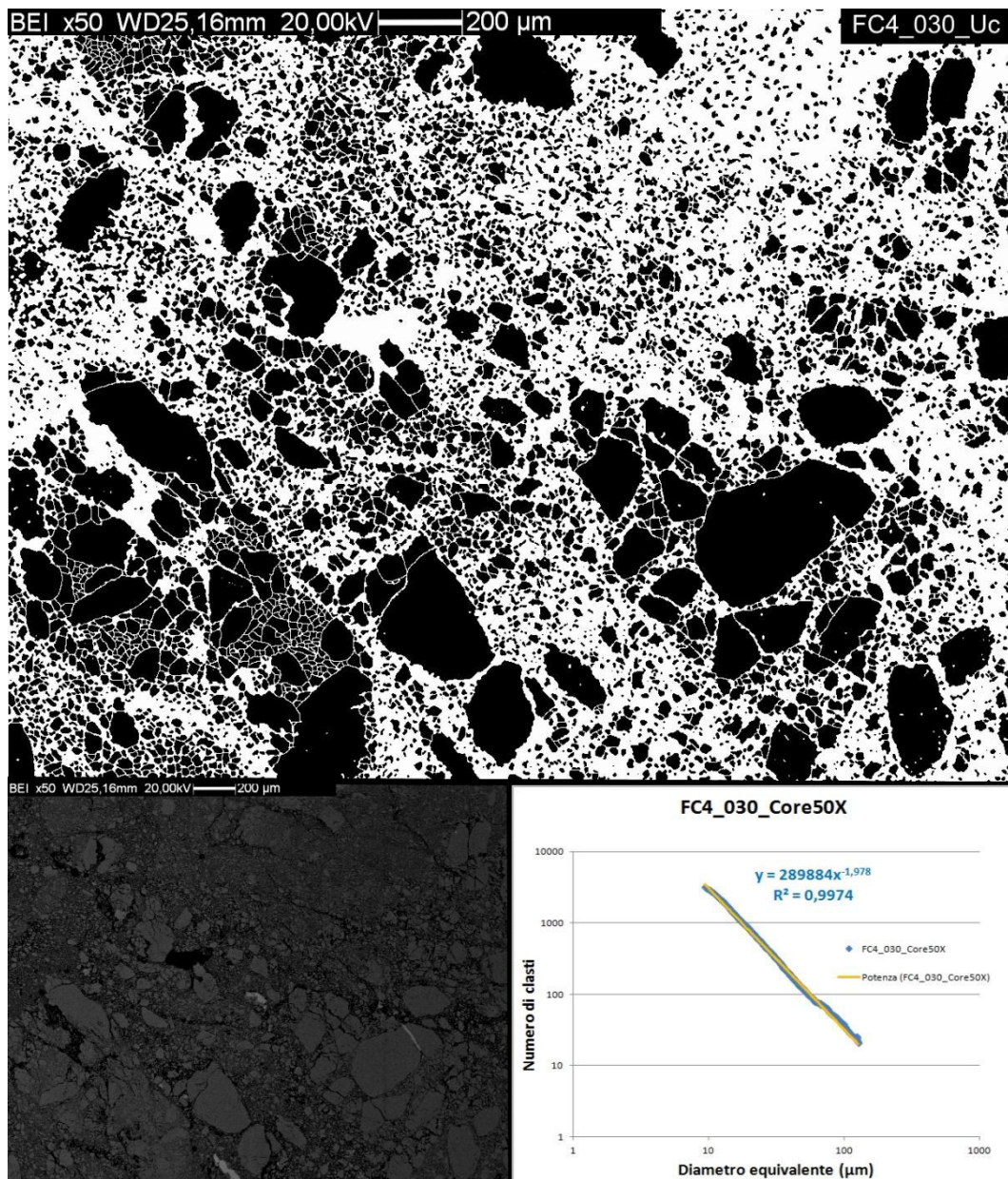


Figura 74. Calcolo della curva granulometrica per una porzione di ultracataclasite all'interno del fault core. Ingrandimento 50x.

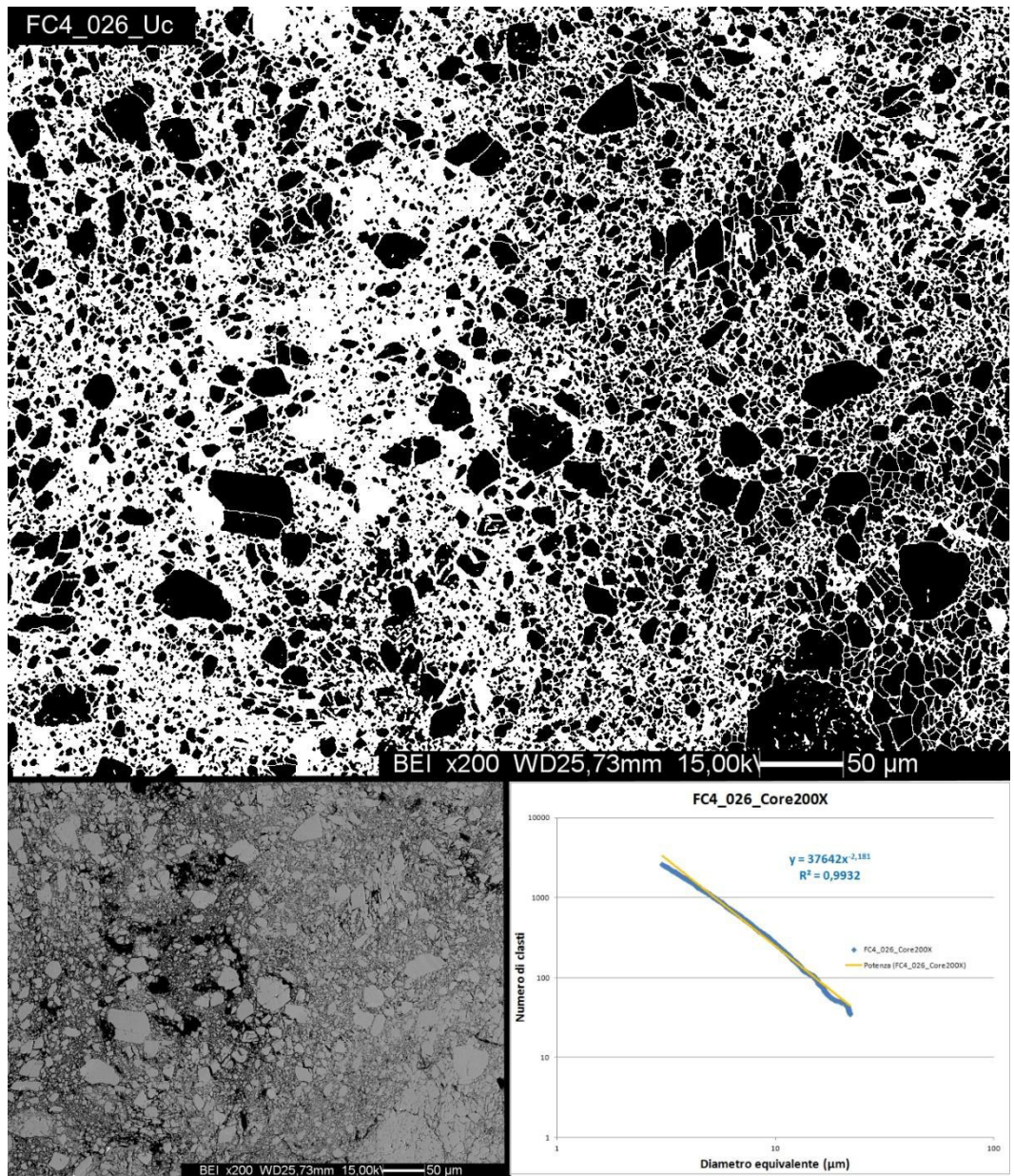


Figura 75. Calcolo della curva granulometrica per una porzione di ultracataclasite all'interno del fault core. Ingrandimento 200x.

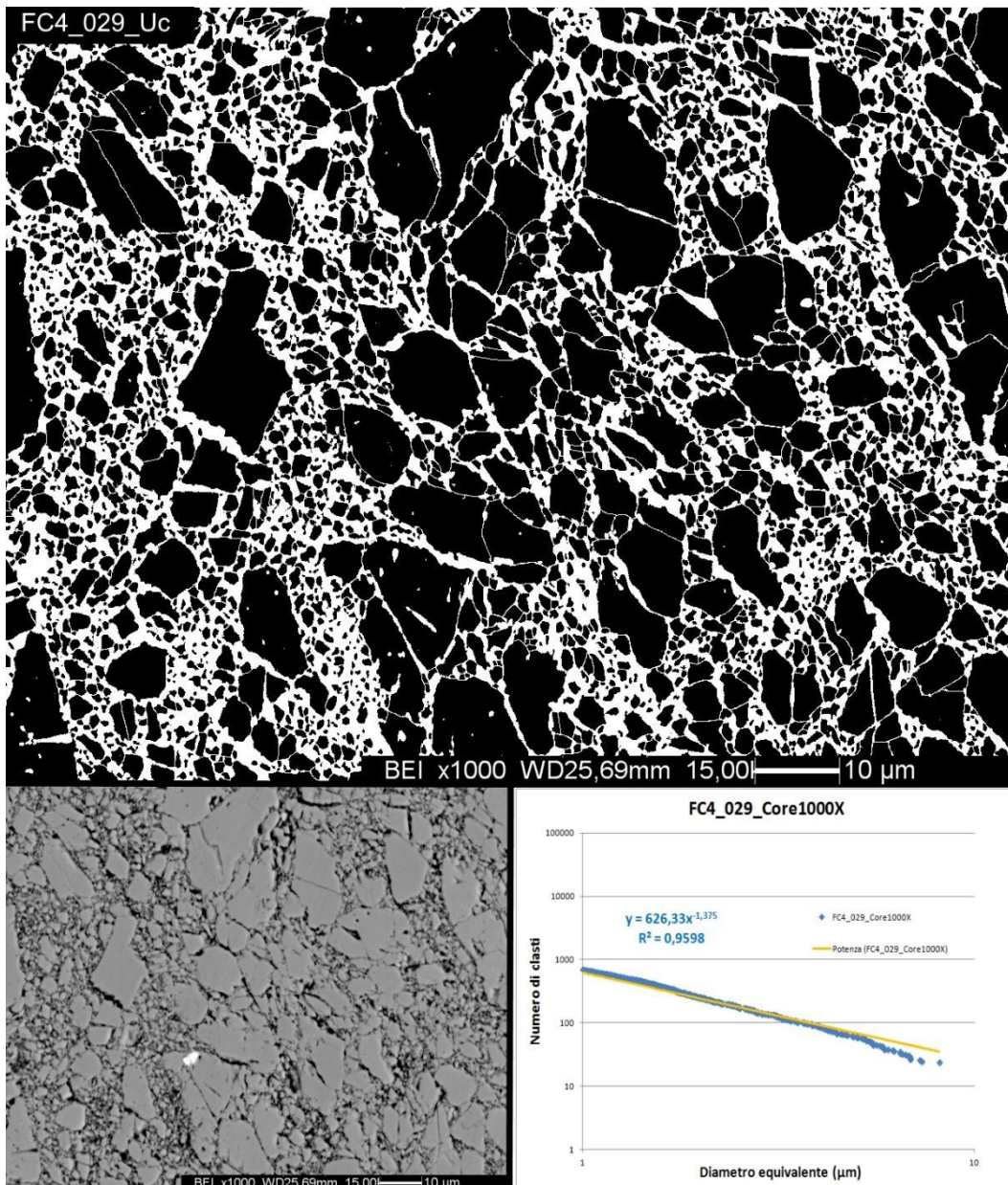


Figura 76. Calcolo della curva granulometrica per una porzione di ultracataclasite all'interno del fault core. Ingrandimento 1000x.

