



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof. Domenico Rio

TESI DI LAUREA TRIENNALE  
IN  
SCIENZE GEOLOGICHE

**Evidenze di tettonica dinarica nell'area del Vajont  
e conseguenze sull'assetto geologico strutturale e  
idrogeologico locale**

**Evidence of dinaric tectonics in the Vajont area and consequences  
on the local geological and hydrogeological structure**

*Tutor: Dr. Matteo Massironi*

*Cotutor: Prof. Paolo Fabbri*

*Laureando: Riccardo Ravagnan*

**ANNO ACCADEMICO 2010/2011**



*Ai miei genitori*



# Indice

<b>INTRODUZIONE</b>	Pag.	7
<b>1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DEL MEDITERRANEO</b>		
1.1 Geodinamica del Mediterraneo		9
1.2 Evoluzione della catena alpina		10
1.3 Le Alpi Meridionali (Sudalpino)		11
<i>1.3.1 Interferenze tra tettonica alpina e dinarica</i>		18
<i>1.3.2 Eventi deformativi relativi al ciclo alpino del Sudalpino orientale</i>		23
<b>2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E TETTONICO DELL'AREA DI STUDIO</b>		
2.1 Localizzazione geografica dell'area in esame		25
2.2 Assetto strutturale della Valle del Vajont		26
2.3 Stratigrafia e litologia		28
2.4 La frana del 1963		33
<b>3. INDAGINE DI CAMPAGNA, ELABORAZIONE DATI E PATTERN DI INTERFERENZA</b>		
3.1 Rilevamento delle strutture geologiche ed evidenze dinariche		37
3.2 Strutture di interferenza sul piano di scivolamento della frana		43
3.3 Teoria sui modelli di interferenza		49
<i>3.3.1 Modello sperimentale dell'area studiata</i>		54
<i>3.3.2 Limiti del modello e possibili correttivi</i>		57
3.4 Il caso della sorgente di Ega Nass		59
<b>4. CONCLUSIONI</b>		65
<b>BIBLIOGRAFIA</b>		67
<b>ALLEGATI</b>		69



## **INTRODUZIONE**

Il presente lavoro si inserisce in un Progetto Strategico dell'Ateneo di Padova intitolato "Georisk", che riunisce competenze scientifiche diverse in team di ricerca allo scopo di fornire nuovi dati interpretativi della complessa geologia della valle del Vajont.

Inizialmente ho seguito i primi rilevamenti della zona condotti dal team degli idrogeologi nel corso del 2010, impegnati nella ricostruzione idrogeologica del territorio con il fine di valutare l'influenza che quest'ultima può aver avuto sul movimento franoso. A questo riguardo sono state scelte delle sorgenti rappresentative, che sono state monitorate per raccogliere dati che saranno discussi in un lavoro di tesi di una mia collega (Matilde Carta). Questa fase preliminare mi ha permesso di conoscere la zona e di delineare meglio il mio contributo al progetto. Contributo che si è concretizzato nel 2011 con la partecipazione ai rilevamenti del team dei geologi strutturali.

L'obiettivo iniziale era chiarire i rapporti stratigrafici tra le litologie presenti e le strutture già cartografate da E. Semenza nel 1986. L'indagine strutturale ha messo in luce strutture deformative orientate in maniera non conforme alla tettonica alpina in s.s., alla quale è stata da sempre affidata la responsabilità deformativa della zona.

La presenza di deformazioni dinariche sul territorio in esame è dibattuta e il loro rinvenimento contribuisce a favorire l'interpretazione che vede il fronte dinarico avanzare verso ovest sino al thrust del Sella ed escludere il recente modello (Doglioni and Carminati, 2008) che interpreta le strutture NW - SE come dovute ad ondulazione delle direttrici alpine, su strutture ereditate al margine meridiano della piattaforma di Trento.

L'evidenza della tettonica dinarica mi ha permesso di concentrare l'attenzione sulle geometrie di interferenza tra questa deformazione e quella alpina; interferenze che sono state da me classificate e modellate in 3D.

A scala locale, l'interferenza creatasi tra le deformazioni prodotte dalla tettonica dinarica ed alpina può aver giocato un ruolo chiave nella cinematica della frana del monte Toc; così come nel controllare le principali emergenze d'acqua fortemente condizionate da una circolazione sotterranea di tipo carsico.

Il lavoro è stato condotto attraverso l'interpretazione di dati DTM – LIDAR, il

rilevamento geologico – strutturale sul terreno, l'analisi ed elaborazione dei dati al calcolatore (GeoCalculator, GEORient, Win Tensor e Matlab) ed interpretazione con l'ausilio di schemi classificativi delle strutture di interferenza.

L'analisi si è concentrata sulla bassa valle del Vajont, sulla zona interessata dalla frana del 1963 (piano di scivolamento e zona di accumulo) e sull'area ove è ubicata la sorgente di Dogna.

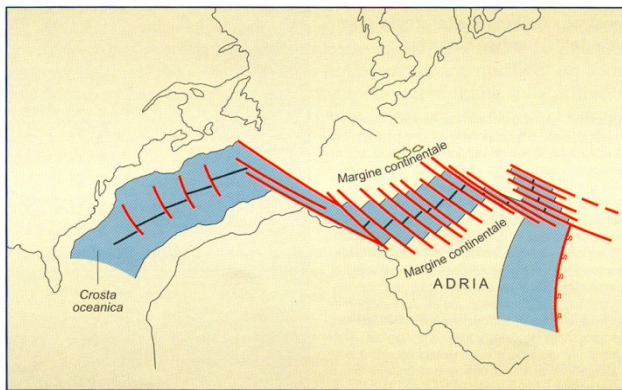


# 1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DEL MEDITERRANEO

## 1.1 Geodinamica del Mediterraneo

L'evoluzione geodinamica dell'area mediterranea è stata caratterizzata fondamentalmente dall'interazione tra due placche, Africana ed Europea, iniziata nel Mesozoico ed ancora oggi in atto e che ha portato alla strutturazione delle catene alpine ed appenninica.

Alla fine del periodo triassico, il megacontinente Pangea iniziò a lacerarsi a causa dell'apertura dell'Atlantico Centrale e dell'Oceano Ligure - Piemontese (fig. 1).

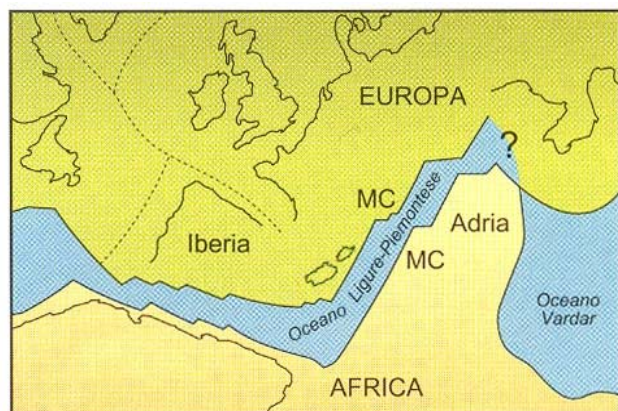


*Fig.1 Ricostruzione del collegamento tra Atlantico Centrale e Oceano Ligure – Piemontese; tratta da Bosellini 2005.*

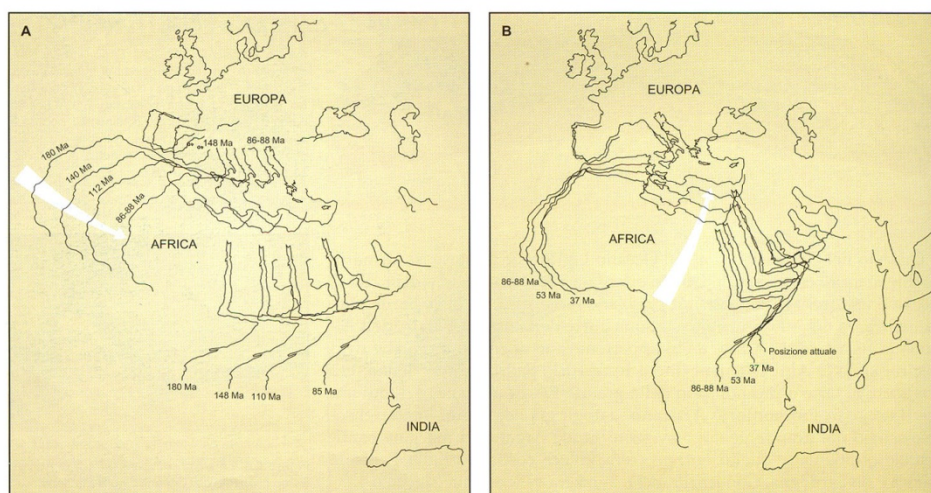
I margini continentali dell'Oceano Ligure - Piemontese appartenevano (fig 2):

- quello orientale ad ADRIA, un promontorio della placca africana che diventerà la parte preponderante dell'attuale territorio italiano;
- quello occidentale ad EUROPA.

*Fig.2 Oceano Ligure – Piemontese con i suoi margini continentali; tratta da Bosellini 2005.*



Per circa 30 ÷ 40 Ma i due oceani, cinematicamente legati l'uno all'altro, continuarono ad espandersi alla velocità di circa 2 cm all'anno; poi, nel Cretaceo medio, l'Africa cominciò a separarsi dal Sudamerica, e il blocco iberico (Portogallo e Spagna) si staccò dall'America Settentrionale e dall'attuale Francia, provocando la formazione dell'Oceano Atlantico Meridionale, dell'Atlantico Centro – Settentrionale e del Golfo di Biscaglia e la chiusura dell'Oceano Ligure - Piemontese, (fig. 3) (Bosellini, 2005).



*Fig.3 E' rappresentato il progressivo allontanamento dell'Africa dall'America meridionale e l'avvicinamento all'Europa. In A è riportata la situazione relativa al Giurassico inferiore – Cretaceo superiore; in B dal cretaceo superiore ad oggi. Tratta da Bosellini 2005.*

In particolare, l'Africa subì una rotazione antioraria che portò Adria ad avvicinarsi all'Europa. L'Oceano Ligure – Piemontese fu gradualmente consumato per subduzione sotto il margine africano e Adria finì per collidere con i margini di Europa, formando le Alpi (Bosellini, 2005). Pertanto, la catena alpina è il prodotto dell'evoluzione cretacico – attuale del margine convergente Europa/Adria.

## 1.2 Evoluzione della catena alpina

La convergenza e la collisione che fecero nascere la catena alpina si protrassero per 50 Ma, dal Cretaceo medio - superiore all'Eocene superiore. L'evoluzione della catena alpina, pur essendo stata un processo cinematico continuo, viene suddivisa in tre tappe principali utili per inquadrare i fenomeni nel tempo (Dal Piaz, 1990).

**Evento eoalpino** (Cretaceo – Paleocene): corrisponde alla lunga evoluzione pre-collisionale del margine convergente, caratterizzata dalla formazione del prisma di

accrezione; al margine di Adria con falde di basamento e copertura a vergenza europea, mentre al margine attivo della placca superiore si sviluppava il prisma. Nella fossa e nei bacini di avan – arco si depositano estese sequenze di flysch che saranno successivamente inseriti nella catena a falde. La fase eoalpina terminerà nell'Eocene, gli eventi successivi (mesoalpini e neoalpini) e l'interposto magmatismo Periadriatico contraddistinguono, invece, la storia collisionale.

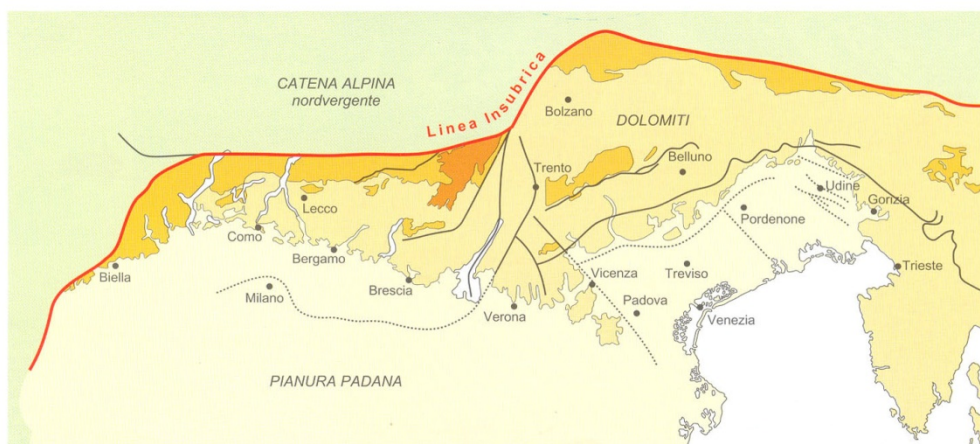
**Evento mesoalpino** (Eocene – Oligocene inferiore): è caratterizzato dalla chiusura dell'Oceano Ligure – Piemontese e dalla collisione del continente europeo con la microplacca adriatica. La collisione continentale generò ispessimento ed espansione orizzontale del prisma divenuto un prisma orogenico. Alle falde eoalpine vennero aggregate porzioni sempre più estese del margine passivo della placca europea. Questa fascia orogenica, cioè la catena alpina in senso lato, rappresentava, dalla Corsica a Vienna, la sutura dell'Oceano Ligure – Piemontese; le cui testimonianze sono rappresentate dalle ofioliti emergenti in Corsica, Liguria e Alpi occidentali.

La perturbazione termica mesoalpina innescò lo sviluppo di un ciclo eruttivo indicato con il nome di magmatismo Periadriatico, di età oligocenica; l'evento avrà durata limitata (circa 5 Ma) e rappresenta la fase matura della collisione continentale.

**Evento neoalpino** (Miocene – Attuale): in questa fase si sviluppò in modo evidente la struttura a doppia vergenza delle Alpi, infatti, l'incuneazione del blocco africano verso la catena, determinò l'impilamento di falde a vergenza meridionale tipico del Sudalpino. Il sistema sud – vergente delle Alpi Meridionali rimase svincolato dalla catena a vergenza europea dalla riattivazione del lineamento Periadriatico, detto anche linea Insubrica, un fascio di linee tettoniche ad andamento essenzialmente E – W che attraversa longitudinalmente l'intero orogene alpino.

### **1.3 Le Alpi Meridionali (Sudalpino)**

Le Alpi Meridionali, o Sudalpino, rappresentano la parte della catena alpina a sud della Linea Insubrica, con vergenza Adriatica (fig. 4).



*Fig. 4 Carta geologica semplificata delle Alpi Meridionali, delimitate a nord dalla Linea Insubrica (tratta da Bosellini 2005).*

Si estendono in senso est - ovest per circa 700 km. Sono suddivise in una parte occidentale, lombardo - piemontese e in una orientale, veneto - friulana. Sono costituite da nuclei di basamento cristallino ercinico e da una pila di sedimenti permio - mesozoici e terziari variamente piegati in più fasi dall'Eocene al Plio - Quaternario. Nelle Alpi Carniche centro - orientali esistono terreni non metamorfici paleozoici, la cosiddetta Catena Paleocarnica. All'interno delle Alpi Meridionali sono presenti anche numerosi plutoni costituiti da rocce granitoidi di età da paleozoica a terziaria. Associati ai plutoni paleozoici vi sono grandi espandimenti di rocce effusive che sono il prodotto dell'attività vulcanica direttamente collegata a tali plutoni. Queste lave paleozoiche rientrano nel complesso della Piattaforma Porfirico Atesina.

L'area delle attuali Alpi Meridionali, prima dell'orogenesi alpina, era un segmento al margine continentale di Adria; corrispondeva, cioè, al settore più avanzato verso Nord del margine continentale Africano. Tuttavia, il margine fra il continente africano e la Tetide giurassica era costituito dal complicato sistema di coltri austroalpine (Catellarin A. Vai G. B, 1982). Le Alpi Meridionali costituiscono, quindi, una catena di sovrascorrimenti SSE - vergenti, separate dalle "Alpi in senso stretto" a vergenza europea, da una geosutura denominata Linea Insubrica (fig. 5) e dominate da accavallamenti con pronunciate anticlinali di rampa.

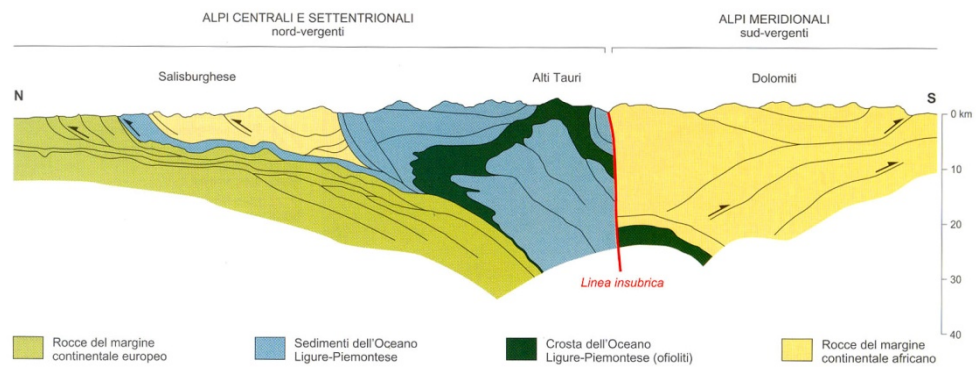


Fig. 5 Sezione schematica attraverso le Alpi Meridionali, tratta da Polino R.1990.

Nelle Alpi Meridionali, da W verso E, si distinguono diverse zone strutturali i cui limiti hanno un andamento quasi meridiano e grosso modo normale al Lineamento Insubrico; tali zone sono: Canavese – Ivrea – Verbano, Lombarda, Giudicariense, Dolomitico – Lessinea, Carnico – Friulana.

Per il presente elaborato ci interessa analizzare più in dettaglio la zona centro – orientale, costituita dalle Dolomiti e dalle Prealpi Venete.

In epoca post - ercinica la regione dolomitica e prealpina veneta fu sottoposta a una serie di fasi deformative, ben schematizzate da Doglioni (1992) ed evidenziate in fig. 6.

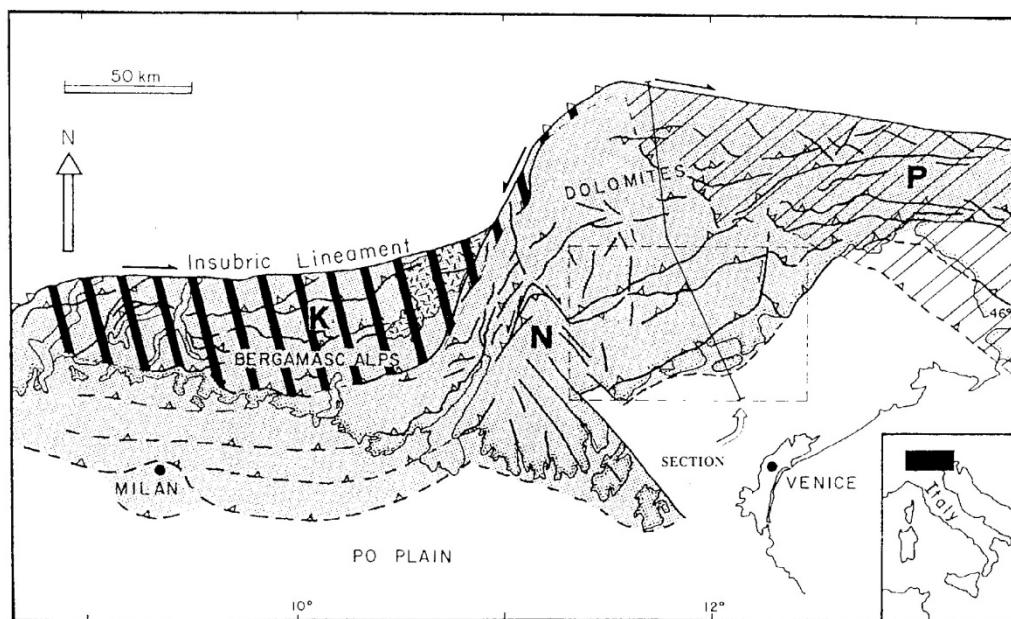


Fig. 6 Carta tettonica del Sudalpino, tratta da Doglioni 1992. K = area a deformazione iniziata nel Cretaceo superiore e Paleogene; P = compressione Paleogenica – Neogenica dinarica a vergenza WSW; N = area deformata nel tardo Paleogene e Neogene, SSE – vergente. Si nota l'interferenza, nel settore orientale della catena neogenica, con la catena dinarica.

1. Fase di rifting, iniziò nel Permiano rompendo la regione in horst e graben a direzione N - S e procedette anche durante il Mesozoico. L'evoluzione della regione dolomitica, in questo periodo, è schematizzata nelle figg. 7 e 8.

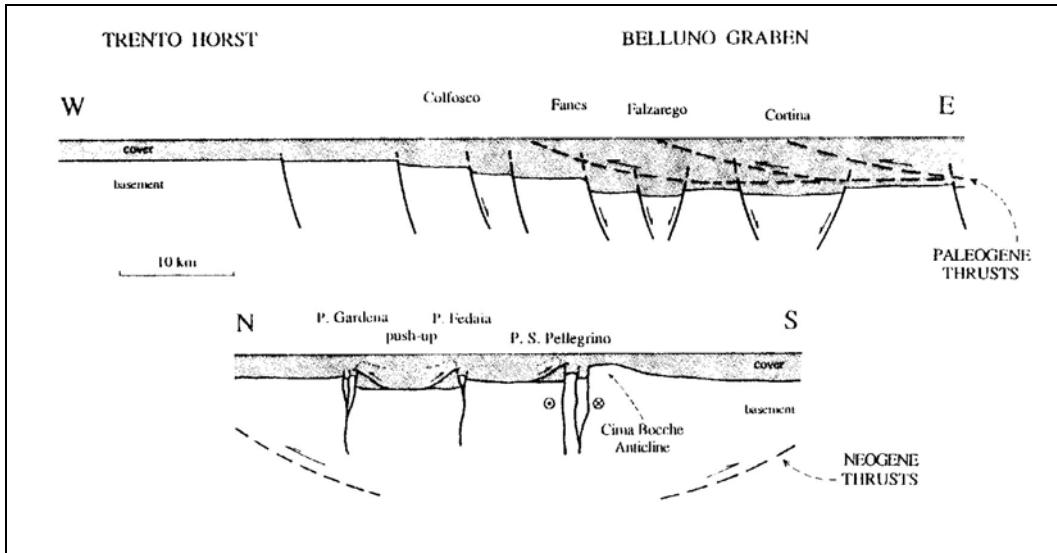


Fig. 7 Sezioni schematiche della regione dolomitica al termine del Mesozoico, tratto da Doglioni, 1992.

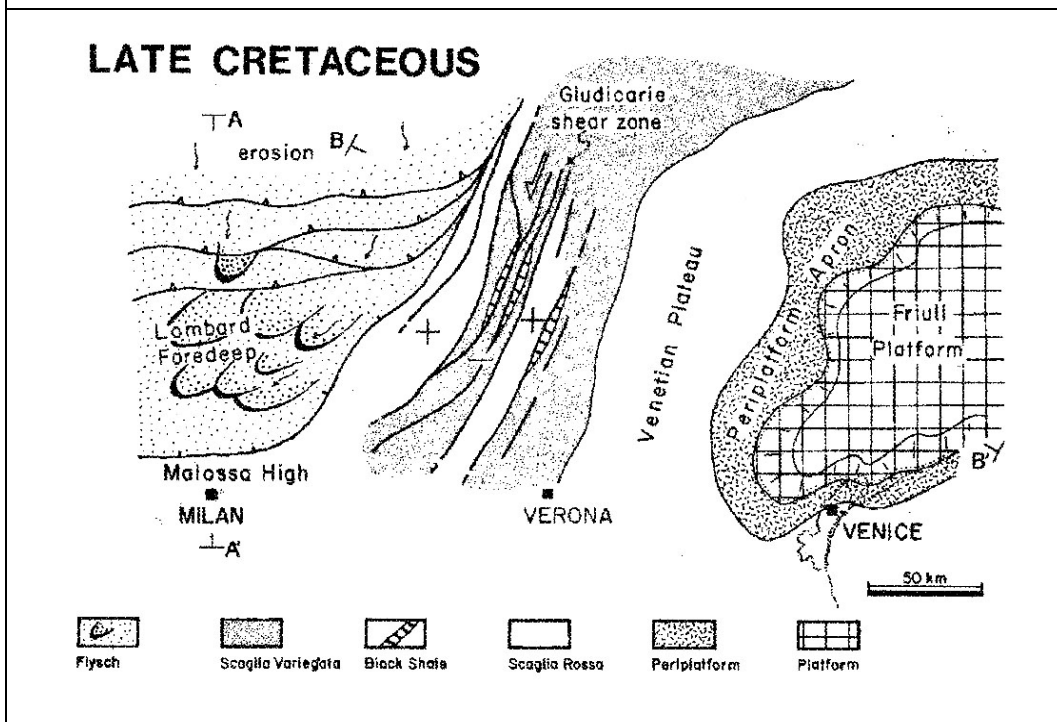


Fig. 8 Carta paleogeografica delle Alpi Meridionali durante il Cretaceo superiore, tratta da Doglioni 1992.

2. Fase di inversione compressiva, iniziò nel Paleogene con la formazione di sovrascorrimenti WSW – vergenti, correlabili regionalmente alla Catena Dinarica. Il fronte taglia obliquamente le Dolomiti centrali, è rigettato

dalla Linea della Valsugana e riprende verso il Friuli, lasciando pressoché incolumi le Prealpi Venete. La fase deformativa dinarica, che interessò la parte orientale sudalpina, produsse un raccorciamento di circa 10 – 15 km nella copertura sedimentaria delle Dolomiti (Doglioni, 1992) (fig. 9).

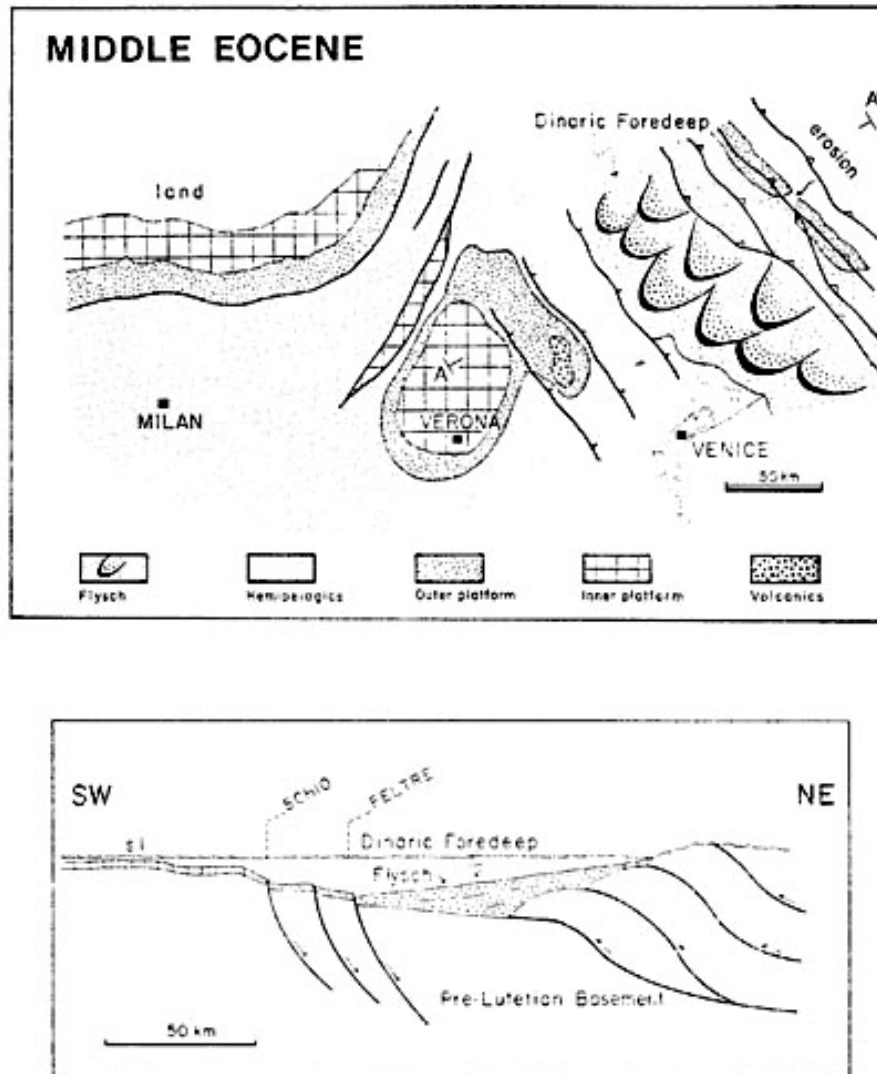


Fig. 9 Carta paleogeografica e sezione schematica delle Alpi Meridionali durante l'Eocene medio, tratta da Doglioni 1992; si nota l'avanzare del fronte dinarico compressivo.

3. Nel Neogene, tutta la precedente strutturazione venne tagliata e piegata a seguito della compressione SSE – vergente delle Dolomiti. Le Prealpi Venete sono una catena di sovrascorrimenti formatisi principalmente durante questa fase, con un raccorciamento sudalpino valutabile in circa 40 – 50 km (fig. 10).

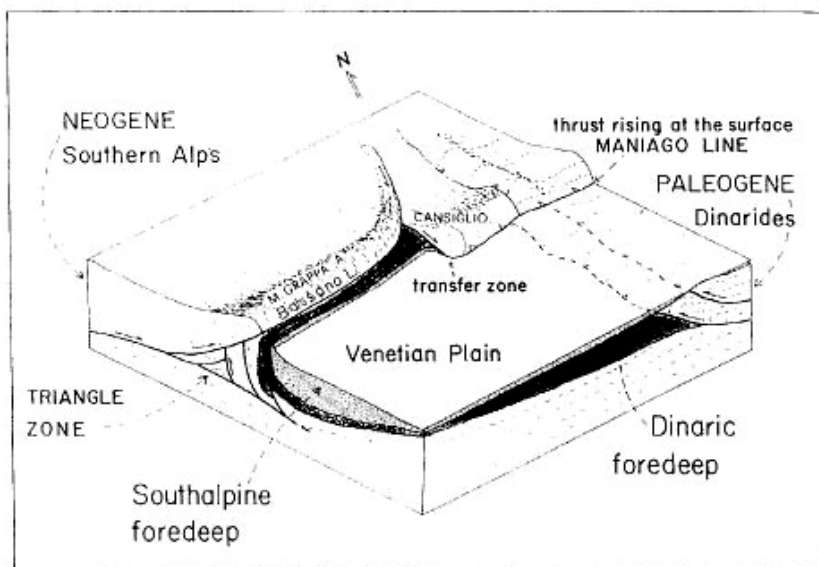


Fig. 10 Rappresentazione schematica del fronte delle Prealpi Venete, tratta da Doglioni, 1992.

I sovrascorrimenti principali, da nord a sud, sono la Linea della Valsugana, la Linea di Belluno, la Linea di Tezze, la Linea di Bassano e la Linea di Maniago (fig. 11).

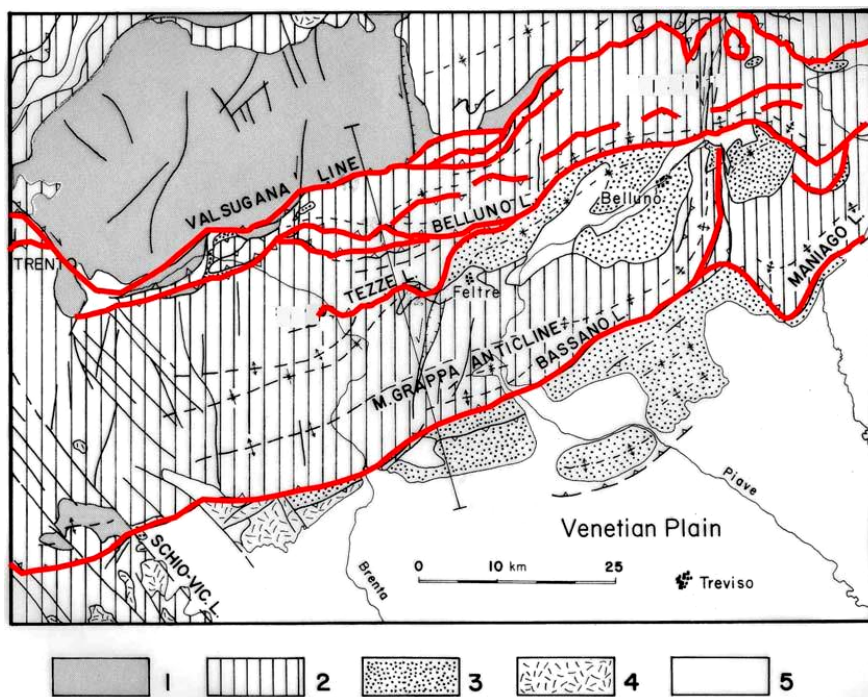


Fig. 11 Carta tettonica delle Prealpi Venete, tratta da Doglioni, 1992. Legenda: 1. basamento cristallino ercinico e ignimbriti permiane; 2. Tardo permiano e copertura sedimentaria mesozoica; 3. Sedimenti terziari; 4. Vulcaniti triassiche e terziarie; 5. Quaternario.



Hanno direzione variabile tra N60°E e N80°E ed evidenziano strutture di interferenza con le paleo strutture distensive mesozoiche orientate N - S; da ovest verso est rispettivamente, la Piattaforma Trentina, il Bacino Bellunese e la Piattaforma Friulana (fig. 12).

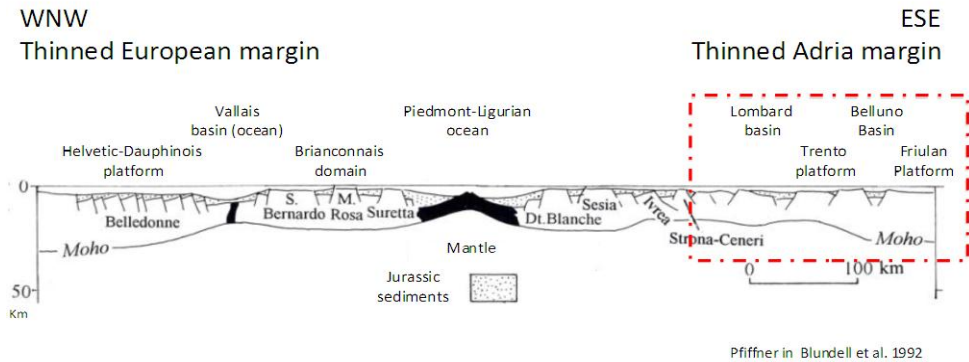


Fig. 12 Ricostruzione geologica in epoca mesozoica.