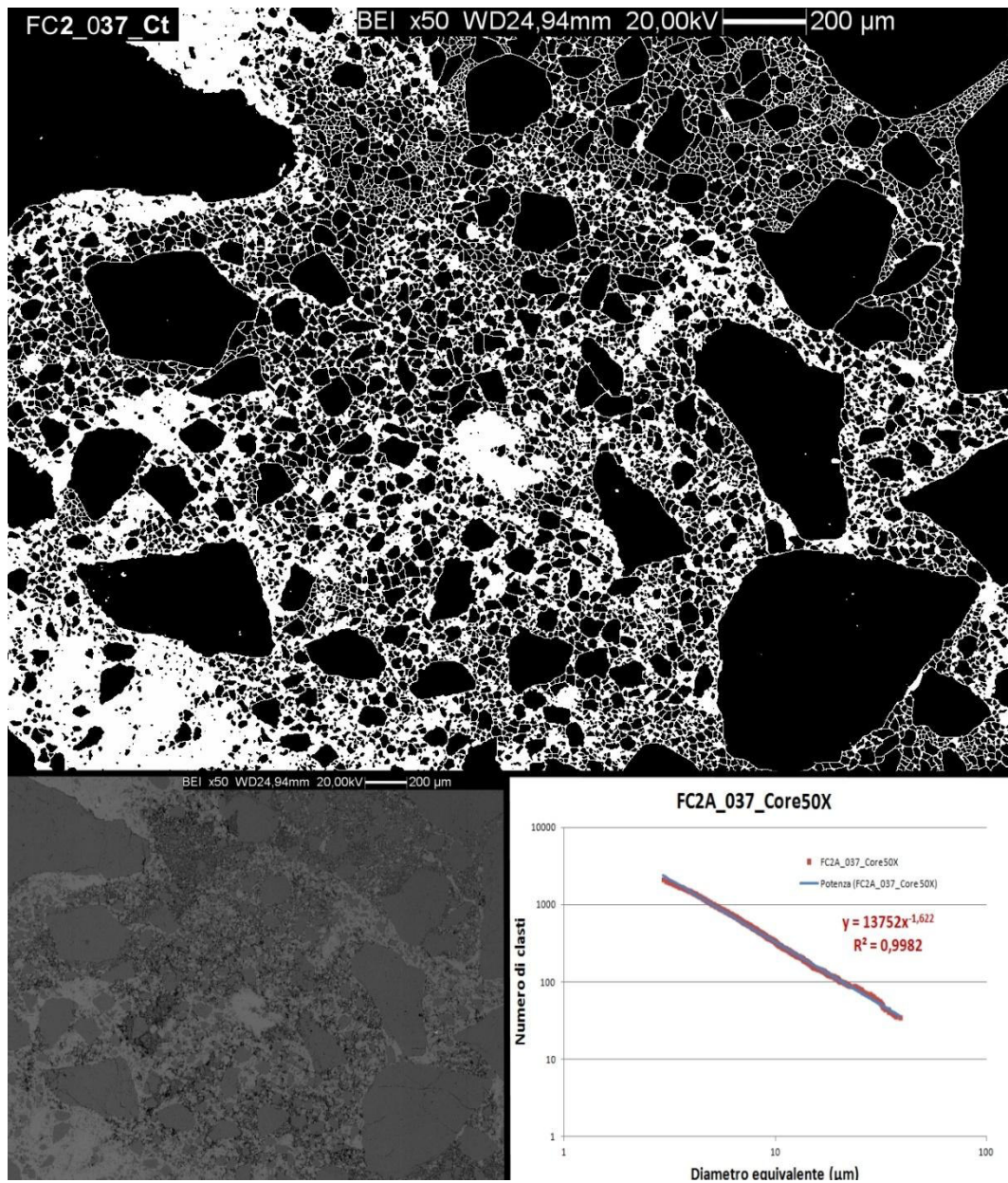


Figura 77. Calcolo della curva granulometrica per una porzione di cataclasite all'interno del fault core. Ingrandimento 50x.

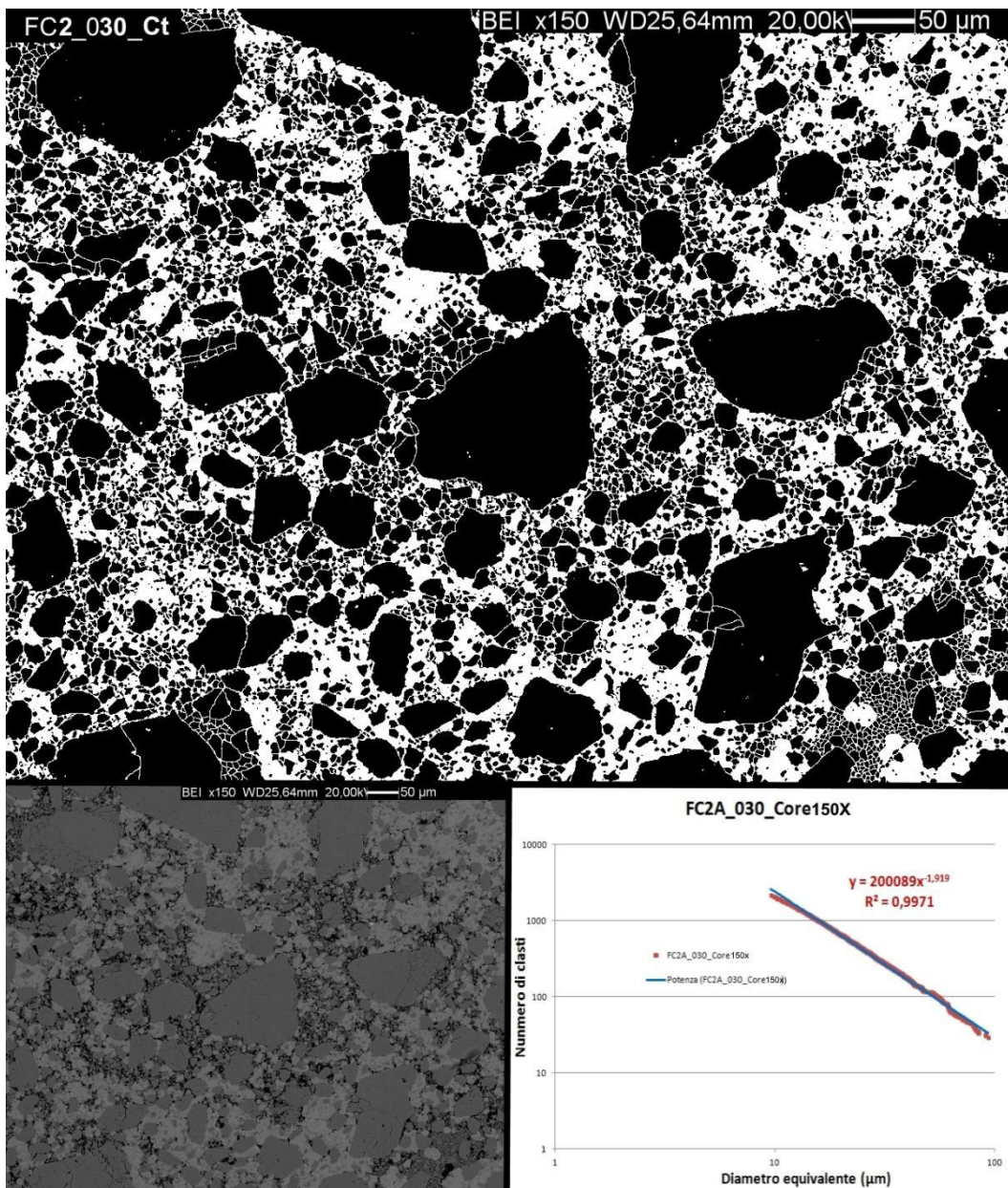


Figura 78. Calcolo della curva granulometrica per una porzione di cataclasite all'interno del fault core. Ingrandimento 150x.

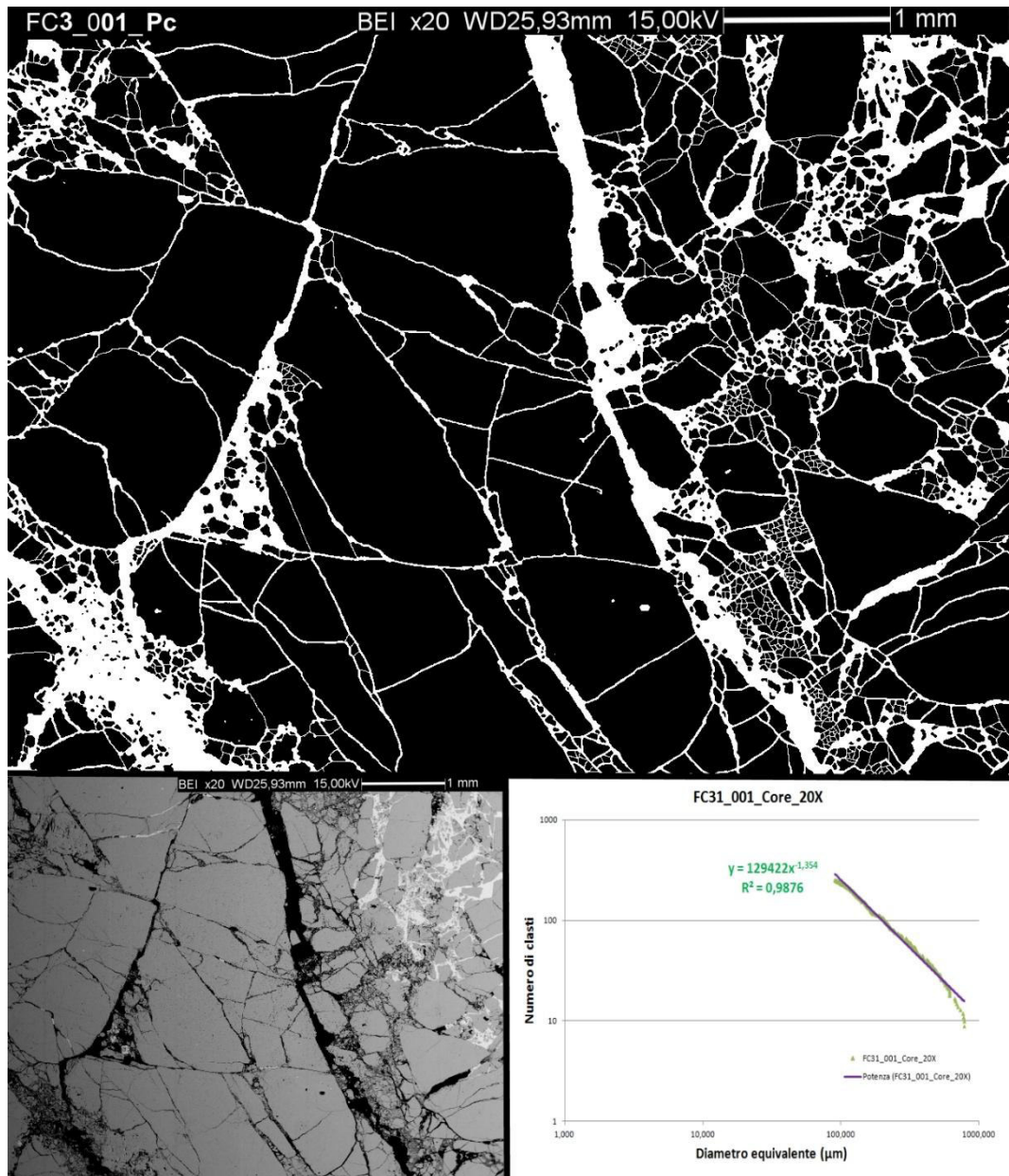


Figura 79. Calcolo della curva granulometrica per una porzione di cataclasite all'interno del fault core. Ingrandimento 50x.