I sovrascorrimenti sono disposti mediamente en-échelon rispetto alla Linea della Pusteria, avvalorando il significato transpressivo destro del Lineamento Insubrico, di età neogenica.

In fig. 13 è riportata una sezione delle Prealpi venete orientali, che interessa nel dettaglio l'area di studio; si evidenziano due dei thrust principali delle Prealpi Venete e i loro relativi backthrust, che definiscono strutture a triangolo, tipiche della zona. Si evidenziano anche le strutture plicative

controllate dai thrust, tra queste la sinclinale della valle del Vajont.

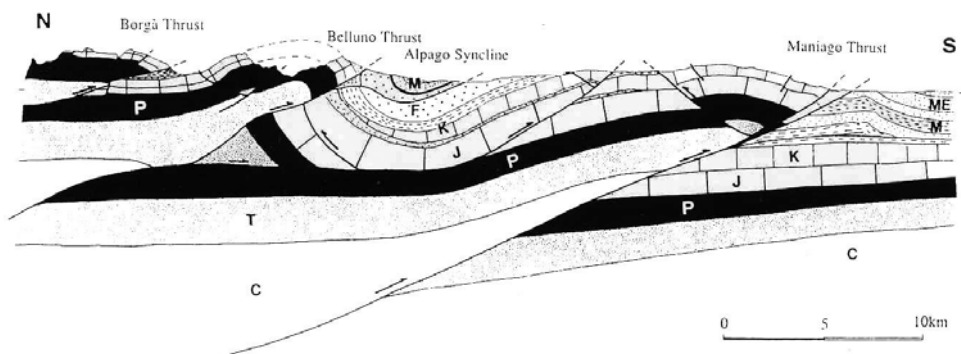
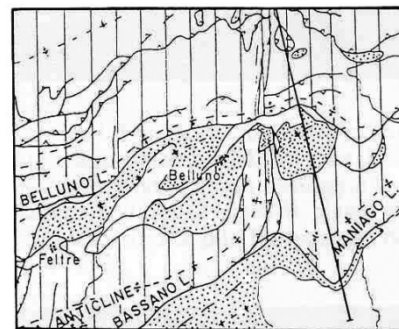


Fig. 13 Sezione delle Prealpi Venete, tratta da Doglioni 1992.

### 1.3.1 Interferenze tra tettonica alpina e dinarica

Le strutture compressive dinariche del Friuli orientale sono WSW – vergenti, con strike  $N20^{\circ} - 50^{\circ}W$ . Queste strutture ad andamento NW – SE sono precedenti all’overthrust ad andamento E – W del Friuli orientale, di età neogenica.

Strutture con andamento dinarico sono state osservate anche nelle Dolomiti.

Dogliani e Carminati (2008), propongono due possibili opzioni per l’interpretazione delle strutture ad andamento dinarico nell’area delle Dolomiti, la prima prevede che il fronte dinarico, a vergenza WSW, possa aver raggiunto le Dolomiti centrali; la seconda interpreta queste strutture come originate da una ondulazione della direttrice alpina, dovuta alla presenza di strutture mesozoiche ereditate, in particolare, al passaggio tra il graben di Belluno e l’horst di Trento; le due ipotesi sono schematizzate in figura 14.

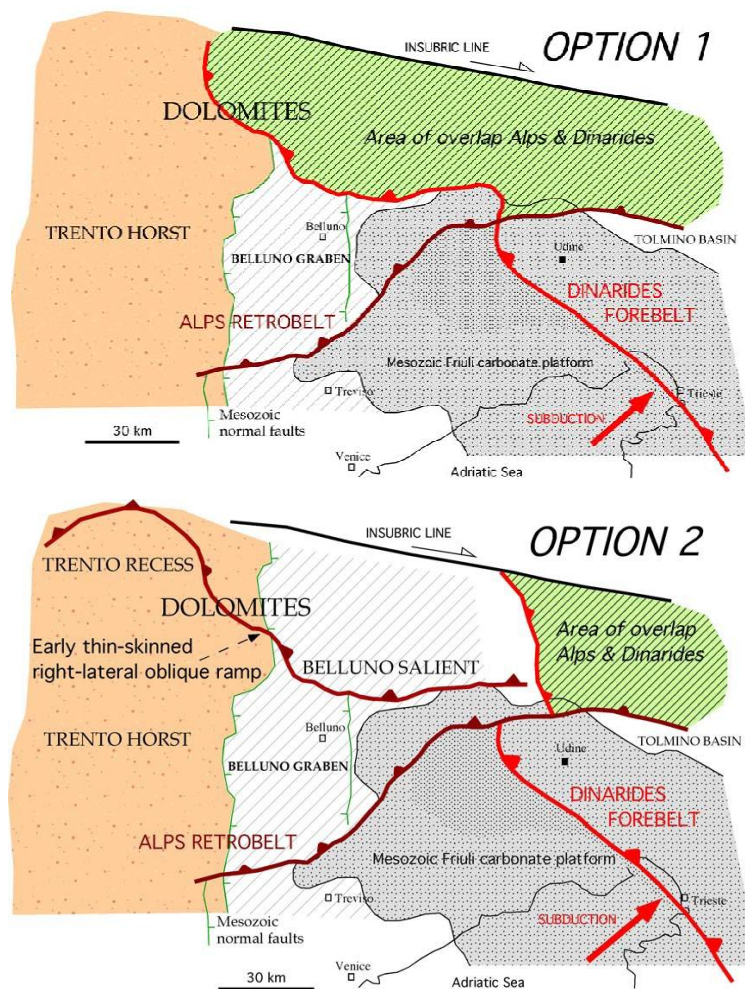


Fig.14 Diverse posizioni del fronte dinarico, tratte da Dogliani e Carminati, 2008.

Anche nelle Alpi Venete sono state osservate interferenze delle strutture ad andamento NW – SE del fronte dinarico. Viene suggerita un'età paleogenica per le strutture dinariche presenti nel Sudalpino orientale; presumibilmente postluteziano – preoligocene superiore.

Ciò è in accordo con i dati stratigrafici e strutturali:

- 1) Le deformazioni neogeniche sono più giovani rispetto alle pieghe e sovrascorrimenti ad andamento NW – SE;
- 2) Il flysch paleogenico del Sudalpino orientale ha provenienza e distribuzione areale dinarica.

In sintesi, le strutture mesoalpine del Sudalpino orientale sono riferite al fronte paleogenico della catena dinarica.

Il confine presente tra il Sudalpino e le Dinaridi è graduale, ma può essere eventualmente localizzato dove le strutture ad andamento NW – SE delle Dinaridi prevalgono sulle strutture E – W Sudalpine.

Doglioni e Bosellini (1987) ipotizzano, tuttavia, che non esista un singolo confine definito tra le Dinaridi e il Sudalpino ma, piuttosto, un'interazione temporale e spaziale tra le due deformazioni.

I principali elementi indicanti strutture dinariche sono i seguenti:

- a) N  $0^{\circ}$  –  $50^{\circ}$  W andamento degli assi delle pieghe e dei piani dei thrust;
- b) N  $90^{\circ}$  –  $140^{\circ}$  W direzione delle lineazioni di allungamento di strie su piani di sovrascorrimento;
- c) generale e costante vergenza W – SW delle strutture indicate in a e b;
- d) sistemi coniugati di faglie trascorrenti sub verticali destre (N  $10^{\circ}$  –  $60^{\circ}$  E) e sinistre (N  $70^{\circ}$  –  $120^{\circ}$  E);
- e) tutte le strutture precedenti possono essere trovate come geometrie ereditate all'interno della deformazione sudalpina neogenica con andamento E – W.

Appare, pertanto, molto chiara, nelle Dolomiti e nelle Prealpi Venete e in Friuli, una continuità della cintura dinarica all'interno delle Alpi meridionali.

Dalla fig. 15 si possono trarre due conclusioni:

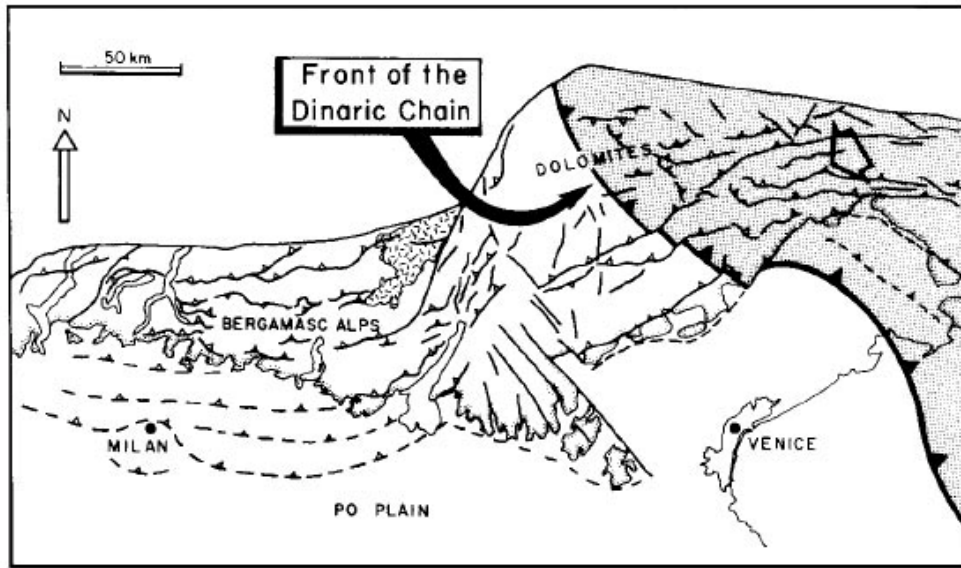


Fig.15 Posizione del fronte dinarico nelle Alpi meridionali (tratta da Doglioni e Bosellini, 1987).

- a) Il sistema dinarico si estende soprattutto nella parte orientale del Sudalpino;
- b) le strutture dinariche sono state poi disgregate ed in parte riprese dalle strutture ad andamento E – W del Neoalpino delle Alpi meridionali. Ad esempio la Linea della Valsugana, le Linee di Belluno e di Bassano, hanno dislocato il fronte dinarico.

Il sistema dinarico paleogenico è stato ereditato e incorporato in quella parte del thrust – belt neogenico S – vergente, che costituisce le Alpi Meridionali Orientali. La sovrapposizione di due cinture (Dinaridi e Alpi Meridionali), aventi strike differenti e quasi perpendicolari, ha generato geometrie molto complicate, che possono essere decifrate solo con una rappresentazione tridimensionale delle strutture. Sezioni bidimensionali non sono facilmente comprensibili, perché pieghe e sovrascorrimenti ereditati possono portare ad un fraintendimento della situazione iniziale.

L'andamento E - W dei sovrascorrimenti del Sudalpino possono essere state le rampe laterali di sovrascorrimenti dinarici WSW – vergenti, successivamente piegati. La fig. 16 mostra le interferenze a livello litosferico e crostale delle due deformazioni.

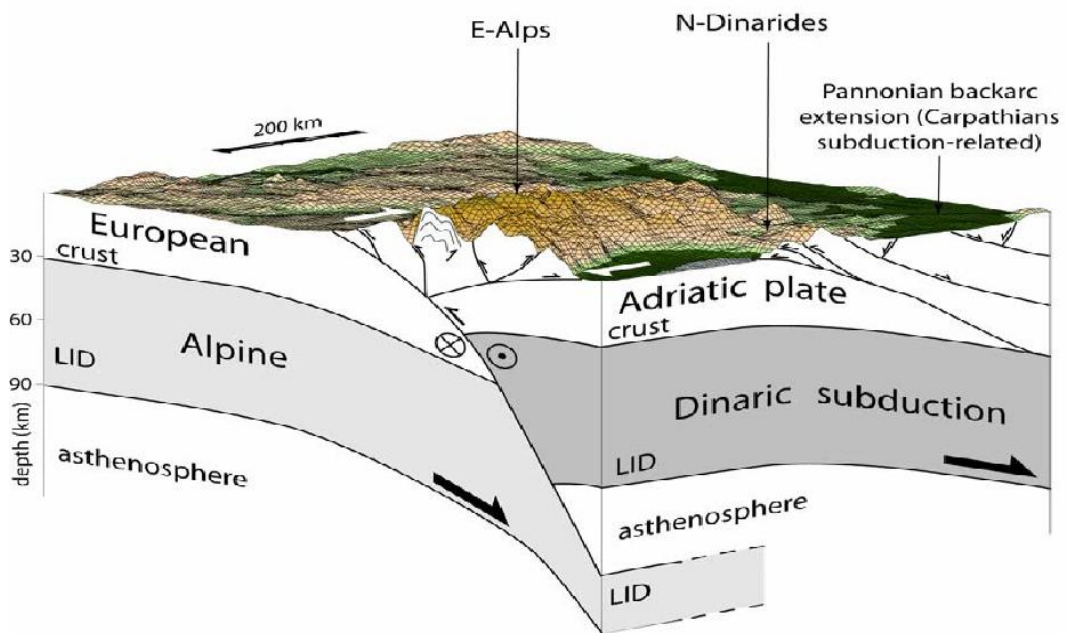


Fig. 16 *Visione in tre dimensioni e interferenza tra subduzione alpina e dinarica nell'Italia nord-orientale; tratta da Doglioni e Carminati, 2008.*

Riassumendo, le Alpi Meridionali rappresentano la catena interna delle Alpi in s.s.; le strutture dinariche, rinvenibili al margine orientale del Sudalpino, sono invece una parte della catena frontale dell'orogene dinarico, prodotto da una subduzione verso ENE, distinta da quella alpina in senso stretto. L'interferenza di queste due catene è osservabile anche nell'avanfossa veneto – friulana, collettore in tempi diversi (principalmente Paleogene per le Dinaridi e Neogene per le Alpi Meridionali) delle due catene, con immersioni ortogonali della monoclinale del basamento, sia verso ENE sia verso NNW. Nella figura che segue (fig. 17) è riportata una ricostruzione delle principali fasi deformative della crosta superiore della regione dolomitica (Doglioni, 1992).

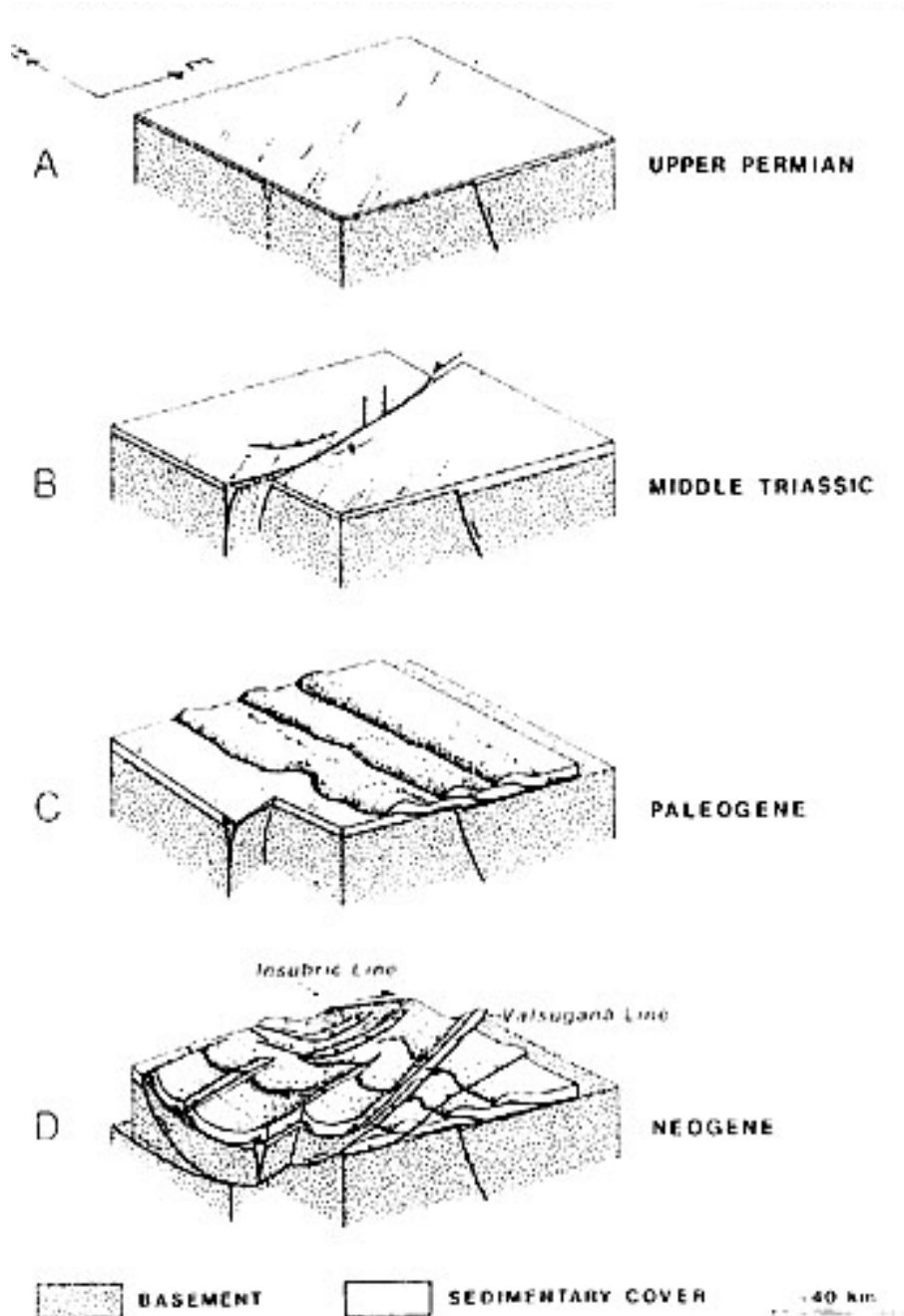


Fig .17 A) Inizio del rifting Permo – Triassico; B) transpressione sinistra medio – Triassica lungo l’allineamento N 70° E; C) compressione Paleogenica W – vergente Dinarica; D) compressione Neogenica S - vergente Sudalpina. Tratta da Doglioni 92.