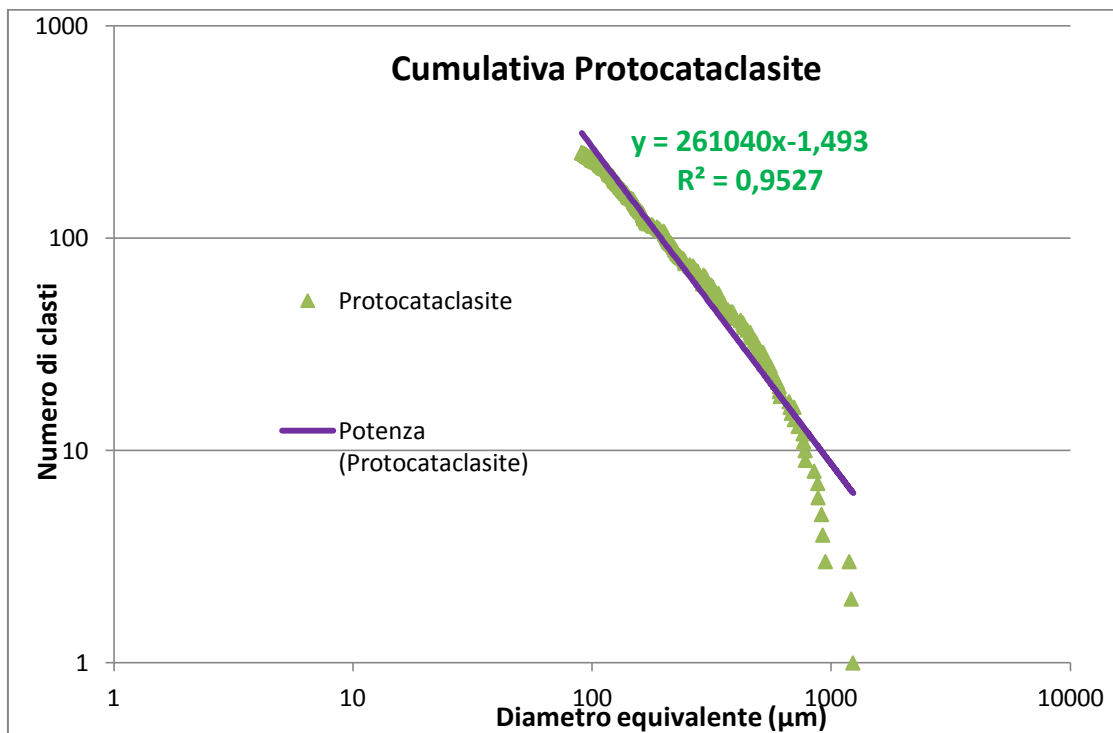


Figura 80. Curva cumulativa delle protocataclasi

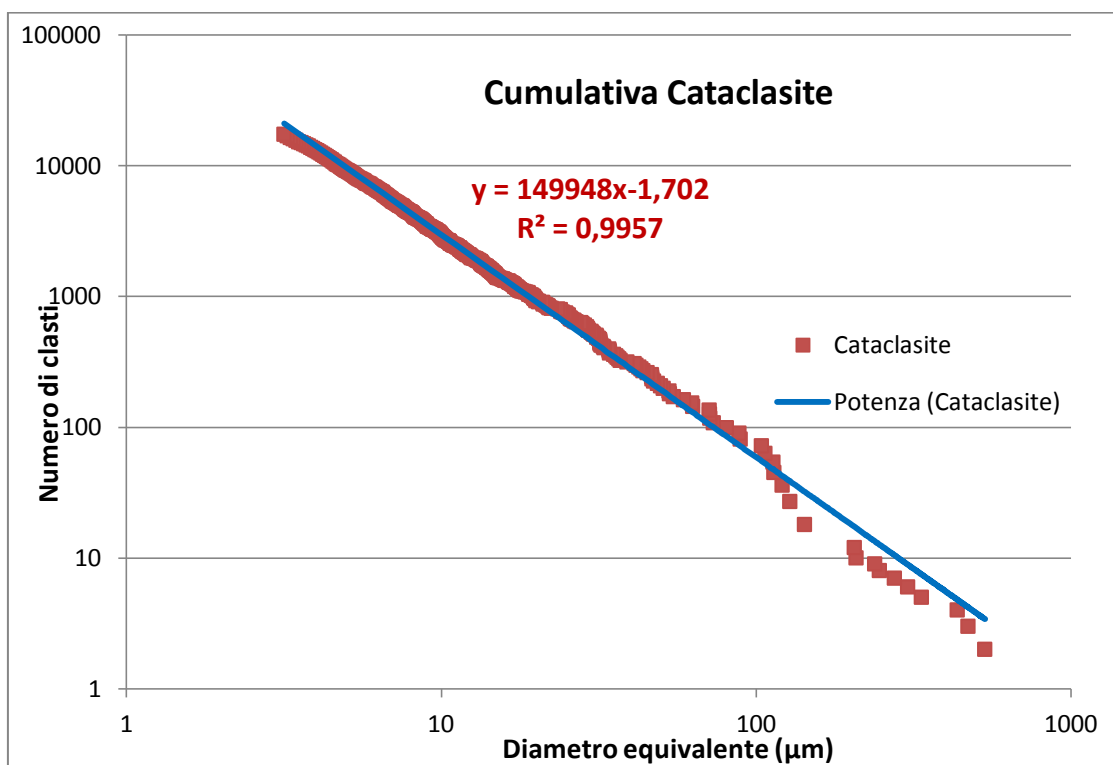


Figura 81. Curva cumulativa delle cataclasi



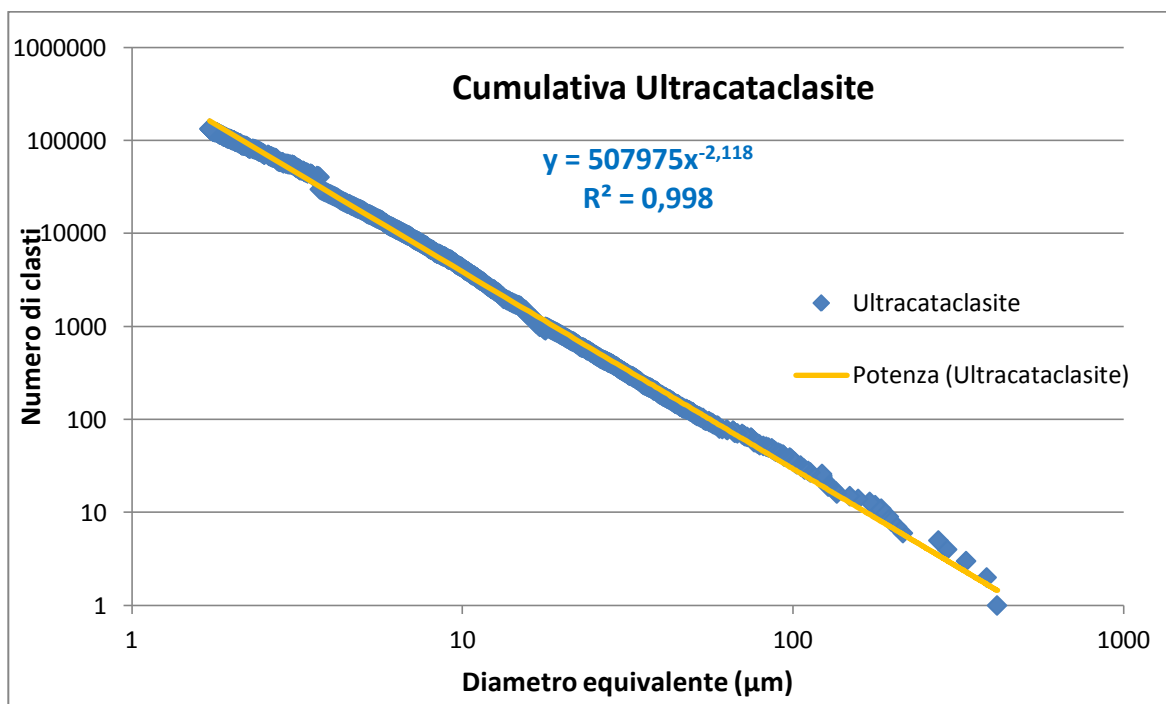


Figura 82. Curva cumulativa delle ultracataclasi

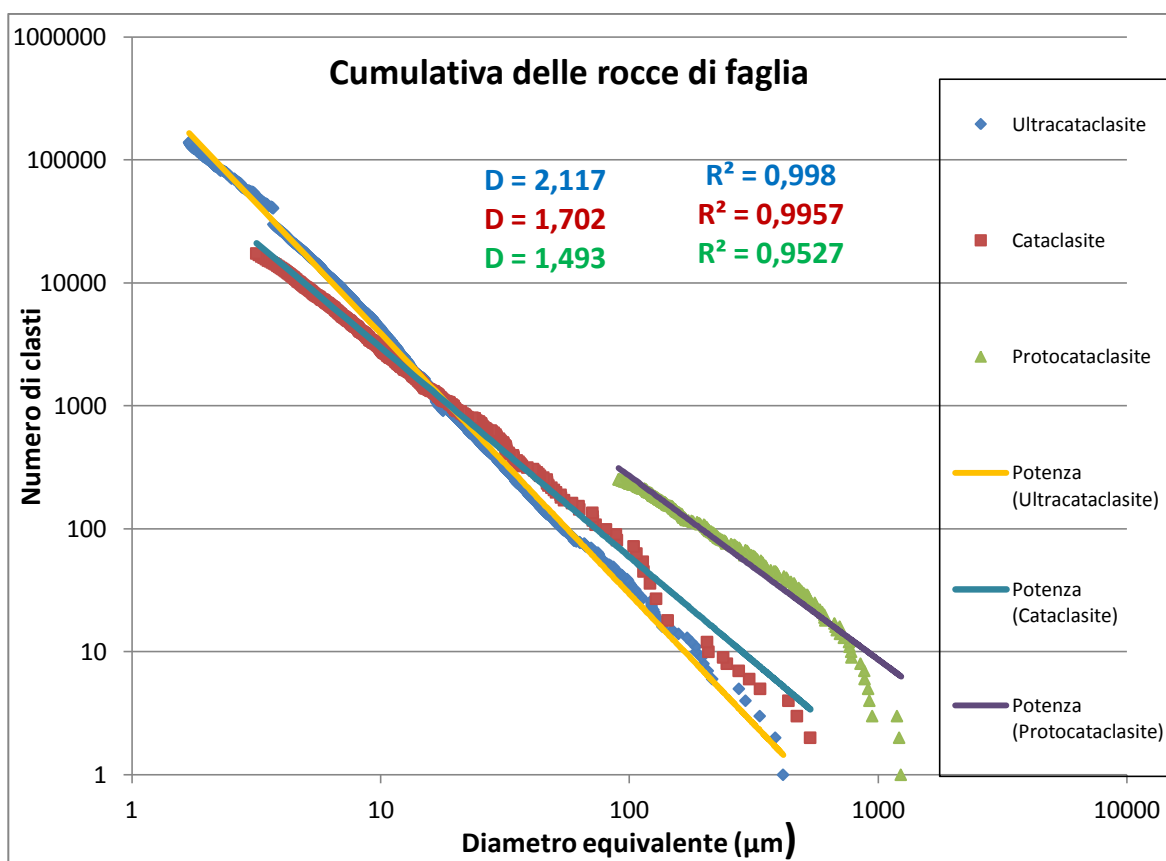
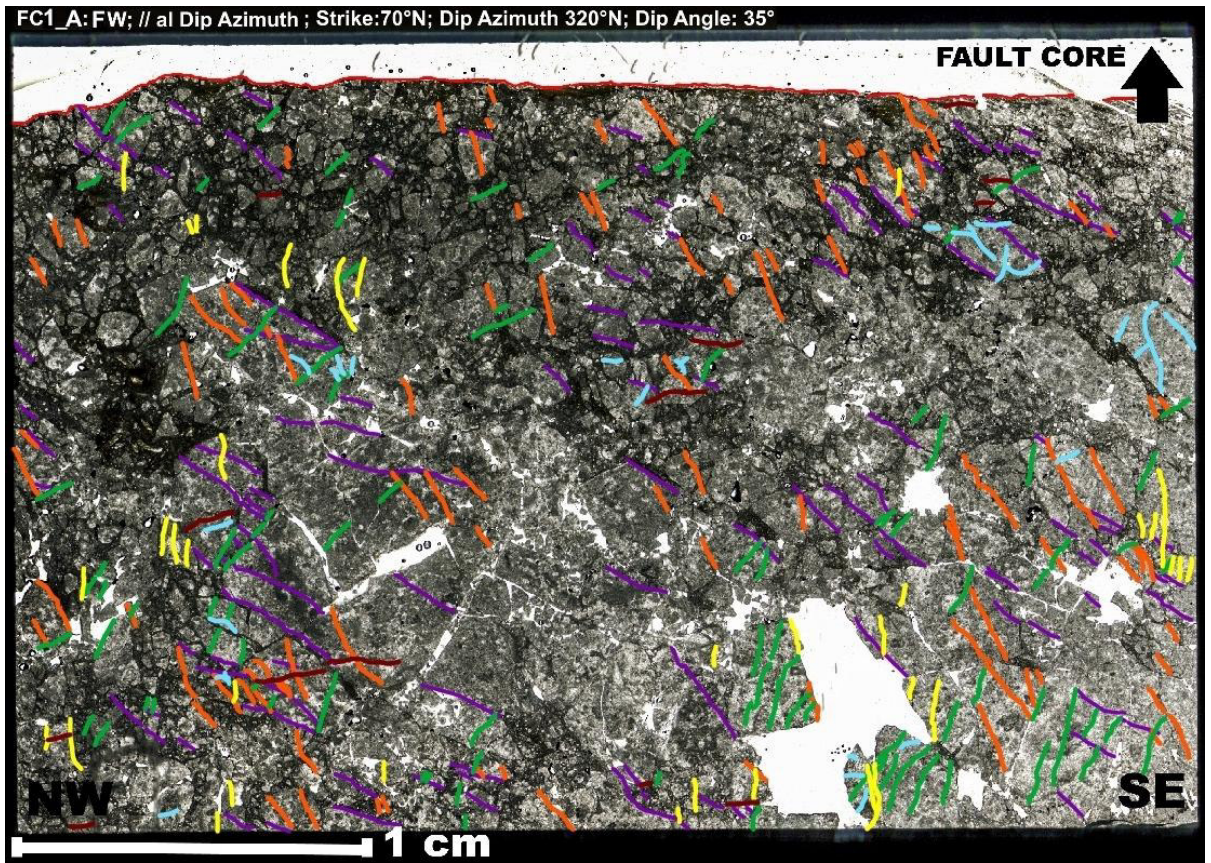


Figura 83. Grafico che compara le tre curve. Da notare che la curva gialla (ultracataclasite) è quella a massima pendenza (D più elevato); a seguire la cataclasite (curva blu).

## **8.2. Rose diagrams:**

Qui di seguito sono riportate le sezioni sottili con le microfratture tracciate su ArcGIS e il relativo *rose diagram* che ne evidenzia la distribuzione angolare rispetto alla *slip surface* (Figure 84,85,86, 87). A fine paragrafo i diagrammi vengono confrontati con lo schema teorico di Riedel in modo da trarre considerazioni cinematiche sulla FC (Figura 89).



**FC1\_A**

**FW**

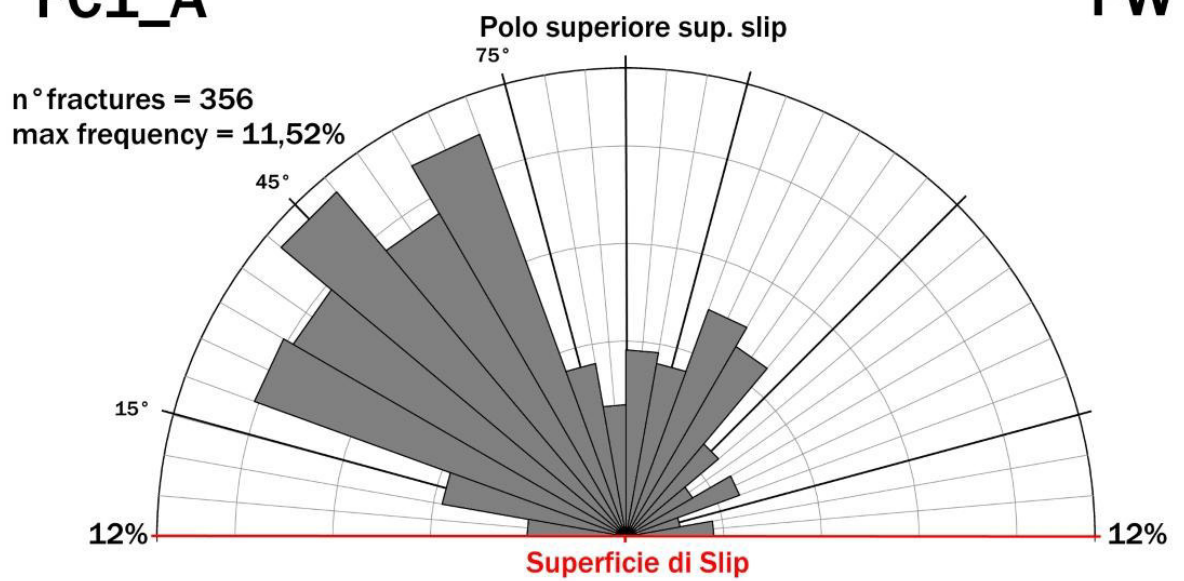
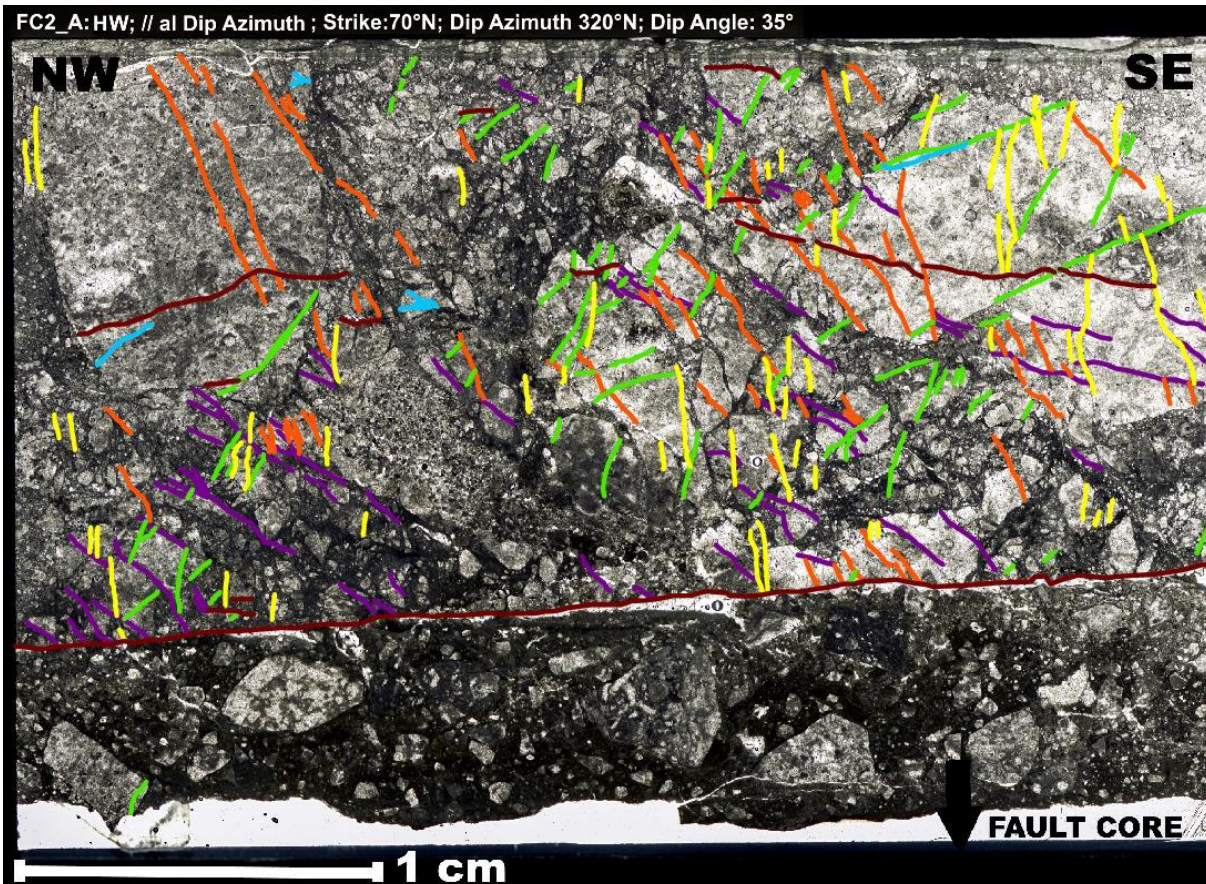


Figura 84. Sezione sottile del footwall. Principal Slip Surface



FC2\_A

HW

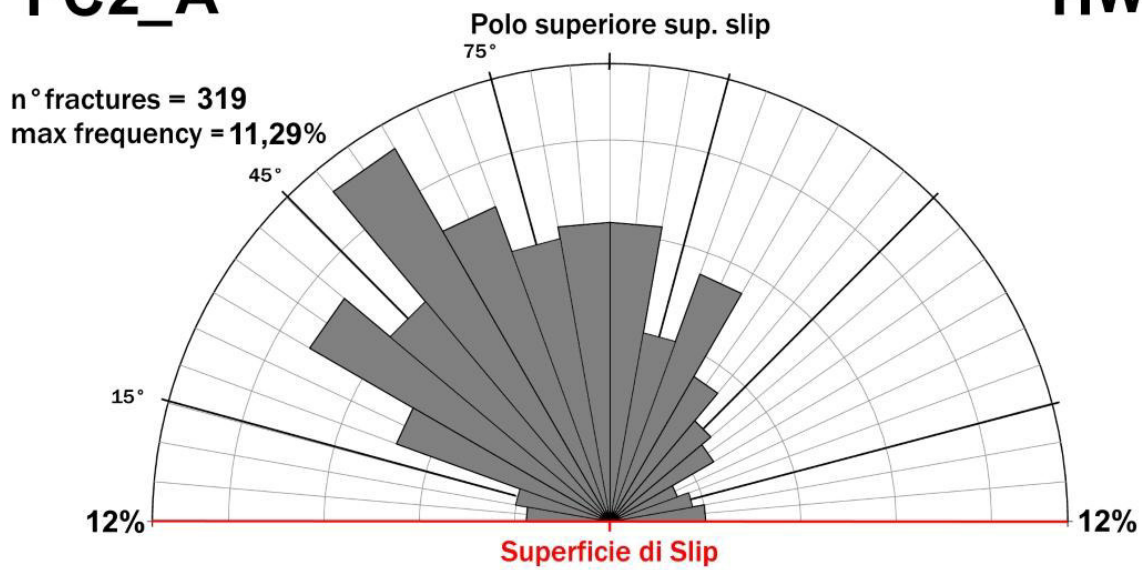
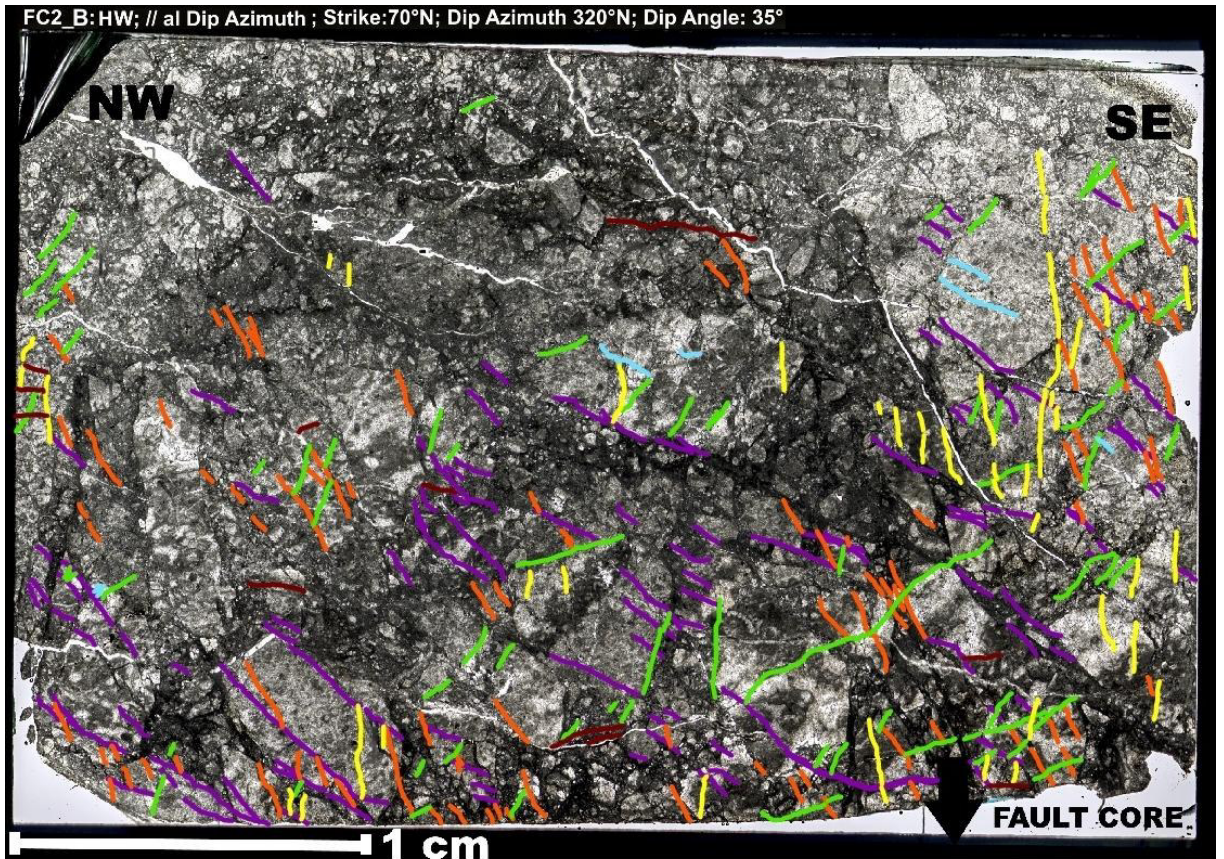