Più nel dettaglio, ai fini di un più preciso inquadramento strutturale dell’area di studio, è importante far riferimento anche ad un sistema di strutture locali, quello valsuganese.

Il sistema Alpino - Valsuganese è un fascio che si estende a tutte le Alpi Meridionali e che presenta il maggior risalto morfostrutturale. Questo sistema è dominato da sovrascorrimenti S - vergenti orientati ENE - SSW, mediamente

intorno a N70°, fino a quasi E - W. Essi sono stati attribuiti principalmente al Miocene medio e superiore. In territorio veneto, l'asse di massima compressione riconosciuto mediante analisi mesostrutturali è intorno a NNW - SSE (N 340°), in Friuli si orienta N - S (Venturini, 1990; Pondrelli, 1998).

Nella zona del Piave (tra Sappada, Pieve di Cadore e le Dolomiti di Sesto) molto caratteristica è la geometria di sovrapposizione dei sistemi strutturali: la parte frontale dei sovrascorrimenti dinarici (NW - SE) è intercettata dai sovrascorrimenti principali del sistema valsuganese (ENE - WSW), determinando una intersezione molto vistosa riconosciuta e indicata come 'Giunzione Cadorina' (Largaiolli e Semenza, 1966); si tratta dunque non di un unico fascio strutturale, ma della sovrapposizione di sistemi strutturali ad alto angolo fra loro.

### *1.3.2 Eventi deformativi relativi al ciclo alpino del Sudalpino orientale*

Durante l'intervallo di tempo compreso tra il Maastrichtiano (Cretaceo sup.) e il Priaboniano (fase mesoalpina, paleogene), nell'area friulano - giulia e veneta orientale era attivo un sistema di avanfossa migrante verso SW, dall'area slovena occidentale verso quella veneta orientale (Doglioni e Bosellini, 1987). Le strutture generate durante questo evento orogenico, definito fase 'dinarica', possiedono un'orientazione circa NNW - SSE, con vergenza sudoccidentale, e sono state prodotte da uno sforzo di compressione massima diretto circa NE - SW.

Sia nelle sequenze carbonatiche di piattaforma sia in quelle torbiditiche, si riscontrano pieghe per propagazione di faglia (fault propagation folding), per faglie a flat - ramp (fault bend folding) e per scollamento (detachment folding). Inoltre, gli scorrimenti mesoalpini presentano in vari casi anche rampe laterali, oppure oblique, a direzione circa NNE - SSW (Poli e Zanferrari, 1995). Sia per queste sia per alcune delle rampe frontali, si ipotizza un'inversione di faglie normali di presunta età mesozoica, riprese in compressione o traspressione.

Le deformazioni della fase nealpina, sviluppate a partire dal tardo Chattiano (Oligocene sup.) fino al Pliocene e Quaternario, sono l'effetto combinato di più stadi deformativi, ognuno connesso all'azione di uno sforzo compressivo massimo variamente orientato.

Nelle Alpi Meridionali orientali le datazioni degli stadi nealpini sono spesso

approssimate per la mancanza o la non conservazione di successioni poste a sutura delle relative deformazioni. In questo settore, la cronologia degli eventi neoalpini viene comunque desunta in gran parte per confronto con quanto registrato nel Veneto (Castellarin et al, 1992).

I tre stadi neoalpini riconosciuti nel settore carnico e giulio sono:

1. Stadio tardo Cattiano - Burdigaliano, caratterizzato da compressioni massime orientate NNE - SSW. Spesso è arduo distinguere tali deformazioni da quelle prodotte dalla fase dinarica (mesoalpina) mancando suture sedimentarie su strutture sicuramente attribuibili a questo stadio.
2. Stadio Langhiano - Tortoniano, caratterizzato da una compressione N - S responsabile dei massimi raccorciamenti subiti nel settore friulano. Per le Alpi Meridionali orientali la compressione N - S ha dato luogo ad un sistema catena - avanfossa (Castellarin et al., 1980), con migrazione delle strutture da N a S (Massari, 1990).

Questo stadio è rappresentato da scorrimenti sia S che, in subordine, N - vergenti, e da associate macropieghe. Ne deriva una strutturazione a scaglie embricate prevalentemente S - vergenti ed il raccorciamento crostale che segue riduce ad 1/3 l'ampiezza originaria dell'area deposizionale. Nei lembi sovrascorsi si sono sviluppate, a seconda dei casi, pieghe con fianchi verticalizzati o rovesci, oppure ampie anticlinali con stili deformativi a pieghe per propagazione di faglia (fault propagation folding) o per faglie a flat - ramp (fault bend folding); tra queste la sinclinale di Erto a tergo dell'anticlinale, fault bend folding, di Belluno. Tali strutture sono state poi frammentate da due sistemi coniugati di faglie sub-verticali, orientate circa N30°E e N140°E; trascorrenti sinistre le prime, destre le seconde.

3. Stadio Messiniano - Plio - Quaternario, durante il quale la compressione principale varia nel tempo tra le direzioni NW - SE e N - S.



## 2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E TETTONICO DELL'AREA DI STUDIO

### 2.1 Localizzazione geografica dell'area in esame

L'area in esame si estende, in linea d'aria, per 6,5 km da est a ovest, e per 5 km da nord a sud e comprende parte del comune di Longarone (BL) ([46°16'00"N](#) - [12°18'00"E](#)) e il comune di Erto e Casso (PN) ([46°16'00"N](#) - [12°22'00"E](#)); ci troviamo a N - NE di Belluno ([46°08'27"N](#) - [12°12'56"E](#)) (fig. 18). Longarone e l'area del Vajont rappresentano i primi km delle Prealpi bellunesi.

I confini dell'area sono rappresentati ad est dal passo di S. Osvaldo, che segna il passaggio verso la val Cimoliana, a sud dalla catena del monte Toc, ad ovest dal fiume Piave ed infine a nord dal monte Borgà.

È una valle con orientamento est - ovest, formatasi in conseguenza dell'erosione operata dai due corsi d'acqua principali, il torrente Vajont, che nasce da Col Nudo, 2471 m, e dà il nome alla valle e il suo affluente maggiore, il torrente Mesazzo, che confluisce in sponda sinistra a est della Pineda ([46°15'45"N](#) - [12°21'41"E](#)).



Fig.18 Localizzazione geografica dell'area di studio, immagine tratta da Google Earth.

## **2.2 Assetto strutturale della Valle del Vajont**

Come dimostrerò successivamente, le condizioni tettoniche della valle sono complesse, in quanto sono presenti elementi strutturali prodotti in diversi momenti deformativi.

Al fine di indicare le strutture maggiormente evidenti, che caratterizzano anche la morfologia dell'area, informazioni interessanti si ricavano dal lavoro di M. Riva et al., 1980.

La sinclinale di Erto, ben visibile anche più ad ovest, al di là della valle del Piave, successivamente ripiegata da pieghe minori e tagliata da numerose dislocazioni aventi orientamento diverso; indice di movimenti torcenti generati da diverse fasi deformative.

Tra le dislocazioni longitudinali, le più importanti sono quelle che tagliano il fianco settentrionale della sinclinale. Si tratta di due sovrascorrimenti vergenti a SW, che attraversano la parte più settentrionale della valle Zemola, la Linea del Duranno e la Linea della Cima Fortezza. Ad Est, la loro continuazione presenta qualche complicazione: infatti, la prima di esse viene troncata da una faglia di direzione N - S (L. di Cimolais), che corre lungo la Val Cimoliana, mentre la seconda è troncata sia da una faglia di andamento pressoché N - S, sia dal sovrascorrimento del Duranno.

Un'altra dislocazione importante è la L. della Val Ferròn, vergente a nord. Si tratta di un retro - scorrimento collegato alla L. di Belluno, la quale rimane a sud della zona descritta.

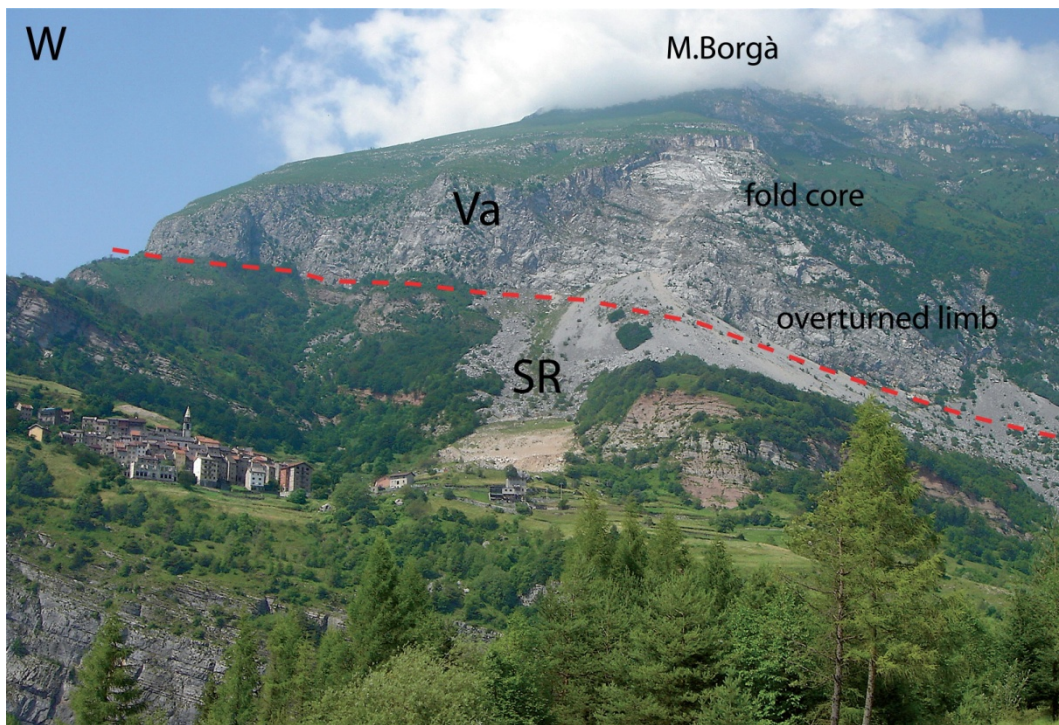
La L. di Belluno, che corre a Sud della catena M. Dolada - Col Mat, viene poi troncata dalla Faglia della Val Salàtis, e trova infine la sua continuazione molto più a SE, nella Val Caltea, nello Scorrimento Barcis-Starasella.

Tra le dislocazioni di direzione N - S, trasversali, la più importante è la L. del Col delle Tosatte (Semenza, 1986) che costituisce il margine orientale della fossa tettonica di Longarone. Pure importante, ma al margine della zona interessata, è la L. di Cimolais.

Vi è poi un certo numero di faglie subverticali di andamento obliquo rispetto alle longitudinali, e talora di direzione alquanto variabile. L. dello Spitz Gallina, la L. della Val Mesazzo, la L. della Croda Bianca, la L. del Tramontin, ecc.

Il lembo del Borgà è limitato ad Est, Sud e Ovest dalla L. del M. Salta, che separa

i terreni giurassici del lembo stesso dalla Scaglia rossa sottostante; pressochè parallela ad essa corre poi la L. delle Spesse, non sempre evidente, la quale rimane entro la scaglia rossa per quasi tutto il suo percorso e soltanto per breve tratto separa questa formazione dalle marne di Erto (fig. 19).



*Fig. 19 Immagine del M. Borgà con l'evidenza della linea del Salta.*

L'elemento tettonico compreso tra queste due linee è stato interpretato come un cuneo di scaglia rossa rovesciata, distaccatosi dal tetto della serie che veniva sovrascorsa dal grande lembo del Borgà, e spinto avanti durante il moto di questo. Allo stesso movimento dovrebbe essere imputato anche il ripiegamento e il rovesciamento delle formazioni terziarie che si immergono al di sotto del lembo del Borgà, nella zona tra Erto e Casso. L'andamento delle strutture tra il M. Salta e il M. Toc è ben rappresentato, in sezione N – S, dagli studi eseguiti da R. Genevois e M. Ghirotti (2005) dopo l'evento franoso del 1963 (fig. 20).

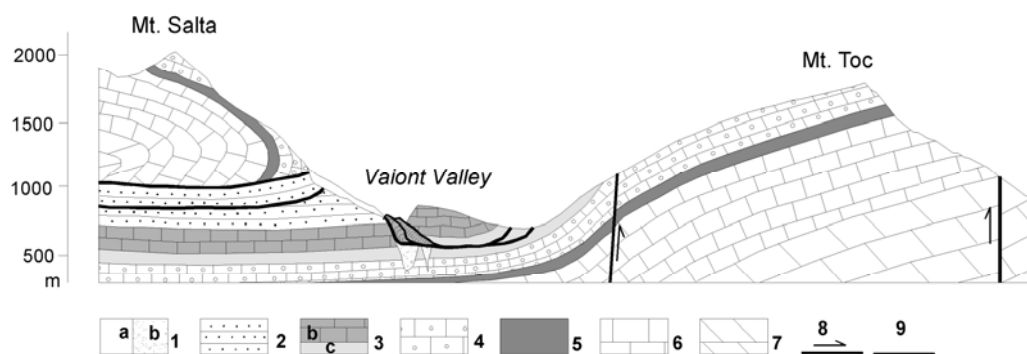


Fig. 20 Sezione geologica dal M. Salta al M. Toc dopo il 1963. Legenda: 1a Quaternario; b depositi alluvionali; 2 Scaglia Rossa Fm.; 3b Fm. Di Soccher; 3c Rosso Ammonitico e Fm. Fonzaso; 4 Calcarei del Vajont Fm.; 5 Formazione di Igne; 6 Fm. Soverzene; 7 Dolomia Principale; 8 Faglie e Overthrust; 9 Superficie di separazione del materiale franato. Tratta da Genevois & Ghirotti, 2005.

## 2.3 Stratigrafia e litologia

Nella Valle del Vajont e nei gruppi montuosi adiacenti, affiorano formazioni rocciose di età compresa tra il Trias Superiore (Dolomia Principale) e l'Eocene (Flysch). Durante la maggior parte di questo intervallo, a partire dal Lias inf. l'area in questione era parte di un dominio bacinale in cui si accumulavano micriti selcifere a faune pelagiche. Ad esse si intercalavano, in varia misura, calcareniti e calciruditi oolitiche o bioclastiche che, prodotte nell'ambito delle vicine piattaforme (Piattaforma liassica di Trento ad occidente e Piattaforma Friulana ad oriente), venivano periodicamente scaricate nei bacini da correnti di torbidità ed altri flussi gravitativi (M. Riva et al. 1980) (cfr fig 12).

### Formazioni del Triassico Superiore – Giurese Medio:

- Dolomia Principale. Triassico superiore; spessore circa 1000 m. Alternanze cicliche di dolomie massicce sub-intertidali bianche a Megalodonti, dolomie stromatolitiche sopratidali e sottili livelli marnosi verdi che rappresentano depositi di alterazione subaerea corrispondenti all'estrema fase regressiva del ciclo. La porzione superiore della formazione è bituminosa e di colore grigio scuro.

- Formazione di Soverzene. Lias inferiore e medio; spessore circa 600 m. E' costituita da una monotona successione di micriti grigie o marroni frequentemente dolomizzate, in stati dai giunti ondulati di 20 - 40 cm di spessore, ritmicamente alternate a livelli centimetrici di marne grigie e gialle. È presente selce nera in noduli e letti. La formazione si chiude in alto con un caratteristico orizzonte di calcari nodulari bianchi contenenti una ricca fauna di Ammoniti e Aulacoceras.

- Formazione di Igne. Lias medio e superiore; spessore 0 - 150 m. E' caratterizzata da una notevole eterogeneità litologica. Dal basso verso l'alto si trovano marne e calcari marnosi grigi in alternanze cicliche con ritmi di circa 50 cm; scisti organici neri e bruni, laminati, lateralmente discontinui, intercalati a calcari manganesiferi; calcari nodulari verdi e rossi in facies Ammonitico Rosso contenenti ricche faune ad Ammoniti del Toarciano inferiore. La formazione di Igne è spesso troncata a vari livelli da uno o più eventi erosivi contemporanei alla deposizione e/o coincidenti con l'arrivo delle prime torbiditi oolitiche del Calcarea del Vajont.

- Calcarea del Vajont. Dogger; spessore 450 m. Calcareniti oolitiche nocciola, massicce o stratificate in grossi banchi, con intercalazioni di straterelli decimetrici di micriti bacinali brune e di livelli di brecce intraformazionali a clasti derivanti dall'erosione delle micriti.