Figura 85. Sezione sottile del hangingwall. Principal Slip Surface



FC2\_B

HW

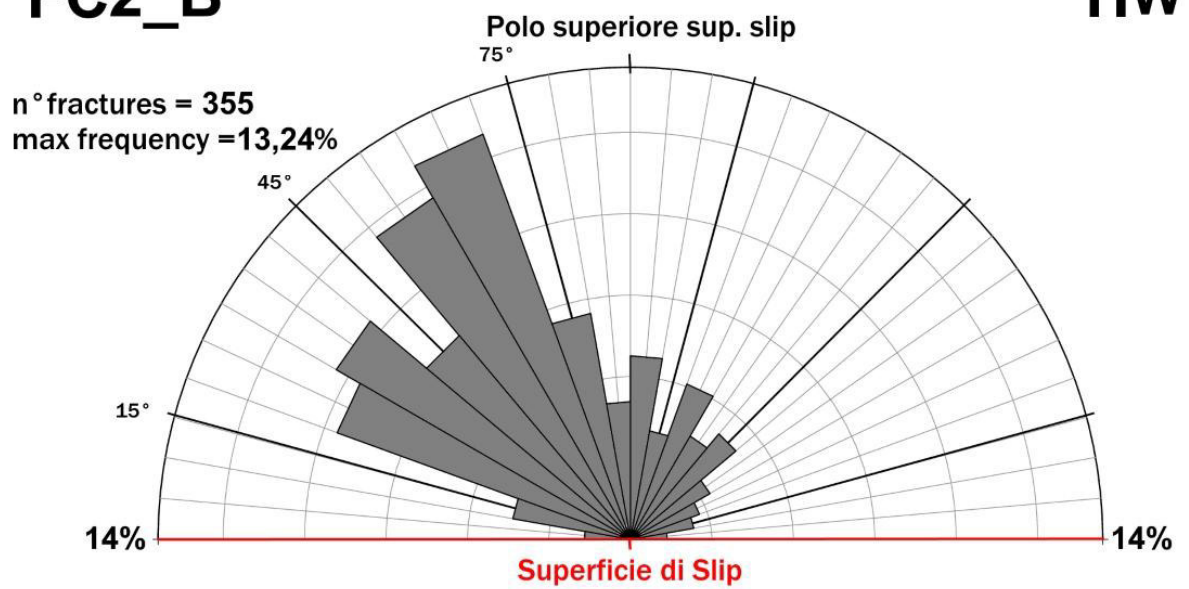
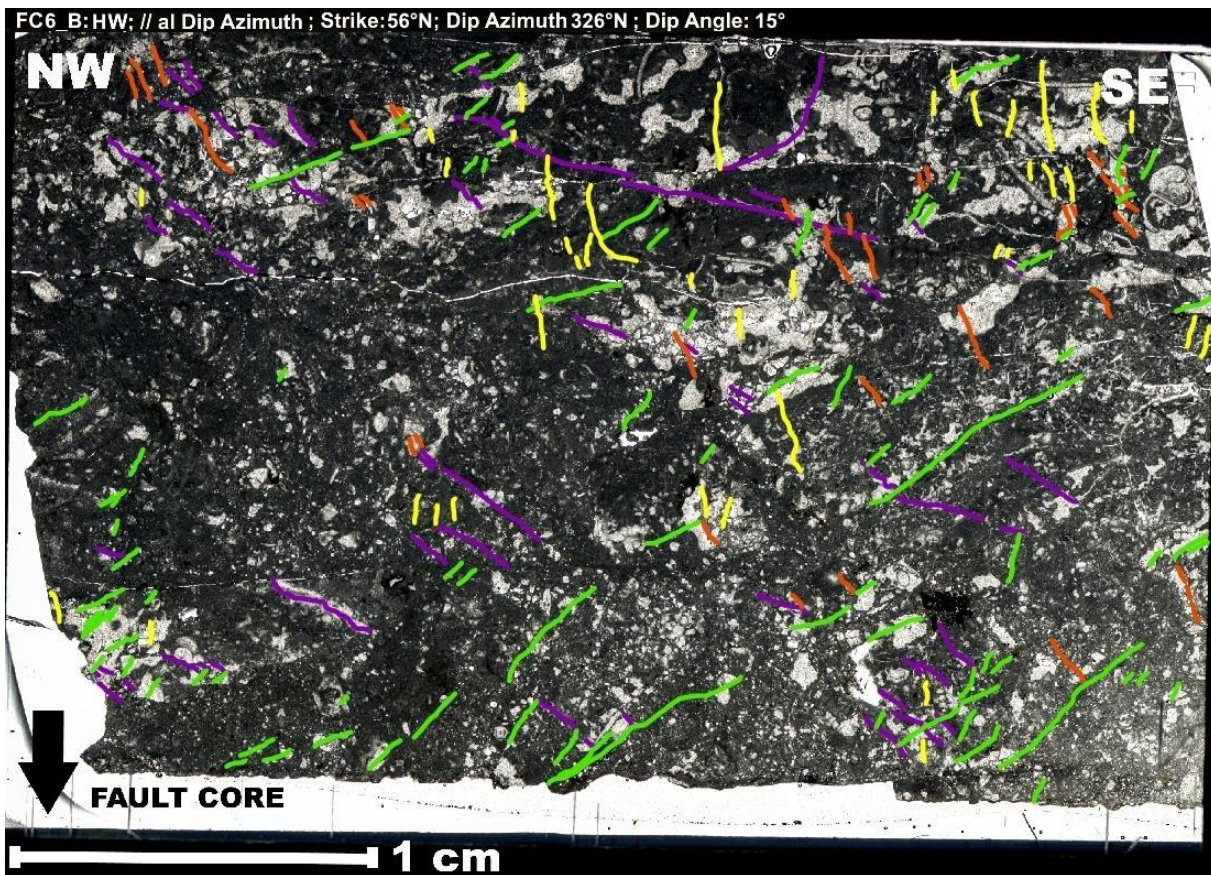


Figura 86. Sezione sottile del hangingwall. Principal Slip Surface



FC6\_B

HW

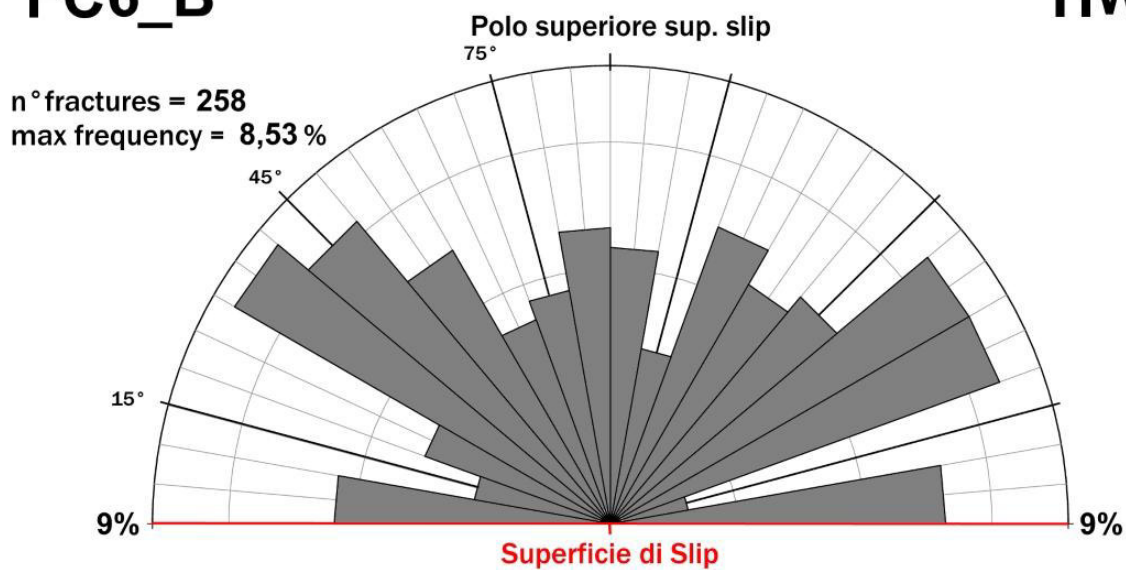


Figura 87. Sezione di una faglia secondaria che riattiva il bedding

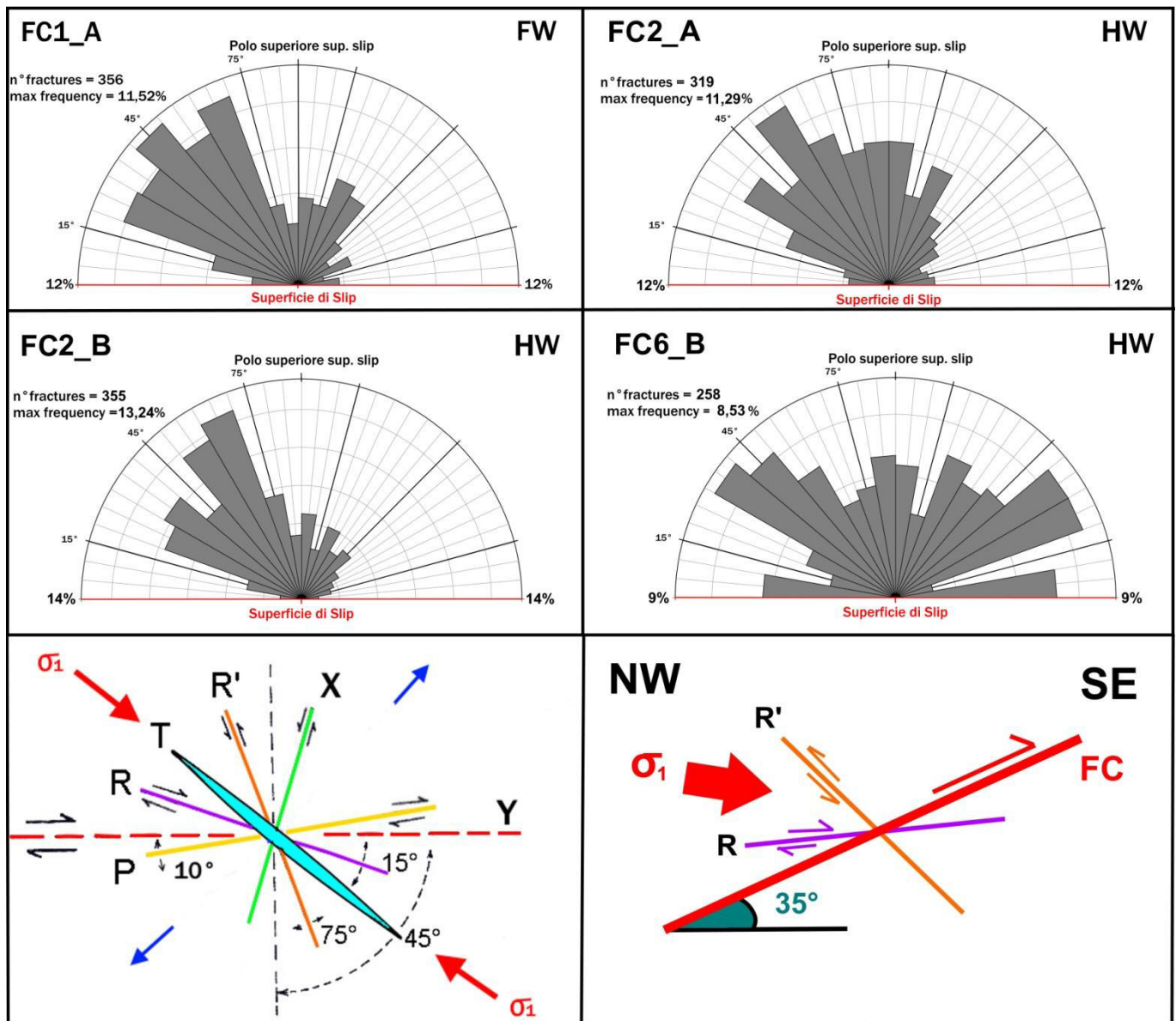


Figura 88. Rose diagrams a confronto. Da notare, per le sezioni FC1, FC2, FC3, una concentrazione delle fratture nel settore compreso tra 15°-75°. La sezione FC6 invece presenta fratture più distribuite.





## 9. DISCUSSIONE

Lo scopo principale di questa tesi è la descrizione quantitativa dell'architettura della Faglia di Campolongo. Basandosi sui dati raccolti da rilevamento (capitolo 4), l'indagine a MO e SEM (capitolo 7), l'orientazione calcolata su ArcGIS e l'analisi d'immagine (capitolo 8) le osservazioni microstrutturali sono qui discusse.

### 9.1. Architettura della FC

La FC dall'analisi di terreno è ben individuata da *slip surfaces* interrotte da lenti di cataclasiti ben sviluppate, allineate lungo *strike*. Nelle PPSs l'orizzonte cataclastico è molto localizzato e la tessitura dominante delle rocce circostanti è proto cataclastica. Le lenti dove il *fault core* è più maturo possono arrivare a 15-20 cm di spessore. Lo spessore della *damage zone* è tale da doverlo desumere da panoramica. Perlustrando parte del blocco di letto, lungo la valle a quota più bassa, si nota come la deformazione coinvolge l'incassante per almeno 50m, mostrando giunti di strato riattivati a causa dello *slip* della faglia. Spostandoci lungo *strike* (salendo quindi di quota per la geometria della FC) risulta che anche il blocco di tetto presenta una zona di danneggiamento spessa qualche decina di metri.

Ipotizzando un'età neogenica della FC, e considerando uno spessore di circa 2 km delle sequenze sedimentarie sovrastanti (dal Norico al Miocene), le condizioni P-T durante lo sviluppo della struttura erano approssimativamente di 50 MPa, 50°C. I prodotti di faglia studiati pertanto provengono da una struttura esumata da 2 km a 50°C, secondo una geoterma normale (25°C/km). La FC presenta l'architettura tipica delle zone di faglia con singolo *fault core* (Figura 53, Chester and Logan, 1986) ed è ben descritta dal modello di Caine (Figura 54, Caine et al., 1996): *slip surface* distinta; *shear zone* caratterizzata da cataclasite e ultracataclasite; *damage zone* costituita dall'incassante fratturato e contenente faglie secondarie che, nel nostro caso, riattivano il *bedding* sedimentario.

## 9.2. Implicazioni per la struttura idraulica e la meccanica della FC

Dalle osservazioni SEM, a causa della comminuzione estremamente fine dell'incassante, si può stabilire che l'orizzonte ultracataclastico costituisce una barriera di permeabilità (*seal*). La zona di danneggiamento, invece, presentando fratturazione pervasiva consente la circolazione dei fluidi e agisce da condotto. Questo modello è compatibile con quello proposto da Caine et al. (1997).

L'orizzonte di brucite descritto nel capitolo 7 può aver avuto importanti effetti sulla meccanica della FC. Se questo *layer* dovesse rivelarsi sufficientemente continuo ed esteso (ipotesi da verificare, in quanto riscontrato solamente in un campione) potrebbe aver favorito la riattivazione della FC, rivestendo il ruolo di debolezza meccanica dell'intera struttura.

## 9.3. Distribuzioni granulometriche delle rocce del nucleo della FC

La dimensione frattale viene impiegata per descrivere le strutture che possiedono un'invarianza di scala: ovvero a qualsiasi ingrandimento le si osservino possiedono gli stessi caratteri globali (come ad esempio i rami di un albero). Il vantaggio di avere una distribuzione frattale è proprio l'invarianza di scala delle misure: le analisi effettuate su campioni a mano, infatti, possono essere estesi all'intero sistema di faglia (oltre al *fabric*, lunghezza dei segmenti, rugosità ecc). Per descrivere le rocce di faglia della FC come frattale questa distribuzione dovrebbe essere lineare per diversi ordini di ingrandimento in un grafico  $\log(N)$ - $\log(d)$ . Tuttavia, Turcotte (1992) sottolinea che non tutte le distribuzioni *power-law* possono essere descritte da una distribuzione frattale. I valori limite di  $D$ , in due dimensioni, sono compresi tra 0-2; per tanto i clasti con  $D$  maggiore di 2 non possono essere descritti come frattali. Diversi autori sostengono che il valore ideale per una distribuzione frattale su *gouge* quarzifici si attesta per 1,6 (Hoffmann and Schönert, 1971; e Sammis et al., 1987). Il tipico valore della dimensione frattale per un *gouge* in due dimensioni, 1,6, è consistente con il modello di Sammis *constrained comminution* (Sammis et al., 1986; Sammis & Biegel,

1989). Questo valore viene indicato come ideale, perché  $D$  in questo caso è una diretta conseguenza della probabilità di frattura, controllata a sua volta dalla granulometria dei clasti adiacenti tra loro. Durante lo *shear* compressivo le particelle all'interno di una zona di faglia sono strettamente compattate e lo stress trasmesso lungo i contatti fra granuli continua a fratturarli per accomodare la deformazione. Il contatto fra granuli è più fragile quando coinvolge due particelle adiacenti delle stesse dimensioni: in questi punti lo sforzo compressivo produce tensione interna che causa la frammentazione di uno dei due. Questo processo comincia per le granulometrie maggiori e continua finché nessuna particella ha la stessa taglia dei clasti adiacenti. Questa condizione corrisponde a un volume di particelle strettamente compattato dove lo spazio di poro è minimizzato. La proprietà topologica di non avere particelle adiacenti della stessa taglia, a qualsiasi scala è una caratteristica del tappeto di Sierpinski che possiede  $D=1,6$  (Figura 89).

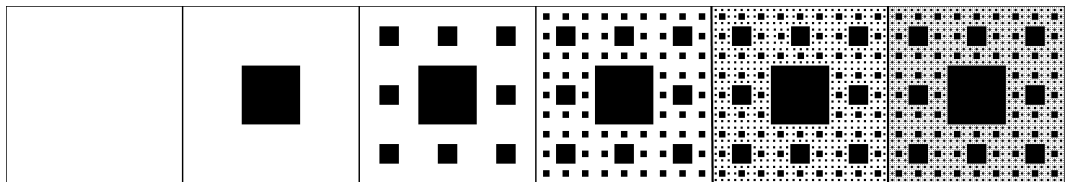


Figura 89. Tappeto di Sierpinski. (da wikipedia)

Diverse simulazioni di faglie in laboratorio presentano distribuzioni granulometriche (in due dimensioni) di tipo *power law* con  $D = 1,6$  (Beeler et al., 1996), supportando il modello di Sammis. Morgan (1999) e Morgan and Boettcher (1999) hanno dimostrato tramite simulazione numerica su *gouge*, che il valore  $D = 1,6$  demarca l'inizio della localizzazione dello *shear*, l'instaurarsi dei fenomeni di rotazione delle particelle e la diminuzione generale del tasso di cominuzione. Sembra che durante l'evoluzione del *gouge*, i fenomeni di dilatazione dovuta alla rotazione delle particelle portino all'abrasione delle stesse creando clasti più fini e arrotondati.  $D$  per tanto, aumenta e raggiunge valori superiori a 1,6 a causa della maggiore produzione di granulometrie fini. Questi fenomeni di dilatazione tuttavia si verificano

solo in regimi tettonici di bassa pressione di confinamento. Per le rocce carbonatiche Storti et al. (2003) riporta le misure delle zone di faglia in cui il valore  $D$  ai margini delle *slip zones* è compreso tra 0,9 e 1,4, mentre all'interno del *core* più maturo, raggiunge valori compresi tra 1,6-2,5. In rocce cataclastiche su faglie carbonatiche la dimensione frattale ( $D$ ) più alta possibile è 2.6-2.7 (Storti et al., 2003). E' documentato che la dimensione frattale delle rocce aumenta con il numero degli eventi di frattura e, di conseguenza, il *displacement* (Blekinsop, 1991; Monzawa & Otsuki, 2003). Talvolta alti valori di  $D$  ( $D \sim 3$ ) possono essere raggiunti a causa dell'attivazione dei processi chimico-fisici (presso-dissoluzione) che vanno a corrodere le granulometrie più fini. La presenza di granuli compenetrati all'interno delle ultracataclasi e la formazione delle *shear fractures* nella matrice, possono indicare l'attivazione di questi processi anche in queste rocce di faglia e comportare un valore  $D = 2,117$ .

La distribuzione granulometrica in tre dimensioni è determinata con il metodo della setacciatura e fornisce valori  $D$  più grandi di una unità.

I dati granulometrici nelle cataclasi provenienti dalla FC seguono una distribuzione a legge di potenza. Nelle rocce di faglia indagate sono stati trovati tre valori di  $D$  corrispondenti ai tre *fabric* riconosciuti: protocataclasi ( $D = 1,493$ ), cataclasi ( $D = 1,702$ ), ultracataclasi ( $D = 2,117$ ). Sulla stessa roccia della DPR, ma in un contesto cinematico di tipo trascorrente, Fondriest et al. (2012) hanno riscontrato valori di  $D$  compresi tra 1,564 e 1,485, comparabili con la protocataclasi della (FC). Questa distribuzione, dunque, rappresenta un *fabric* cataclastico compatibile con un *constrained comminution model*, in cui la probabilità di frattura fra particelle di grandezza simile si riduce con le dimensioni. Per l'ultracataclasi, l'instaurarsi della comminuzione spinta produce  $D$  molto più alti. Il *fabric* ultracataclastico con tali dimensioni frattali agevola la localizzazione dello *slip* e la conseguente formazione di *shear zone* strette che accomodano la maggior parte del *displacement*.

#### 9.4. Caratterizzazione del senso di shear

Le osservazioni microstrutturali e sul campo suggeriscono che i movimenti più recenti della FC sono caratterizzati da una cinematica *dip-slip* inversa nel tratto inferiore sub-orizzontale e *strike-slip* sinistra nella porzione sub verticale vicino al Forte di Campolongo. Analizzando la distribuzione delle fratture (Figura) è possibile fare due considerazioni:

- 1) Le microfratture hanno un'orientazione che spazia da 0-180° rispetto alla superficie di *slip* e non c'è corrispondenza con lo schema di Riedel.
- 2) La massima concentrazione di fratture si ha nel settore compreso tra 10°-75°, tranne nel caso della sezione FC6, appartenente a una faglia secondaria che riattiva il bedding sedimentario.

La mancata corrispondenza tra l'orientazione delle fratture nel fault core e lo schema teorico di Riedel può essere spiegata in due modi. In primo luogo, la sezione può non essere perfettamente perpendicolare alla direzione delle fratture, intersecandolo con un certo angolo. In questo modo gli angoli misurati (apparenti) sarebbero inferiori a quelli reali. Tuttavia, la distribuzione è più varia, e i settori di massima concentrazione di fratture sono sempre inclinati ad angoli maggiori rispetto alle fratture di Riedel corrispondenti. La spiegazione più verosimile di questa distribuzione è dovuta all'attivazione dei fenomeni di rotazione e *shearing* dei clasti, durante le fasi più evolute della cataclasi. In una roccia di faglia con *fabric* embrionale i frammenti di roccia isolati dalle fratture sono in contatto gli uni con gli altri e non vi è *tilting* all'interno della *slip zone*. Mano a mano che la dislocazione viene accomodata dalla *slip zone*, la produzione di matrice fine permette ai clasti grossolani di ruotare rispetto alle loro posizioni iniziali, e le orientazioni delle fratture non sono più mantenute. Quando la cataclasi è sufficientemente matura, le *shear fractures* individuano nuove superfici di *slip* discrete che rispettano lo schema di Riedel.

Nonostante i fenomeni di rotazione, le fratture si concentrano maggiormente nel settore compreso tra 10° e 75°, a conferma di uno sforzo compressivo orientato NW-SE (una volta orientata correttamente la sezione nello spazio)

nell'area in studio e compatibile con una cinematica *dip-slip* inversa, nel tratto inferiore della faglia, e che ha portato alla trascorrenza laterale sinistra lungo il tratto superiore, orientato N-S.

## 10. CONCLUSIONI

La Faglia di Campolongo si situa al nucleo di una grande anticlinale alpina (Anticlinale Spitz-Camplongo), che deforma la parte centrale dell'Altopiano di Asiago (Prealpi Venete). La faglia presenta una spettacolare e rara continuità di affioramento, in quanto si osserva tagliare completamente la Dolomia Principale (Norico) e la soprastante Formazione di Monte Zugna (Hettangiano-Sinemuriano p.p.). Dalle osservazioni effettuate in affioramento sugli indicatori cinematici, dall'orientazione della struttura e da considerazioni litostratigrafiche, non risulta che la faglia sia una struttura estensionale liassica ereditata, simile ad altre importanti strutture presenti nell'area. Invece, indicatori cinematici, distribuzione delle microfrazioni e la sua posizione all'interno dell'anticlinale portano a concludere che si tratta di un *thrust* neogenico sviluppato al tetto della faglia cieca che produsse la piega.

L'analisi delle rocce di faglia al microscopio ottico ed elettronico, mostra le differenze tessiturali che le distinguono. All'interno della *slip zone* sono stati caratterizzati tre differenti *fabric* prodotti dalla comminazione granulometrica ad opera dei processi di cataclasi attivi durante la propagazione della faglia: protocataclasite, cataclasite e ultracataclasite.

Queste tre tipologie di rocce caratterizzano il *fault core* delle faglie che si sviluppano su carbonati, seppur con spessori variabili. All'interno della Faglia di Campolongo, infatti, le ultracataclasi possono formare *layer* di poche decine di *micron* adiacenti alla *slip surface*; o interi volumi cataclastici spessi anche 20 cm. L'analisi d'immagine, eseguita processando le immagini SEM acquisite, ha permesso di ottenere immagini binarie che isolano i singoli clasti fratturati. L'utilizzo di un programma per il calcolo delle aree ha permesso di stimare il diametro equivalente dei clasti e plottare i dati ottenuti secondo una curva granulometrica cumulativa, espressa in scala logaritmica. Nel *range* dimensionale investigato, le curve sono descritte da una relazione di tipo *power-law*. Confrontando il parametro dimensione frattale (D) delle varie rocce di faglia è possibile stimare il grado di distribuzione frattale (cataclasi). Il D ricavato per i tre tipi delle rocce del *core* caratterizzati da diverso *fabric*

presenta valori più bassi per la protocataclasite ( $D = 1,493$ ), intermedi per la cataclasite ( $D = 1,702$ ) e più elevati per l'ultracataclasite ( $D = 2,117$ ).

Il valore delle cataclasiti è consistente con quello trovato nel lavoro di Sammis et al. (1987) dove  $D$  è compreso tra 1,6-1,7, e rappresenta il *constrained comminution model* che implica processi di fratturazione meccanica pura per le cataclasiti e i *gouge*. La dimensione frattale delle ultracataclasiti, richiede una diversa interpretazione. In questo *fabric* la pendenza della curva è significativamente diversa. Valori di  $D \sim 2$ , sono prodotti nei *gouge* naturali e sperimentali a causa dei fenomeni di *shearing* dei granuli delle cataclasiti durante l'evoluzione del *core*.

Nel caso della FC sono stati ottenuti valori simili a quelli presenti nel lavoro di Billi e Storti (2004) su *layers* di *gouge* di faglia in carbonati ( $D = 2,0-2,2$ ).

Queste variazioni nette della pendenza della curva tra cataclasite e ultracataclasite rappresentano cambi nel meccanismo dominante di comminuzione di grana: si passa dal "macinamento" (*grinding*) per  $D \sim 1,6$  al "frizionamento" (*attrition*) per  $D \sim 2$ .

La presenza di granuli compenetrati all'interno dell'ultracataclasiti e la formazione delle *shear fractures* nella matrice, possono indicare l'attivazione di processi chimico-fisici (presso-dissoluzione) anche in queste rocce di faglia e giustificare il valore di  $D$  superiore a 2 ( $D = 2,117$ ) calcolato.