#### Formazioni del Giurassico Superiore – Cretacico:

- Formazione di Fonzaso. Calloviano – Oxfordiano; spessore 10 - 40 m. E' costituita da biocalcareni fini gradate e calcari micritici bruni, fortemente selciferi, in strati di 5 - 20 cm a lamine parallele ed oblique.

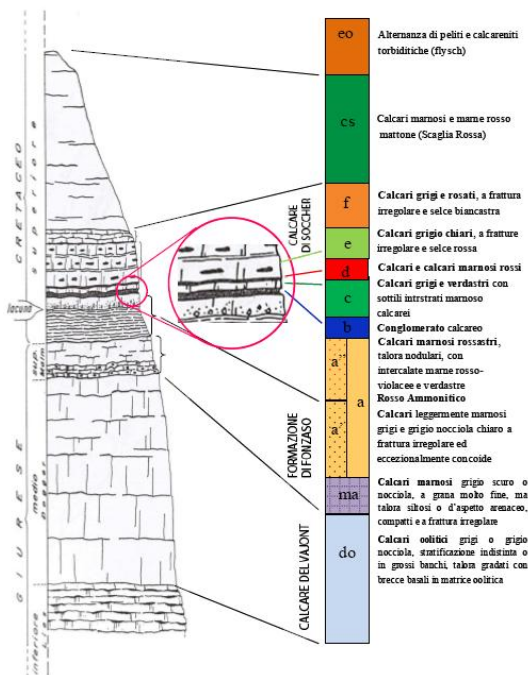
- Ammonitico Rosso. Kimmeridgiano – Titoniano (localmente Cretacico inf.); spessore 5 - 15 m. Micriti nodulari ad Ammoniti, di solito grigie, massicce o in strati di spessore superiore a 1 m, che si discostano dalla classica facies affiorante nell'area veneta esclusivamente per il colore.

- Calcarea di Soccher. Cretacico inf.-Cretacico sup.; spessore 150 m. Si tratta di una complessa alternanza di calcari microcristallini e di calcareniti e calciruditi bioclastico-intraclastiche provenienti, al solito, dalla piattaforma friulana. La componente fine è rappresentata da strati decimetrici di micriti, micriti marnose e marne, grigie, rosse o verdastre, contenenti selce dello stesso colore in noduli e letti. Tali micriti hanno talora facies di ammonitico rosso. Sono presenti numerose discordanze e scivolamenti intraformazionali indicanti come la deposizione di questa formazione sia avvenuta lungo la scarpata che raccordava la Piattaforma Friulana, ubicata a SE, all'antistante bacino. La componente più grossolana, messa in posto da flussi gravitativi, può essere ulteriormente suddivisa in calcareniti bioclastiche e in conglomerati e brecce talore associate a lacune stratigrafiche.

- Serie condensata in facies di Ammonitico Rosso. Malm – Cretacico sup.; spessore 50 m circa. Dal basso verso l'alto affiorano calcari selciferi verdi e rossi, oxfordiani, nella facies della Formazione di Fonzaso (10 m), calcari nodulari rosei e rosso matone in facies di Ammonitico Rosso che coprono con varie lacune l'intervallo Malm – Cretacico sup. (40 m).

### Formazioni del Cretacico Superiore – Eocene:

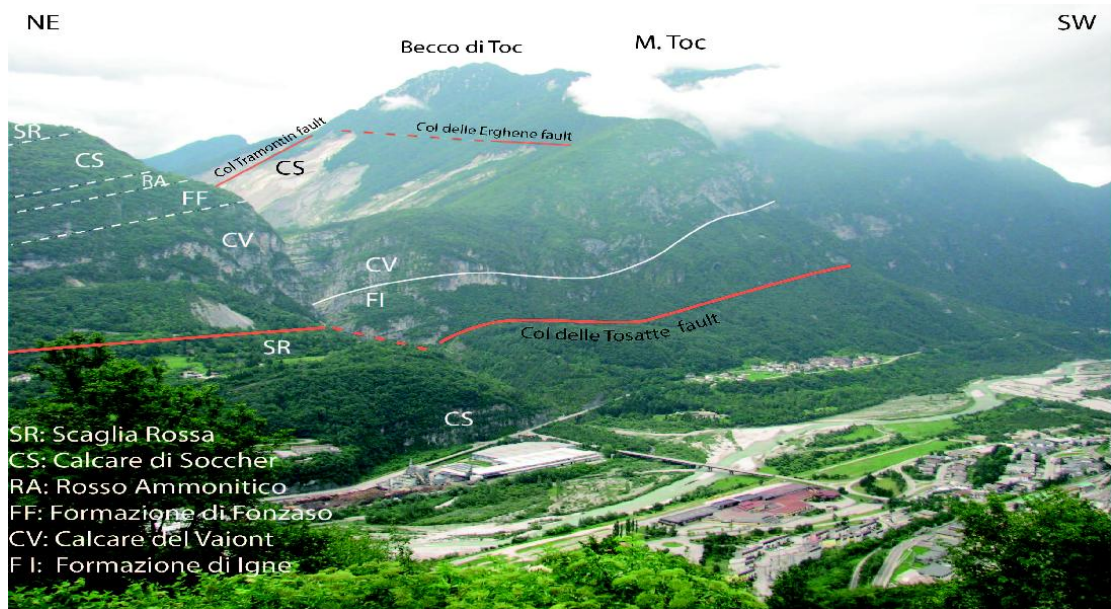
- Scaglia Rossa. Cretacico sup. - Paleocene inf.; spessore 300 m circa. Successione di marne e di calcari marnosi rossi, completamente privi di risedimenti gravitativi, nella più tipica facies di Scaglia.
- Marne di Erto. Paleocene; spessore 100 - 150 m. Questa unità rappresenta la transizione tra la Scaglia Rossa ed il Flysch ed è costituita da marne e subordinati calcari marnosi grigi, intensamente bioturbati, contenenti rari straterelli di calcareniti ed arenarie litiche. Il colore varia da rosso a grigio.
- Flysch. Eocene; spessore almeno 200 m. Potente successione di arenarie torbiditiche intercalata a peliti. La frazione arenitica è rappresentata da calcareniti passanti ad arenarie litiche grigie o gialle; le peliti sono costituite da marne e marne argillose di colore grigio.



I depositi quaternari che si rinvencono nella zona sono morenici (Wurmiano), depositi di versante con dimensioni granulometriche varie che caratterizzano in modo determinante la morfologia della zona e depositi alluvionali caratterizzati da una morfologia dolce o pianeggiante.

Fig. 21 Colonna stratigrafica delle formazioni affioranti nella Valle del Torrente del Vajont. A sinistra, rappresentazione secondo CARLONI e MAZZANTI (1964); a destra, secondo BESIO e SEMENZA (1963).

La foto riportata di seguito (fig. 22 ) è stata scattata durante uno dei rilevamenti effettuati sull'area; si evidenziano alcuni lineamenti strutturali e stratigrafici.



*Fig. 22 Panoramica da Longarone verso la valle del Vajont.*

In fig. 23 riporto la carta geologica delle valli Vajont e Gallina, georeferenziata con software GIS, sulla base della vecchia carta post – frana di Semenza; elaborata durante le prime fasi del Progetto Strategico di Ateneo “Georisk”.





## 2.4 La frana del 1963

Lavorando sull'area del Vajont, non si può escludere un riferimento al tragico evento del 9 ottobre 1963. Tra il 1957 e il 1963 venne costruita un'imponente diga a doppio arco, dell'altezza di 261,6 m e 623,36 m di lunghezza, a SSW di Casso.

Lo sbarramento del torrente Vajont permise la creazione di un lago (capacità complessiva circa 170 milioni di m<sup>3</sup>) sfruttabile ai fini della centrale elettrica di Soverzene.

Edoardo Semenza compì indagini geologiche durante i lavori sulla diga, raccolse dati che gli consentirono di formulare una diagnosi dettagliata sulla paleo frana, già ipotizzata da un'indagine precedente.

Semenza concentrò la sua attenzione su una massa di roccia, affiorante su un'area stimata allora di circa 1 Km<sup>2</sup> e con un volume stimato attorno ai 50 milioni di m<sup>3</sup>, che ipotizzò essere il prodotto di una paleo - frana scesa dal versante settentrionale del Monte Toc fino a sbarrare e riempire un tratto dell'antico solco fluviale del T. Vajont, e da questo successivamente erosa.

Dai dati di rilevamento, nacque l'ipotesi che la vecchia massa di frana avrebbe potuto muoversi nuovamente.

Dalla fig. 24, è riportata la ricostruzione semplificata "palinspastica" della zona della paleo - frana, dal post glaciale al 1963 (E. Semenza 2001).

Nonostante l'assetto geologico fornisse ancora dubbi in merito alla prosecuzione dei lavori, questi non furono interrotti.

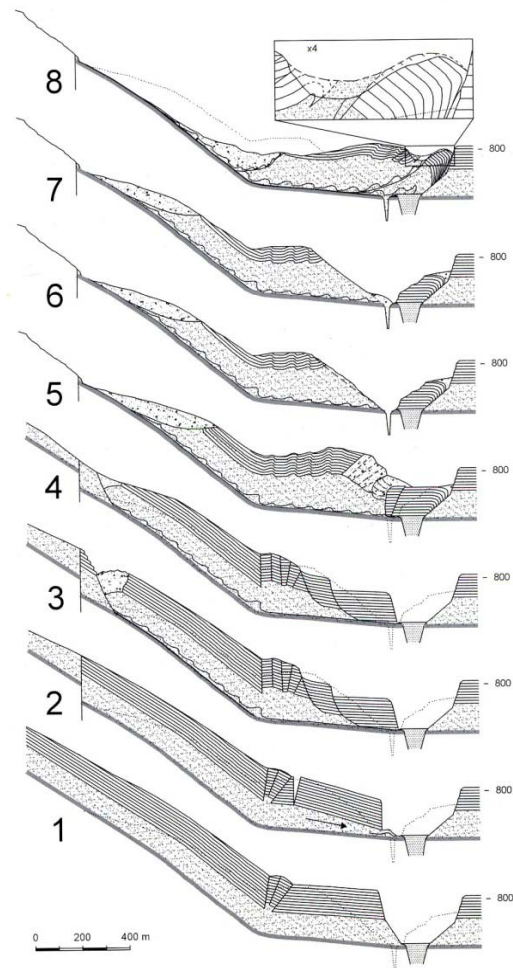
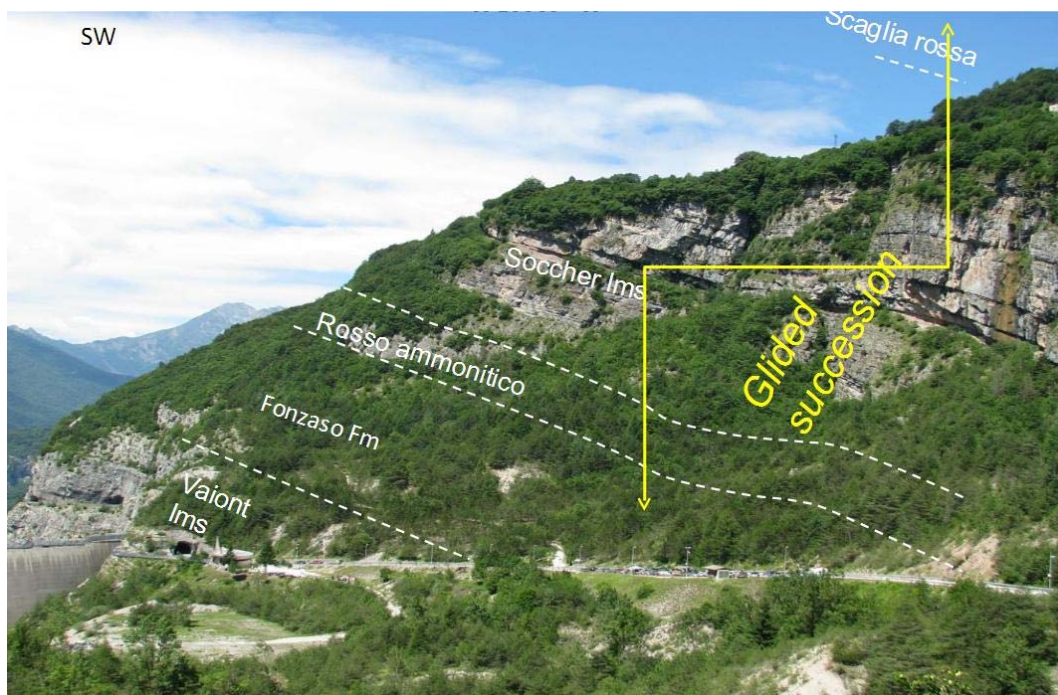


Fig. 24 Ricostruzione palinspastica dei movimenti di versante succeduti nel tempo. Sezione N - S del torrente Vajont, tratta da Semenza 2001.

Il 9 ottobre 1963, alle ore 22.39, circa 270 milioni di metri cubi di roccia si staccarono dal versante settentrionale del monte Toc e scivolarono verso nord per circa 300 - 400 m; il materiale franato apparteneva prevalentemente alla formazione del calcare di Soccher, dell'Ammonitico rosso e di Fonzaso. Nella foto di figura 25 abbiamo indicato la successione stratigrafica interessata dalla frana.



*Fig.25 Ricostruzione della stratigrafia della zona coinvolta dalla frana, vista dal versante opposto non franato.*

La massa franata risalì il fianco destro della valle per alcune decine di metri con una velocità tra i 20 e i 30 m/s.

Il meccanismo della frana può essere schematizzato come uno scivolamento traslativo lungo superfici di strato.

Nel disastro persero la vita circa 2090 persone. L'onda, formata in seguito alla caduta della massa nel bacino artificiale, superò la diga, raggiungendo Longarone.

La nicchia di distacco è ancora oggi molto evidente e presenta una caratteristica forma a M; ha una pendenza variabile tra 30 e 40 gradi.

La maggior parte della massa scivolata ha conservato nel complesso la forma e le strutture originarie presenti sul versante prima del franamento.

La diga è rimasta praticamente intatta, come si può vedere dalla foto in figura 26.



*Fig. 26 Immagine della diga del Vajont, vista dal lato di Erto e Casso.*



### 3. INDAGINI DI CAMPAGNA, ELABORAZIONE DATI E PATTERN DI INTERFERENZA

#### 3.1 Rilevamento delle strutture geologiche ed evidenze dinariche

Il presente lavoro si inserisce in un Progetto Strategico di Ateneo intitolato “Georisk”, al quale abbiamo partecipato in collaborazione con il team degli idrogeologi. L’obiettivo iniziale era chiarire i rapporti stratigrafici tra le litologie presenti e le strutture già cartografate da Semenza nel 1986. L’indagine strutturale ha messo in luce strutture deformative orientate in maniera non conforme alla tettonica alpina in s.s., alla quale è stata da sempre affidata la responsabilità deformativa della zona. L’evidenza di questa non conformità si è fortificata anche con l’osservazione dell’immagine LIDAR riportata in figura 27.

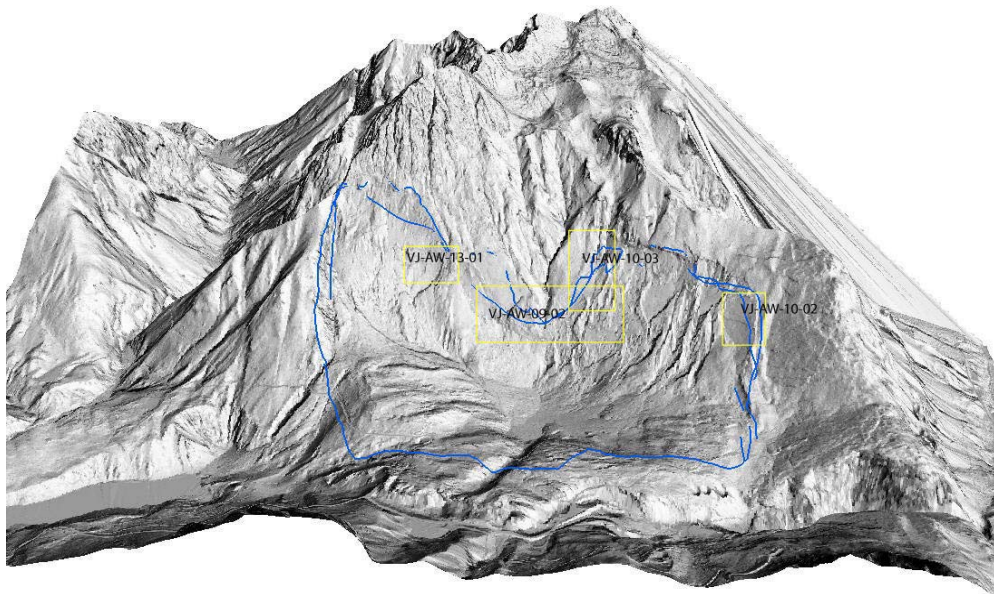


Fig. 27 Immagine LIDAR M.Toc, progetto Georisk.

Nell’immagine sono visibili complesse geometrie, caratterizzanti il piano di scivolamento della frana del 1963, che non possono essere attribuite ad un’unica fase deformativa. Ad esempio, la separazione del piano in due lobi, come a rappresentare una grande piega con asse N – S ed immergente verso N con angolo di circa 30°, non è attribuibile agli eventi compressivi alpini in s.s.

È emersa, pertanto, l’esigenza di misurare direttamente l’evidenza di questa fase

deformativa, di possibile origine dinarica. La dimostrazione di una fase deformativa dinarica in quest'area, permette anche di fare chiarezza sulle due ipotesi, proposte da Doglioni e Carminati (2008), sulle zone raggiunte dal fronte dinarico.

In primo luogo, abbiamo condotto un rilevamento nelle aree limitrofe al piano di scivolamento, per diagnosticare altre indicazioni di quanto ipotizzato. Sono stati valutati gli indicatori cinematici dei piani di faglia incontrati, per ricostruire il vettore spostamento.

Il caso più semplice per ricostruire il vettore spostamento su una superficie di faglia corrisponde alla individuazione di un elemento del tetto che possa essere chiaramente riconducibile ad un corrispondente punto sul letto della faglia. Utile a questo riguardo sono punti associati a cerniere di pieghe o altre strutture lineari facilmente riconoscibili; si tratta, però, di elementi raramente riscontrabili.

Se la superficie di faglia è affiorante, come nel nostro caso, si possono usare le lineazioni presenti.

La lineazione rappresenta il vettore spostamento ma non ci dà informazioni riguardo la dimensione dello spostamento o la direzione, in altre parole, se la faglia è inversa, normale, sinistra o destra.

Per comprendere il senso di slip si utilizzano delle irregolarità geometriche.

Le superfici di faglia, infatti, non sono strutture perfettamente planari; utili strutture cinematiche si possono formare nel momento in cui si verificano irregolarità geometriche.

Nello schema sotto riportato, fig. 28, si mette in evidenza come si possono formare dentellature (Stiloliti) per pressione - solution e genesi di minerali, per richiamo di fluidi nelle cavità formatesi per trazione.

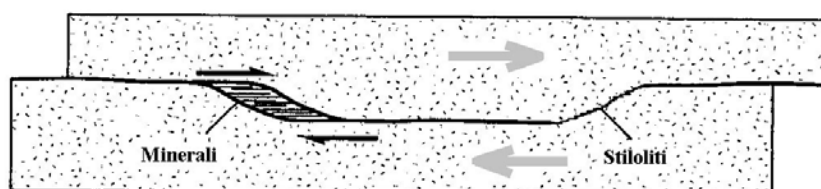


Fig. 28 Indicatori cinematici in un modello meccanico di un piano di faglia.

Anche piccole fratture, sviluppate lungo la superficie di faglia, possono mostrare disposizioni geometriche che forniscono informazioni riguardo al senso di slip

della faglia.

Queste fratture possono essere classificate in base al loro orientamento e alla loro cinematica, come riportato in figura 29.

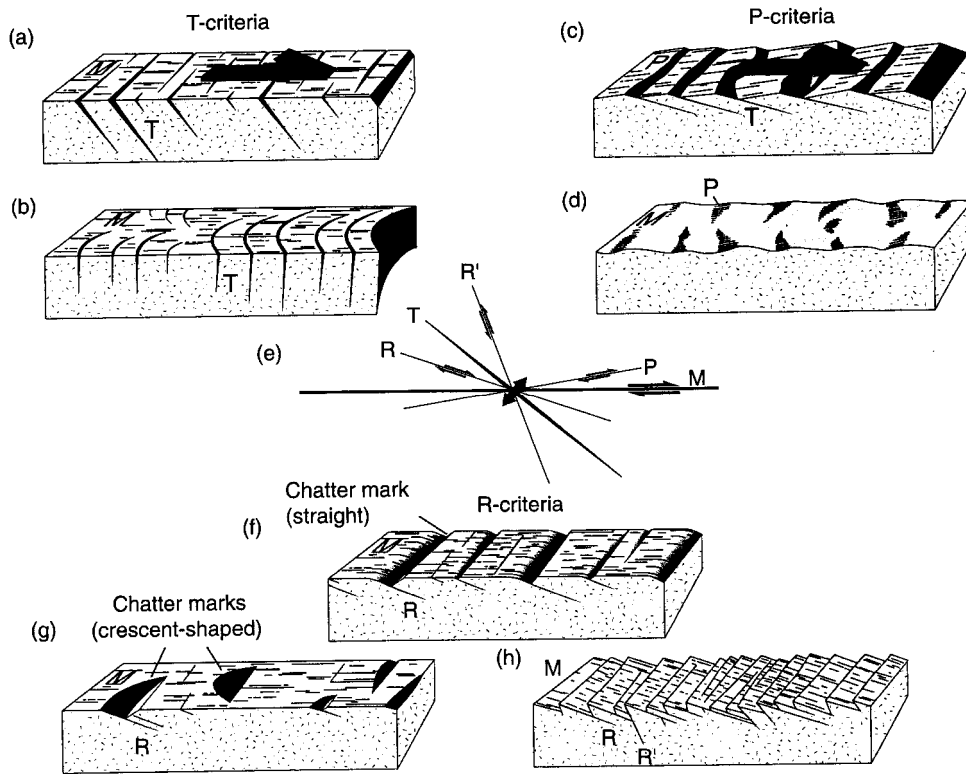
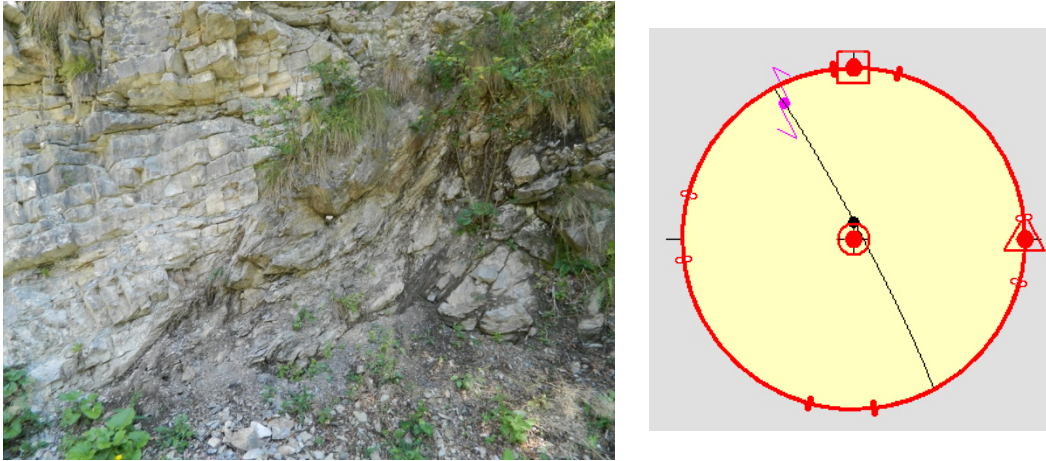


Fig. 29 I quattro principali gruppi di fratture secondarie, tratta da Petit, 1987.

Sulla base dei criteri cinematici sopra descritti, abbiamo effettuato rilevamenti lungo la vecchia strada dell'Enel (che rappresenta l'unica via percorribile all'interno della valle del Vajont) ed abbiamo individuato le seguenti evidenze dinariche.

Abbiamo registrato una faglia avente direzione di immersione  $62^\circ$  N e inclinazione  $68^\circ$ , con un pitch di  $180^\circ$ . La salbanda risultava, infatti, caratterizzata da indicatori cinematici in trascorrenza sinistra (coerenti con una cinematica alpina) ma il gauge fogliato (fig. 30) indicava una componente inversa, probabilmente riconducibile alla deformazione dinarica.



*Fig. 30 Gauge fogliato e stereo plot della faglia.*

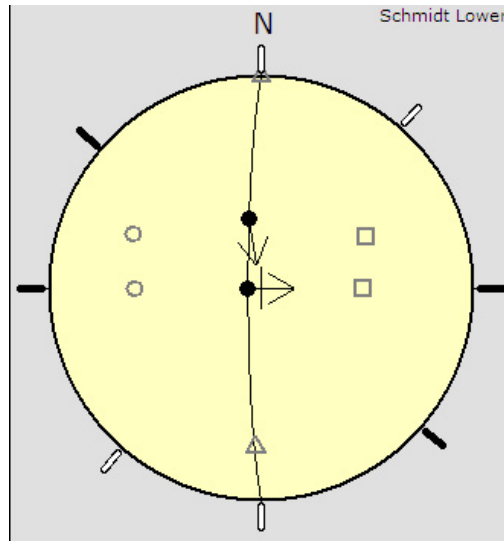
Un'altra indicazione di attività inizialmente compressiva su direttrici dinariche, è data dall'insieme strutturale, del quale la faglia misurata è un particolare, che risulta essere una struttura duplex associata ad una piega asimmetrica, che indica un trascinamento (fig. 31).



*Fig. 31 Struttura duplex.*

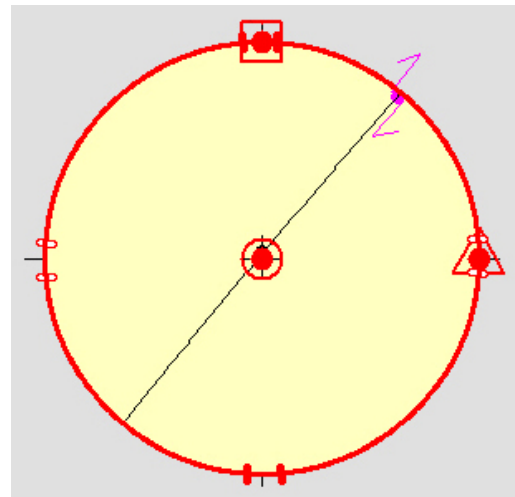
Un altro esempio di riattivazione di una faglia probabilmente dinarica, in trascorrenza alpina, rilevata sempre lungo la sinistra idrografica del T. Vajont, è stato registrato per un piano avente direzione di immersione  $270^{\circ}\text{N}$  e inclinazione  $85^{\circ}$ , con doppia striazione. La più recente, avente pitch  $350^{\circ}$  e quindi indicante trascorrenza sinistra, si sovrappone, infatti, a strie verticali aventi pitch di  $270^{\circ}$ , indicante faglia inversa. Nella figura 32, riporto il relativo stereo plot.





*Fig. 32. Stereo plot della faglia.*

Tra le strutture rilevate, riporto anche una faglia di direzione di immersione  $310^\circ$  N e inclinazione  $89^\circ$ , avente pitch  $180^\circ$  misurato su strie di calcite, che risulta avere una ben definita trascorrenza destra di tipo alpino. Nella fig 33, riporto la foto e il relativo stereo plot.



*Fig. 33 Immagine della faglia alpina e relativo stereo plot.*

Altra struttura duplex, ad orientamento dinarico, è riportata in fig. 34. La faglia immerge, infatti, a  $70^\circ$ N con una inclinazione di  $35^\circ$  e pitch  $270^\circ$ . È anch'essa legata ad una piega di trascinamento che indica movimento inverso.



Fig. 34 Struttura compressiva a duplex.

Di seguito riporto il plot stereografico del duplex (fig 35).

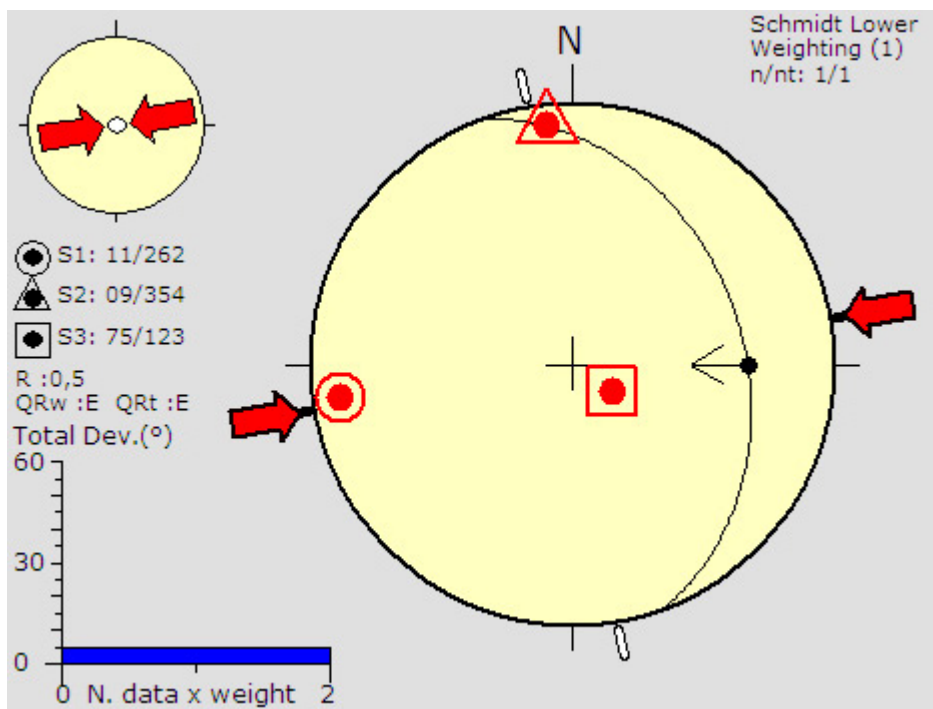
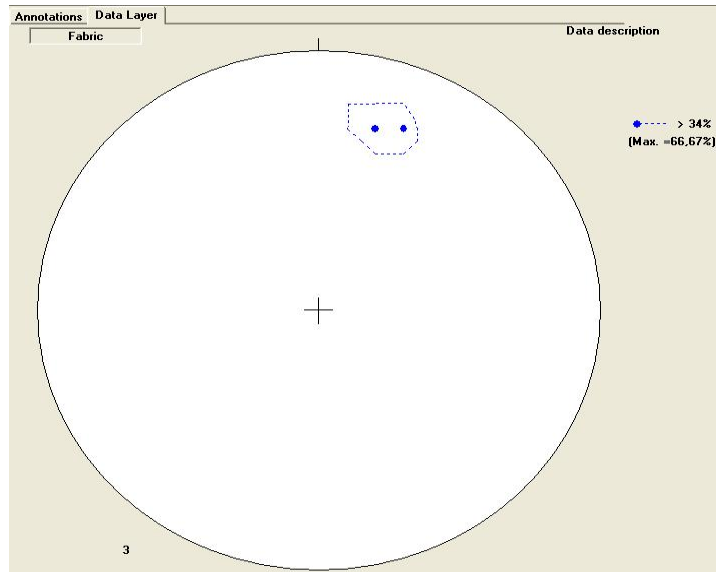


Fig. 35 Plot stereografico della faglia misurata con struttura duplex.

Altre strutture interessanti ai fini delle evidenze deformative polifasiche, sono alcune pieghe aventi orientazione dinarica, ben evidente nell'immagine stereografica relativa alla stima di densità assiale, fig 36.



*Fig. 36 Plot stereografico relativo all'orientazione delle pieghe visibili nella foto.*

### **3.2 Strutture di interferenza sul piano di scivolamento della frana**

Ulteriori evidenze dinariche, sono le geometrie di interferenza riscontrate lungo il piano di scivolamento della frana del 1963. Il rilevamento condotto lungo il piano di scivolamento è stato senz'altro più impegnativo, non solo per la complessa geometria delle strutture presenti (che rendono tale piano una superficie

estremamente ondulata) ma anche per le condizioni poco agevoli del terreno. Debris flow attivi e superfici molto inclinate e scivolose hanno reso le indagini più lente e laboriose.

Già dalla panoramica, riportata in fig. 37, è possibile evidenziare pieghe ripiegate e, quindi, strutture deformative complesse. Portandoci sul piano di scivolamento abbiamo misurato le caratteristiche geometriche principali, di tali strutture plicative, per poter realizzare un modello semplificato; anticipando i risultati più dettagliati che sarebbero previsti grazie ad un rilievo fotogrammetrico di dettaglio per mezzo di camere fotografiche montate su aeromodelli. All'atto della stesura di questo lavoro, purtroppo l'indagine fotogrammetrica non è stata ancora eseguita.



*Fig. 37 Panoramica della nicchia di distacco della frana del Vajont.*

Tuttavia, riporto di seguito una serie di scatti che evidenziano le complesse geometrie oggetto del mio studio.



*Fig.38 Lobo orientale del piano di scivolamento.*



*Fig. 39 Particolare dell'interferenza dei due sistemi deformativi, lungo il piano di scivolamento.*



*Fig. 40 Visione più allargata della interferenza.*



*Fig. 41 Netta geometria di interferenza, con formazione di una piega ripiegata.*

Per procedere alla comprensione geometrica delle strutture indagate, abbiamo misurato le giaciture dei fianchi di alcune di queste pieghe, in maniera tale da ricavare informazioni riguardo i loro assi e piani assiali.

I dati in nostro possesso, purtroppo, non sono molti a causa delle difficoltà logistiche segnalate precedentemente e delle limitazioni che impone il rilevamento per una tesi di laurea triennale; ma sono stati comunque sufficienti per definire un modello semplificato e per comprendere qualcosa in più sulla storia deformativa alla quale è stata soggetta la zona.

La letteratura disponibile e gli studi di dettaglio compiuti da molti autori sull'area alpina, permettono di ricostruire gli eventi relativi al ciclo alpino dell'area rilevata.

I dati raccolti durante il rilevamento, riportati nella tabella sottostante, sono stati elaborati mediante l'utilizzo del software GEORient, che ha permesso la realizzazione di un plot stereografico rappresentante l'emergenza dei poli degli assi delle pieghe sull'emisfero inferiore, indicando, quindi, la loro orientazione.