## 11. APPENDICI:

In questa sezione vengono mostrate le analisi EDS effettuate sul *layer* ricco in Mg, mostrato nel capitolo 7

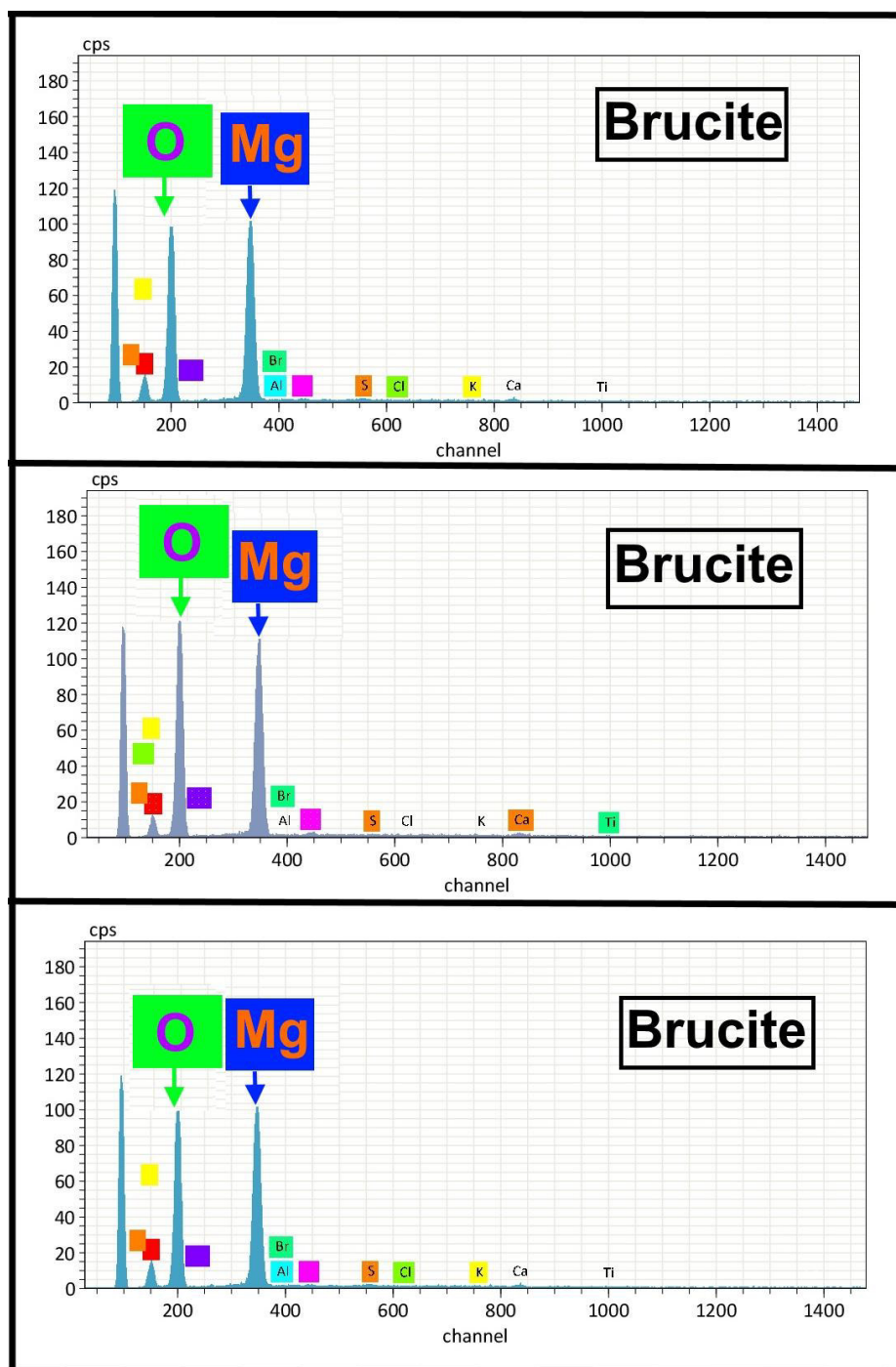


Figura 90. Spettro EDS sulla matrice scura a covoni. Presenta arricchimento in Mg-O.

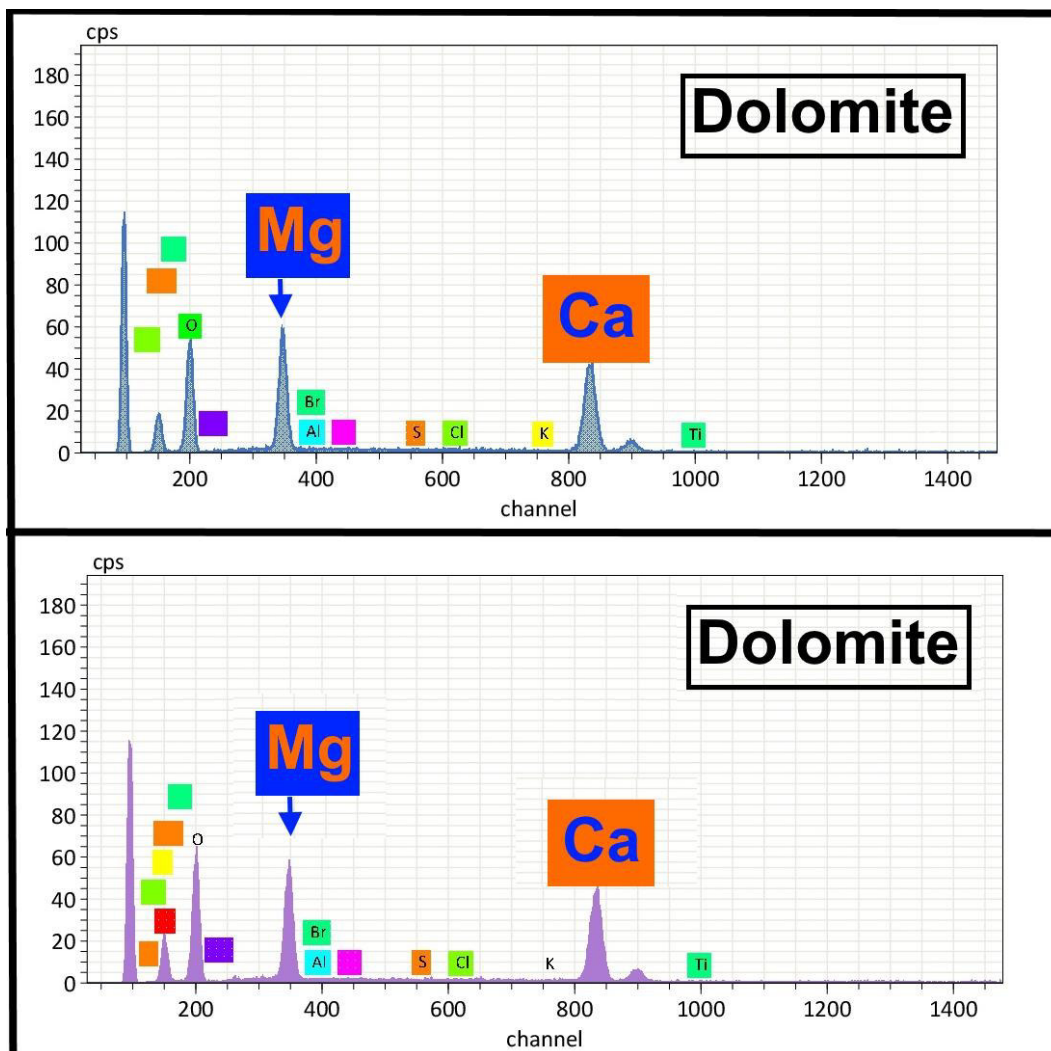


Figura 91. Spettro EDS sui clasti angolati interni alla matrice. Presenta arricchimento in Mg-Ca.

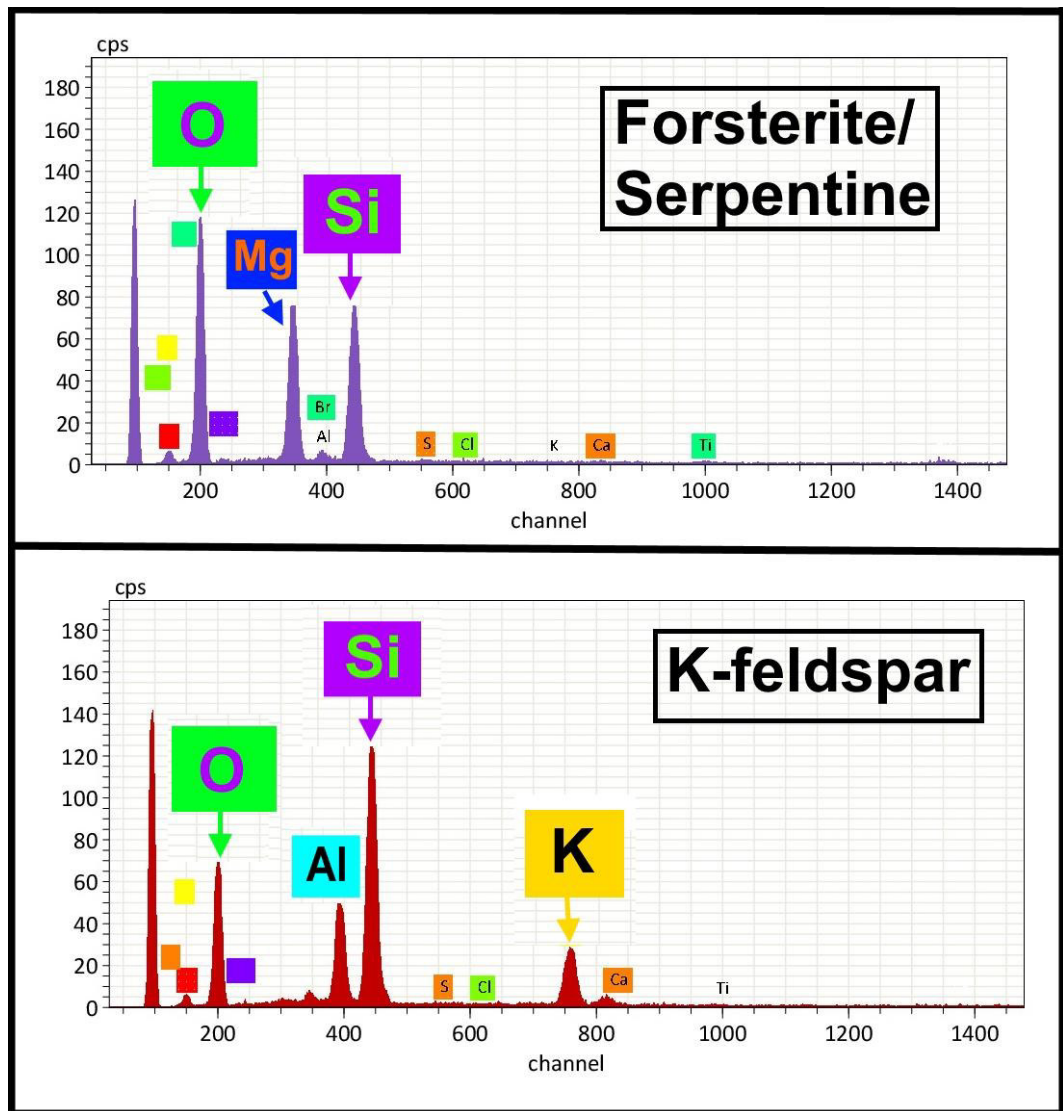


Figura 92. Spettro EDS sui clasti scuri (arricchimento in Mg-O-Si), e clasti chiari (arricchimento in Si-O-Al-K).



## BIBLIOGRAFIA

- Agosta F., Aydin A., (2006). *Architecture and deformation mechanism of a basin-bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, central Italy*. Journal of Structural Geology, Volume 28, Issue 8, August 2006, Pages 1445-1467.
- Allègre, C.J., Le Mouel, J.L., Provost, A., (1982). *Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake predictions*. Nature, Vol. 297, No. 5861, 47-49.
- Barbieri G., Cucato M., Del Piero W., De Zanche V., Gianolla P., Grandesso P., Mietto P., Roghi G., Schiavon E., Stefani C., Visonà D., Zampieri D., & Zanferrari A., 2007. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 082 Asiago. APAT-Servizio Geologico d'Italia - Regione del Veneto, 1-135, Firenze: S.EL.CA (ITALY).
- Barbujani, C., Bosellini, A., & Sarti, M. (1986). *L'oolite di San Vigilio nel Monte Baldo (Giurassico, prealpi venete)*. Annali dell Univ. di Ferrara. NS Sez. 9: Scienze geologiche e paleontologiche, 9, n2.
- Bartlett, W. L., Friedman, M., & Logan, J. M. (1981). *Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure Part IX. Wrench faults in limestone layers*. Tectonophysics, 79(3-4), 255-277.
- Beach, A. (1975). *The geometry of en-echelon vein arrays*. Tectonophysics, 28(4), 245-263.
- Beeler, N.M., T.E. Tullis, , M.L. Blanpied and J.D. Weeks, (1996), *Frictional behavior of large displacement experimental faults*, Journal of Geophysical Research, 101, 8697–8715.