<b>PIEGHE PIANO DI SCIVOLAMENTO</b>					
<b>Dip 1</b>	<b>DipDir1</b>	<b>Dip2</b>	<b>DipDir2</b>	<b>PLUNGE</b>	<b>TREND</b>
40	30	60	220	6	307
60	220	75	86	42	162
20	270	80	40	15	313
80	40	20	270	15	313
30	5	55	15	9	292
40	45	60	0	39	62
45	42	75	304	43	20
89	262	42	25	37	351
56	305	56	70	34	7
40	30	10	305	3	166
41	308	21	188	15	235
60	50	30	340	30	339
27	360	35	20	23	328
30	360	50	355	6	80
60	50	35	60	11	133
40	25	40	0	39	12
40	15	70	15	0	285
70	15	40	15	0	285
50	40	20	30	5	314

Il risultato, in figura 42, mette in evidenza una sequenza di dati piuttosto dispersi. La cosa non è sorprendente visto che ci si trova in condizioni di interferenza tra pieghe, dove l'orientazione delle pieghe di prima fase viene variata a causa della deformazione operata dalla fase plicativa successiva.

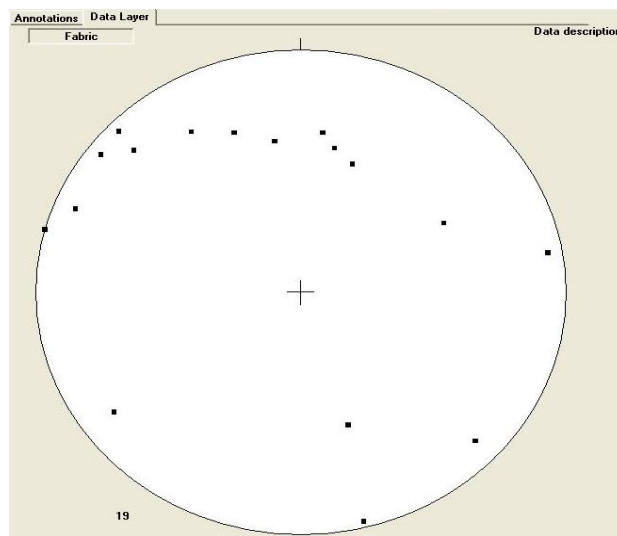


Fig. 42 Plot stereografico dell'emergenza degli assi delle pieghe.

Questo non impedisce, però, di elaborare un'interpretazione basata sulle conoscenze delle deformazioni che hanno caratterizzato l'orogenesi alpina nel Sudalpino orientale; in particolare delle fasi mesoalpine ed eoalpine.

Partendo dall'analisi della successione temporale delle deformazioni che hanno colpito l'area di studio, che secondo Castellarin (1980) si possono schematizzare in 4 eventi:

- ▲ stadio dinarico in s.s., tra il Mastrichiano (cretaceo sup.) e il Priaboniano; compressione NE - SW;
- ▲ stadio Cattiano – Burdigaliano del neoalpino; compressione NNE - SSW;
- ▲ stadio Langhiano – Tortoniano, neoalpino; compressione N - S (alpino in s.s)
- ▲ stadio Messiniano – Plio – Quaternario; compressione NW - SE / N – S;

ho analizzato nuovamente il plot stereografico delle emergenze degli assi.

Dividendo in nubi di densità lo stereogramma, si ottengono due concentrazioni interessanti, (figura 43).

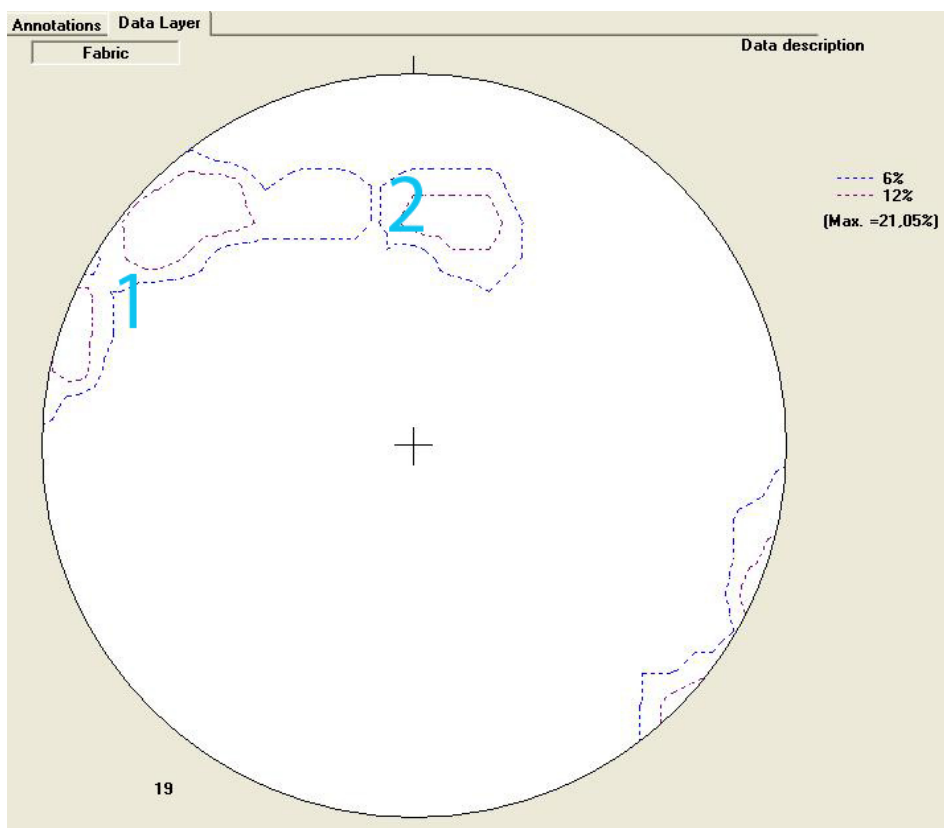


Fig. 43 Divisione del plot stereografico in nubi di densità polare.



La concentrazione di dati n°1, che mostra assi sub orizzontali mediamente orientati a W - NW, è relativa a pieghe che potremmo associare alla fase deformativa Cattiano – Burdigaliana; che caratterizza il primo stadio Nealpino.

La nube n° 2, orientata quasi N - S, con assi inclinati di circa 35° potrebbe rappresentare una deformazione ad orientamento dinarico, ripiegata probabilmente dalle forze deformative responsabili delle orientazioni relative alla nube 1, che ha comportato una rotazione azimutale degli assi di circa 30°.

In questa maniera, abbiamo rilevato due deformazioni che comportano figure di interferenza a geometria singolare.

Molto probabilmente, potremmo avere un dettaglio maggiore e l'evidenza di possibili fasi deformative successive per mezzo dell'indagine fotogrammetrica eseguita da rilievo fotogrammetrico con aeromodelli.

### **3.3 Teoria sui modelli di interferenza**

Per modellizzare la geometria di interferenza e poterla classificare è necessario introdurre alcuni concetti teorici.

Pieghe deformate da una successiva fase di piega sono conosciute come pieghe ripiegate e il modello risultante si riferisce ad un pattern di pieghe di interferenza.

Si possono trovare pattern di pieghe di interferenza semplici o complessi, in base all'orientazione dei due set di pieghe.

John Ramsay (1967) distinse quattro principali modelli, basati sull'orientazione relativa dei piani assiali e degli assi delle pieghe. In fig. 44 è riportata la sua classificazione.

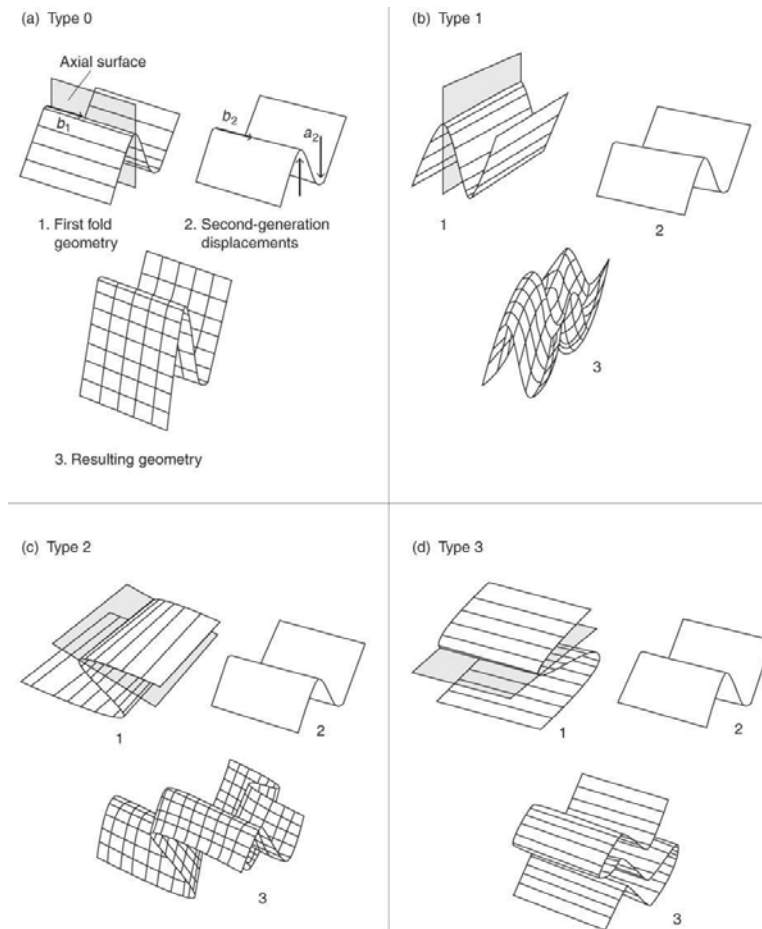


Fig. 44 Classificazione 3D, Ramsay 1967.

Tipo 1 → Classica struttura a duomi e bacini

Tipo 2 → Boomerang type

Tipo 3 → Tipo a forma di gancio (o piega ripiegata s.s.)

Tipo 0 → Definito da due identici ma temporaneamente separati sistemi di pieghe che comportano una struttura a pieghe più strette.

Gli schemi di interferenza derivano per definizione dalla sovrapposizione di una fase deformativa su una serie precedente di strutture e nella maggior parte dei casi è possibile determinare le loro relazioni temporali in base alle relazioni di sovraimpressione. Il verificarsi di tali rapporti e modelli di pieghe di interferenza in generale, è tradizionalmente considerato come la prova di deformazioni polifasiche.

Tuttavia, è importante capire che alcuni modelli di interferenza possono risultare da una singolo evento. In particolare, il modello tipo 1 di Ramsay può essere il risultato di una singola fase di deformazione eterogenea non coassiale, o di amplificazione di irregolarità preesistenti.

La geometria del modello dipenderà dalle relative orientazioni delle due pieghe. La relazione tra le due orientazioni è definita usando l'angolo  $\alpha$ , tra le due cerniere, e l'angolo  $\beta$ , tra la normale al piano assiale della prima piega e la normale alla cerniera della seconda piega, misurata sul piano assiale di F2; come si vede nella figura 45.

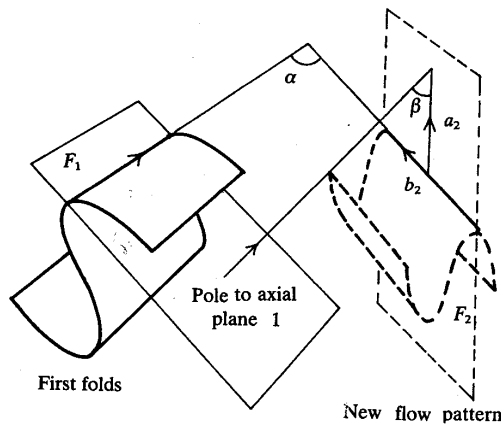


Fig. 45 Relazione angolare tra le orientazioni delle due pieghe, tratta da Thiessen e Means, 1980.

Le strutture ripiegate vengono divise in 4 tipi, in base alle caratteristiche di interferenza in 2 dimensioni, come si può vedere in fig. 46 (Ramsay, 1967).

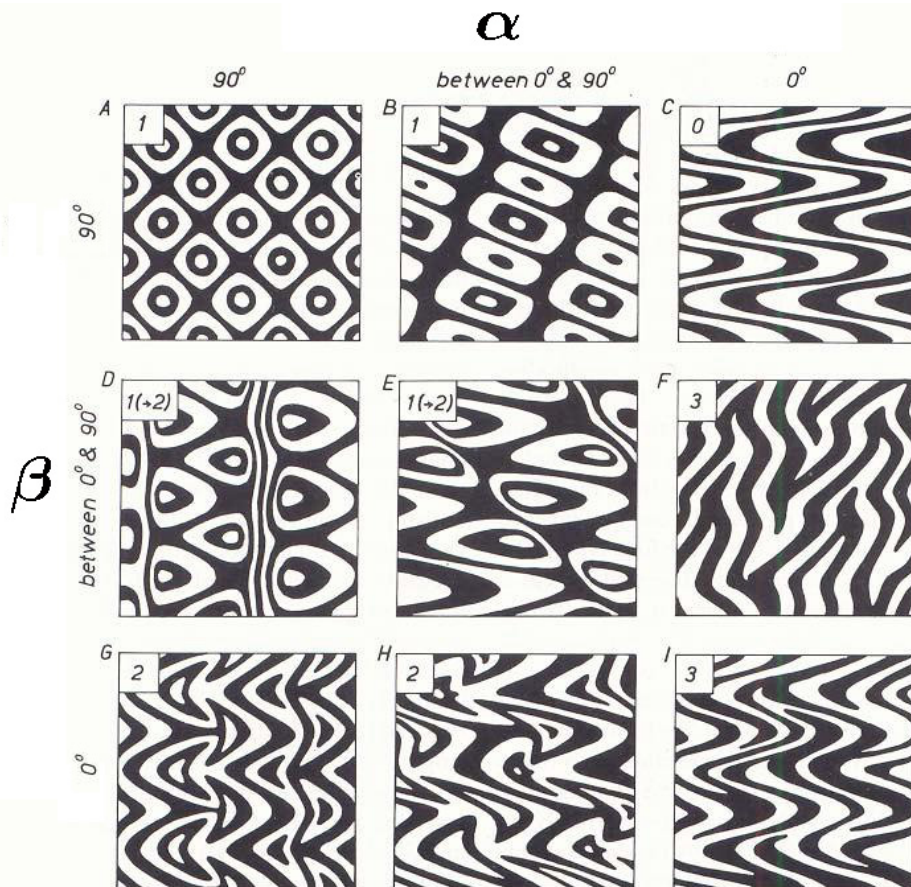


Fig. 46 Classificazione 2D delle geometrie di interferenza, Ramsay 1967.

Una lacuna di questa classificazione è che deriva da modelli di interferenza 2D, quando la modellazione cinematica dimostra che non sono inequivocabilmente diagnostici per strutture ripiegate tridimensionali (Thiessen and Means, 1980).

Per evitare confusione, il termine 'strutture ripiegate' è utilizzato per forme tridimensionali; 'modelli di interferenza' viene utilizzato, invece, per le forme su due dimensioni.

Thiessen e Means (1980) hanno modificato ed esteso la classificazione di Ramsay, introducendo altri parametri angolari: l'angolo  $\gamma$  tra l'asse della prima piega e la normale al piano assiale della seconda piega (C2), e l'angolo  $\delta$  tra la normale al piano assiale di F2 e la normale al piano di F1 (fig. 47)

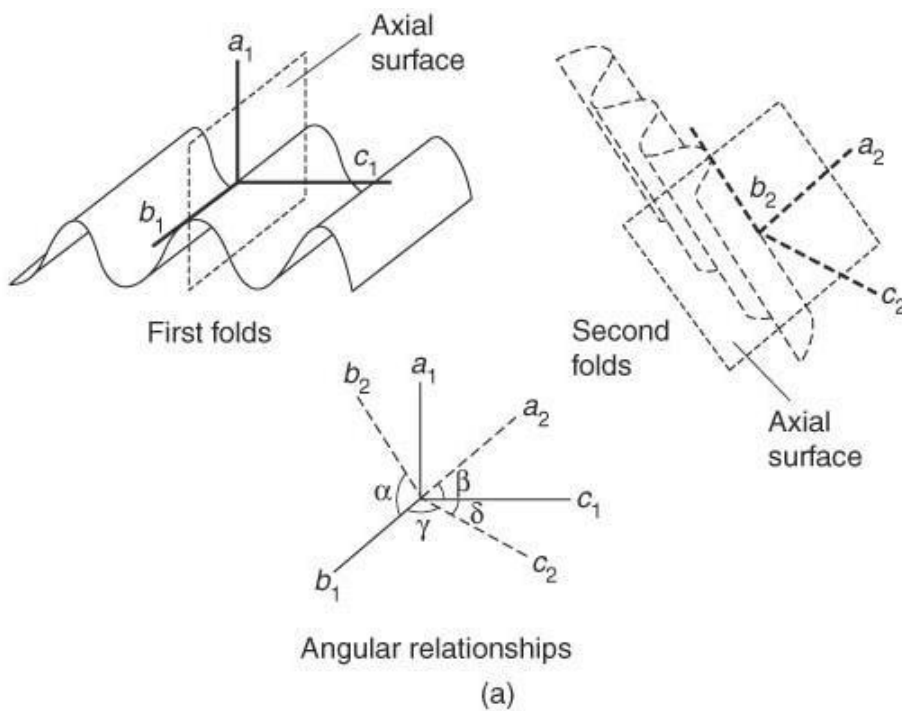


Fig. 47 Relazioni angolari delle orientazioni dei due sistemi di pieghe, tratta da Thiessen and Means, 1980.