- Billi, A. (2010). *Microtectonics of low-P low-T carbonate fault rocks*. Journal of Structural Geology, 32(9), 1392-1402.
- Billi A., Salvini F., Storti F., 2003. *The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability*. Journal of Structural Geology, Volume 25, Issue 11, November 2003, 1779-1794.
- Billi, A., and F. Storti, (2004), *Fractal distribution of particle size in carbonate cataclastic rocks from the core of a regional strike-slip fault zone*, Tectonophysics, 384, 115-128, doi:10.1016/j.tecto.2004.03.015.
- Blenkinsop, T. G. (1991). *Cataclasis and processes of particle size reduction*. Pure and Applied Geophysics, 136(1), 59-86.
- Bosellini, A., & Loriga, C. B. (1971). *I " calcari grigi " di Rotzo: (Giurassico inferiore, altopiano d'Asiago) e loro inquadramento nella paleogeografia e nella evoluzione tettono-sedimentaria delle Prealpi Venete (Vol. 5, No. 1)*. Università degli studi di Ferrara.
- Bullock, R. J., De Paola, N., Holdsworth, R. E., & Trabucho-Alexandre, J. (2014). *Lithological controls on the deformation mechanisms operating within carbonate-hosted faults during the seismic cycle*. Journal of Structural Geology, 58, 22-42.
- Byerlee, J. (1978). *Friction of rocks*. Pure and applied geophysics, 116(4-5), 615-626.
- Caine, J. S., Evans, J. P., & Forster, C. B. (1996). *Fault zone architecture and permeability structure*. Geology, 24(11), 1025-1028.
- Caputo, R., & Bosellini, A. (1994). *La flessura pedemontana del Veneto centrale: anticlinale di rampa a sviluppo bloccato da condotti vulcanici*. Atti Tic. Sc. Terra (Serie speciale) I, 255-268.
- Castellarin, A., Cantelli, L., Fesce, A. M., Mercier, J. L., Picotti, V., Pini, G. A., & Selli, L. (1992). *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. In Annales tectonicae 6, 1, 62-94.

- Chester, F. M., & Logan, J. M. (1986). *Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California*. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1-2), 79-106.
- Cowie P.A., Scholz C. H., 1992. *Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model*. *Journal of Structural Geology*, Volume 14, Issue 10, November 1992, Pages 1133-1148.
- Cuffaro, M., Riguzzi, F., Scrocca, D., Antonioli, F., Carminati, E., Livani, M., & Doglioni, C. (2010). *On the geodynamics of the northern Adriatic plate*. *Rendiconti Lincei*, 21(1), 253-279.
- De Vecchi, G., & Sedeà, R. (1995). *The Paleogene basalts of the Veneto region (NE Italy)*. *Memorie di Scienze Geologiche*, 47, 253-274.
- Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J., & Withjack, M. O. (2010). *A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones*. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1557-1575.
- Faulkner, D. R., Lewis, A. C., & Rutter, E. H. (2003). *On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain*. *Tectonophysics*, 367(3), 235-251.
- Fondriest, M., Smith, S. A., Di Toro, G., Zampieri, D., & Mittempergher, S. (2012). *Fault zone structure and seismic slip localization in dolostones, an example from the Southern Alps, Italy*. *Journal of structural Geology*, 45, 52-67.
- Fondriest, M., Smith, S. A., Candela, T., Nielsen, S. B., Mair, K., & Di Toro, G. (2013). *Mirror-like faults and power dissipation during earthquakes*. *Geology*, 41(11), 1175-1178.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (Eds.). (2012). *The geologic time scale 2012*, 2-volume set. Elsevier.
- Graham, B., Antonellini, M., & Aydin, A. (2003). *Formation and growth of normal faults in carbonates within a compressive environment*. *Geology*, 31(1), 11-14.

- Grohmann, C. H., & Campanha, G. A. (2010, December). *OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis*. In AGU Fall Meeting abstracts (V 1, 06).
- Hardie, L. A., Bosellini, A., & Goldhammer, R. K. (1986). *Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 104 year scale*. *Paleoceanography*, 1(4), 447-457.
- Hausegger, S., Kurz, W., Rabitsch, R., Kiechl, E., & Brosch, F. J. (2010). *Analysis of the internal structure of a carbonate damage zone: Implications for the mechanisms of fault breccia formation and fluid flow*. *Journal of Structural Geology*, 32(9), 1349-1362.
- Hoffmann, N., Schönert, K., 1971. *Bruchanteil von Glaskugeln in Packungen von Fraktionen und binären Mischungen*. *Aufbereitungstechnik* 9, 513-518.
- Hoornveld, N., Van Hagen, J., De Jong, L., Willingshofer, E., Sokoutis, D., (2009). *Deformation history of the Ballino-Garda line in the Southern Alps (Italy)*. Vrije Universiteit, Amsterdam. Master research project; Solid Earth, code 450200, 27 ects.
- Keulen, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Boullier, A. M., & Ito, H. (2007). *Grain size distributions of fault rocks: A comparison between experimentally and naturally deformed granitoids*. *Journal of Structural Geology*, 29(8), 1282-1300.
- Kurz, G. A., & Northrup, C. J. (2008). *Structural analysis of mylonitic rocks in the Cougar Creek Complex, Oregon–Idaho using the porphyroclast hyperbolic distribution method, and potential use of SC'-type extensional shear bands as quantitative vorticity indicators*. *Journal of Structural Geology*, 30(8), 1005-1012.
- Marone, C., & Scholz, C. H. (1989). *Particle-size distribution and microstructures within simulated fault gouge*. *Journal of Structural Geology*, 11(7), 799-814.
- Masetti, D., Fantoni, R., Romano, R., Sartorio, D., & Trevisani, E. (2012). *Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the*



- eastern southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data.* AAPG bulletin, 96(11), 2065-2089.
- Mitchell, T. M., & Faulkner, D. R. (2009). *The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: a field study from the Atacama fault system, northern Chile.* Journal of Structural Geology, 31(8), 802-816.
- Mollema, P. N., & Antonellini, M. (1999). *Development of strike-slip faults in the dolomites of the Sella Group, Northern Italy.* Journal of Structural Geology, 21(3), 273-292.
- Monzawa, N. and K. Otsuki, (2003), *Comminution and fluidization of granular fault materials: implications for fault slip behavior,* Tectonophysics, 367, 127–143.
- Moore, D. E., Lockner, D. A., Iwata, K., Tanaka, H., & Byerlee, J. D. (2001). *How brucite may affect the frictional properties of serpentinite.* US Geological Survey Open-File Report, 1(320), 14.
- Morgan, J., 1999. *Numerical simulations of granular shear zones using the distinct element method. 2. Effects of particle size distribution and interparticle friction on mechanical behavior.* Journal of Geophysical Research 104, 2721-2732.
- Morgan, J., Boettcher, M., 1999. *Numerical simulations of granular shear zones using the distinct element method. 1. Shear zone kinematics and micromechanics of localization.* Journal of Geophysical Research 104, 2703-2719.
- Olson, J. E., & Pollard, D. D. (1991). *The initiation and growth of en echelon veins.* Journal of Structural Geology, 13(5), 595-608.
- Petti, F. M., Bernardi, M., Todesco, R., & Avanzini, M. (2011). *Dinosaur footprints as ultimate evidence for a terrestrial environment in the late Sinemurian Trento Carbonate Platform.* Palaios, 26(10), 601-606.
- Piccoli, G. (1966). *Studio geologico del vulcanismo paleogenico veneto.* Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 26, 1-100.

- Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1983). *The techniques of modern structural geology*. Vol. 1. Strain Analysis. Academic Press, London.
- Sammis, C. G., & Biegel, R. L. (1989). *Fractals, fault-gouge, and friction*. In *Fractals in geophysics* (pp. 255-271). Birkhäuser Basel.
- Sammis, C., King, G., & Biegel, R. (1987). *The kinematics of gouge deformation*. *Pure and Applied Geophysics*, 125(5), 777-812.
- Sammis, C. G., Osborne, R. H., Anderson, J. L., Banerdt, M., & White, P. (1986). *Self-similar cataclasis in the formation of fault gouge*. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1-2), 53-78.
- Sammis, C., and G. King, (2007), *Mechanical origin of power law scaling in fault zone rock*. *Geophysical Research Letters*, 34(4)
- Selli, L. (1998). *Il lineamento della Valsugana fra Trento e Cima d'Asta: cinematica neogenica ed eredità strutturali permo-mesozoiche nel quadro evolutivo del Sudalpino Orientale (NE-Italia)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 53, 503-541.
- Sibson, R. H. (1977). *Fault rocks and fault mechanisms*. *Journal of the Geological Society*, 133(3), 191-213.
- Sibson, R. H. (2003). *Thickness of the seismic slip zone*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3), 1169-1178.
- Smith, S. A., Billi, A., Di Toro, G., & Spiess, R. (2011). *Principal slip zones in limestone: microstructural characterization and implications for the seismic cycle (Tre Monti Fault, Central Apennines, Italy)*. *Pure and Applied Geophysics*, 168(12), 2365-2393.
- Storti, F., Billi, A., & Salvini, F. (2003). *Particle size distributions in natural carbonate fault rocks: insights for non-self-similar cataclasis*. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1), 173-186.
- Sturani, C. (1971). *Ammonites and Stratigraphy of the "Posidonia Alpina" Beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, Mainly Bajocian); with 16 Plates*. Società Cooperativa Tipografica.

- Trevisani, E. (1991). *Il Toarciano-Aaleniano nei settori centro-orientali della piattaforma di Trento (Prealpi Venete)*. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 97(1), 99-124.
- Turcotte, D. L. (1986). *Fractals and fragmentation*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B2), 1921-1926.
- Willemsse, E. J., Peacock, D. C., & Aydin, A. (1997). *Nucleation and growth of strike-slip faults in limestones from Somerset, UK*. *Journal of Structural Geology*, 19(12), 1461-1477.
- Winterer, E. L., & Bosellini, A. (1981). *Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. *AAPG Bulletin*, 65(3), 394-421.
- Woodcock, N. H., & Mort, K. (2008). *Classification of fault breccias and related fault rocks*. *Geological Magazine*, 145(03), 435-440.
- Xiao, H., & Suppe, J. (1992). *Origin of Rollover (1)*. *AAPG Bulletin*, 76(4), 509-529.
- Zampieri, D., & Massironi, M. (2007). *Evolution of a poly-deformed relay zone between fault segments in the eastern Southern Alps, Italy*. *Geological Society, London, Special Publications*, 290(1), 351-366.
- Zampieri, D. (1995). *L'anticlinale di roll-over liassica dei Sogli Bianchi nel Monte Pasubio (Vicenza)*. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra (serie speciale)*, 3, 3-9.



## RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare di cuore il prof. Zampieri, per la sua disponibilità nella stesura della tesi, per le interessanti discussioni sulle faglie, sulla geologia e sulla prevenzione del rischio geologico. Gli sono particolarmente riconoscente per gli incoraggiamenti costanti quando la fatica si è fatta sentire, per i consigli preziosi su come presentare il mio lavoro e per aver condiviso con me le sue conoscenze di geologia strutturale.

Ugualmente ringrazio enormemente Michele, senza il quale questa tesi non sarebbe stata possibile. Tutto quello che so sulle rocce di faglia e che trovate scritto qui, lo devo a lui. Nonostante ora lavori a Manchester, si è sempre dimostrato disponibile a spendere quei pochi giorni che passava per Padova in laboratorio a raccogliere dati. Grazie davvero, a entrambi. Spero di aver fatto un lavoro soddisfacente e di aver applicato al meglio le nozioni che ho acquisito in questi anni.

Un grazie caloroso va ai miei genitori, Maria Grazia e Claudio, che non ringrazio mai abbastanza per avermi dato la possibilità, non solo di studiare, ma di studiare quello che mi piaceva. Mi scuso per tutte le volte che mi arrabbio per niente, urlo e batto i piedi. Ho un caratteraccio.

Grazie per avermi dato una mano ogni volta che mi serviva in questi anni, che fosse per una festa o per studio, una volta rischiando la pelle pure. Grazie per avermi trasmesso la cultura del lavoro e avermi insegnato che non c'è soddisfazione senza fatica. So che non sorrido spesso, e non ve lo dico spesso, ma sappiate che vi voglio bene.

Ringrazio i miei fratelli Alessandro e Francesco, senza i quali sarei nulla.

Grazie per avermi sopportato, confortato e sostenuto nei momenti bui.

Grazie per condiviso durante gli anni le nostre passioni, i nostri fardelli, i nostri sogni; siete le persone che preferisco. Spero di essere stato un buon fratello maggiore quanto voi siete stati, per me, i migliori fratelli del mondo.

Addio e grazie di tutto il pesce

Enrico Marzotto, 02 Dicembre 2016