Questi angoli possono essere plottati lungo i bordi di un cubo e qualsiasi combinazione delle orientazioni di F1 ed F2 risulterà tracciata come un punto sopra, o dentro, il cubo (fig. 48).

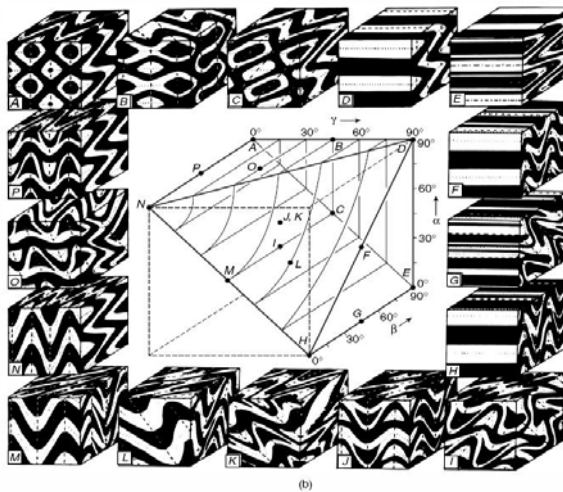


Fig. 48 Classificazione 3D di Thiessen e Means, 1980.

Grasemann B. et al. (2004), ispirati dal lavoro di Fussei e Grasemann (2002), estesero la classificazione attraverso considerazioni geometriche; gli orientamenti relativi degli assi di riferimento possono essere considerati come una rotazione dall'origine di una matrice coseno L, generata dagli indici evidenziati in fig. 49.

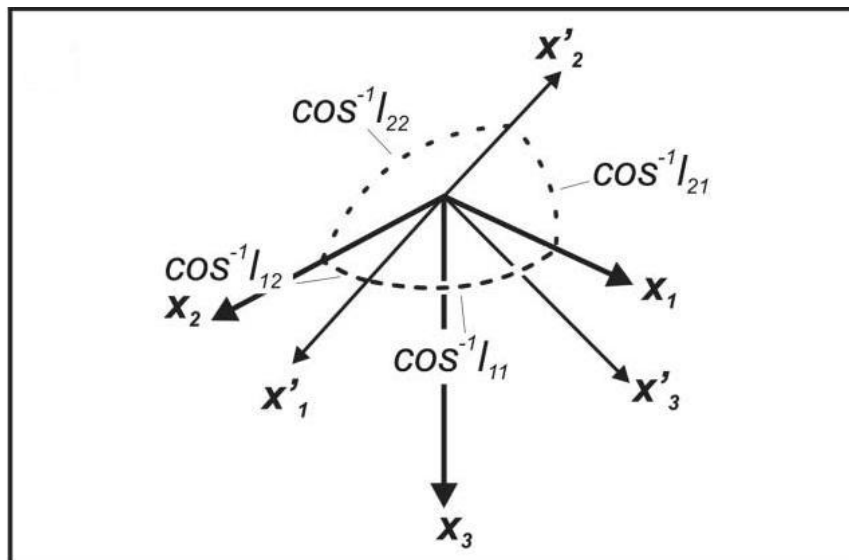


Fig. 49 Rappresentazione grafica della matrice coseno L, tratta da Grasemann et al., 2004.

Riporto la matrice, in quanto sarà utilizzata successivamente per elaborazione con software Matlab.

$$L = \begin{pmatrix} l_{11} & l_{12} & l_{13} \\ l_{21} & l_{22} & l_{23} \\ l_{31} & l_{32} & l_{33} \end{pmatrix}$$

Dal punto di vista reologico possiamo distinguere due tipologie di classificazione del ripiegamento:

1. nel ripiegamento passivo utilizzato da Ramsay, Thiessen e Means, gli strati ripiegati non mostrano alcun contrasto di competenza (es. viscosità), di conseguenza non è coinvolta instabilità meccanica. Quindi non è attivo alcun processo di selezione della lunghezza d'onda della deformazione;
2. nel ripiegamento attivo, gli strati piegati in presenza di un evidente contrasto di competenza, definiscono un'instabilità del carico di punta con un processo di selezione della lunghezza d'onda.

Nel presente elaborato ho utilizzato la classificazione legata al ripiegamento passivo.

### 3.3.1 Modello sperimentale dell'area studiata

Per realizzare il modello di interferenza sono partito dalle relazioni tra le due pieghe che interferiscono.

Per far questo è stato necessario individuare due pieghe rappresentative del contesto deformativo, in linea con l'interpretazione che ho dato della zona.

Ho scelto, pertanto, due giaciture tra le due nubi di densità che ho individuato nella proiezione stereografica, una piega alpina F1 e una dinarica F2.

Le giaciture delle pieghe sono:

	Fianchi	Assi
F1	30°/5°N // 55°/15°N	8°/292°N
F2	56°/305°N // 56°/70°N	34°/7°N

Utilizzando il programma GeoCalculator, ho ricavato il piano bisecante i fianchi delle pieghe F1 e F2, ottenendo rispettivamente:

	Inclinazione	Direzione di immersione
F1	42°	11°N
F2	90°	277°N

Ho ricavato, anche, la normale al piano assiale di F1:

C1 = plunge 48° – trend 191°N

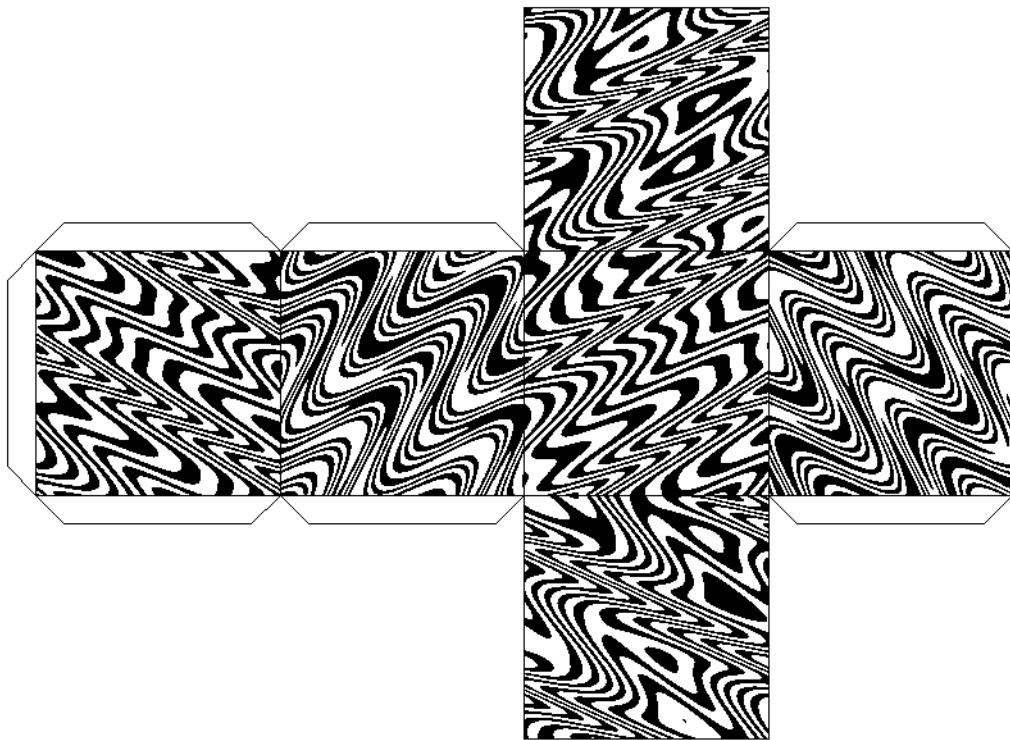
e da ciò ho potuto calcolare l'angolo  $\alpha = 75^\circ$  e  $\beta = 48^\circ$ .

Utilizzando la classificazione di Ramsay (1967), ho potuto, quindi, definire la tipologia della geometria osservata, che risulta essere Type 1(→2).

Partendo dalla consapevolezza che la situazione geometrica risultante dalla classificazione di Ramsay non corrispondeva del tutto alla realtà geometrico – morfologica rilevata, ho migliorato l'analisi classificativa utilizzando il metodo di Thiessen e Means (1980).

I valori angolari di  $\gamma$  e  $\delta$ , calcolati tramite il software GeoCalculator, risultano essere rispettivamente  $65^\circ$  e  $75^\circ$ ; questo permette di classificare l'interferenza come di tipo K.

Per rendere più semplice la visualizzazione in 3D della geometria ricavata con questo metodo, ho utilizzato uno script Matlab, realizzato da Martin Schopfer del Fault Analysis Group ([University College Dublin](#)), integrato con le mie misure, per generare modelli cartacei da poter stampare e comporre (fig. 50).



*Fig. 50 Papermodel della geometria di interferenza della zona studiata.*

Con il papermodel si ha un'idea abbastanza chiara della geometria che potrebbe caratterizzare la figura di interferenza della zona del Vajont, sui dintorni di Rio Massalezza. Per rendere ancora più significativa la visualizzazione in 3D, ho riprodotto, tramite un secondo script Matlab (in allegato), un'immagine per un solo layer della figura di interferenza che si viene a creare all'intersezione tra i due sistemi deformativi (fig. 51a e 51b). Il risultato si ottiene fornendo al

programma di calcolo i dati angolari già descritti.

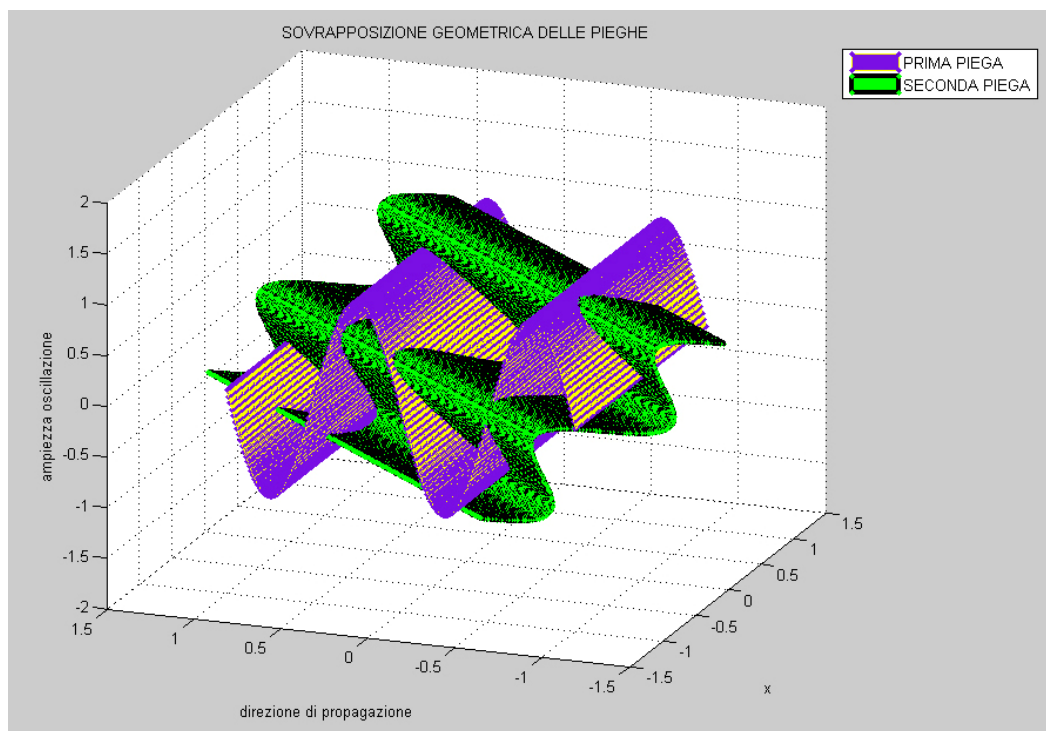


Fig. 51a Ricostruzione 3D dell'orientazione dei due treni di pieghe.

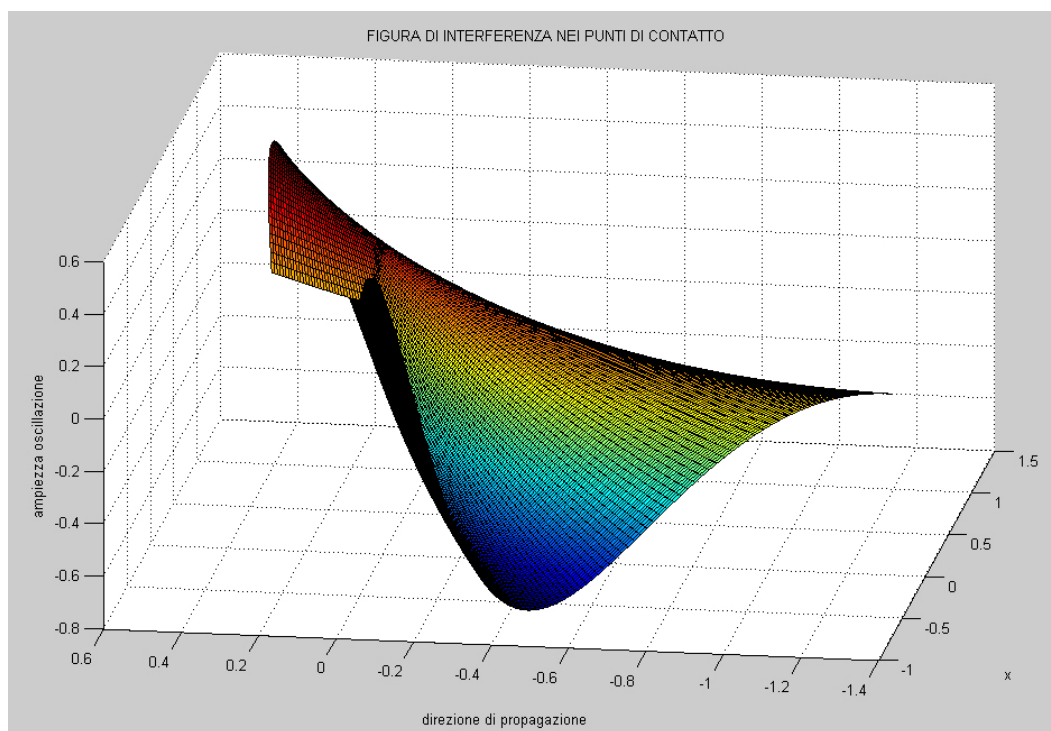


Fig. 51b Ricostruzione 3D dell'intersezione tra i due orientamenti.



### *3.3.2 Limiti del modello e possibili correttivi*

Nel processo di elaborazione di un modello, procedendo dal semplice al complesso, si ammettono alcune semplificazioni. Allo scopo di poter perfezionare il risultato, è importante aver coscienza delle semplificazioni introdotte per poterle progressivamente eliminare; rendendo, pertanto, il modello più realistico.

Una prima limitazione riguarda lo scarso numero di giaciture misurate, causato e da difficoltà logistiche e da limitazioni imposte dal lavoro di una tesi triennale, che non permette di sviluppare per intero tutto le indagini necessarie.

Lo scarso numero di misure rende l'interpretazione dello stereo plot, con la divisione in due nubi di densità, un po' azzardata. A queste semplificazioni si potrebbe rimediare con i dati di fotogrammetria con aeromodelli, di cui ho già accennato.

Un'altra semplificazione importante riguarda l'aver ritenuto i layers omogenei, senza considerare le anisotropie che sicuramente sono punti di nucleazione di buckling.

Ho reso omogeneo anche l'intero pacco di layer, senza considerare il contrasto di competenza tra di essi e quindi l'eventuale selezione di lunghezza d'onda. La mia proposta di classificazione si basa su un modello cinematico - geometrico, che non considera il contrasto di competenza tra gli strati che potrebbe influenzare la geometria della piega.

I modelli di interferenza hanno subito un'evoluzione scientifica, partendo da metodi che semplificavano la realtà, passando a modellizzazioni di maggior dettaglio, che ammettono maggior varietà nelle geometrie di interferenza. Alcuni di questi metodi sono basati esclusivamente su caratteristiche geometriche, altri prendono in considerazione anche caratteristiche reologiche. Il progressivo aumento delle conoscenze matematiche e miglioramento dei software a disposizione, permette oggi di approdare a modelli complessi ed estremamente congruenti alla realtà, come nel caso della geometria differenziale, attualmente considerata la tecnica più affidabile e precisa.

La geometria differenziale è una branca della matematica il cui oggetto di studio è la descrizione quantitativa di curve e superfici.

Utilizzando questa tecnica di calcolo si possono ottenere descrizioni delle strutture geologiche che soppiantano le approssimazioni basate su ipotesi di cilindricità

della piega e tecniche di analisi classiche, basate sulle misurazioni delle giaciture riportate in proiezioni stereografiche (Mynat et al., 2007).

Mentre molti metodi esistenti per descrivere superfici piegate assumono cilindricità e/o simmetria della struttura, la geometria differenziale ammette la descrizione quantitativa di qualsiasi forma di piega, indipendentemente dalla sua simmetria o dalle sue variazioni spaziali.

La classificazione geologica con questo metodo permette di identificare la curvatura specifica, la forma e l'orientazione di punti sulla superficie geologica; questo permette di individuare aree di somiglianza strutturale e facilita il confronto multi-scala delle forme strutturali (es. Antiforme) con le caratteristiche strutturali (es. Densità di fratture), come si vede nelle immagini successive, figura 52.

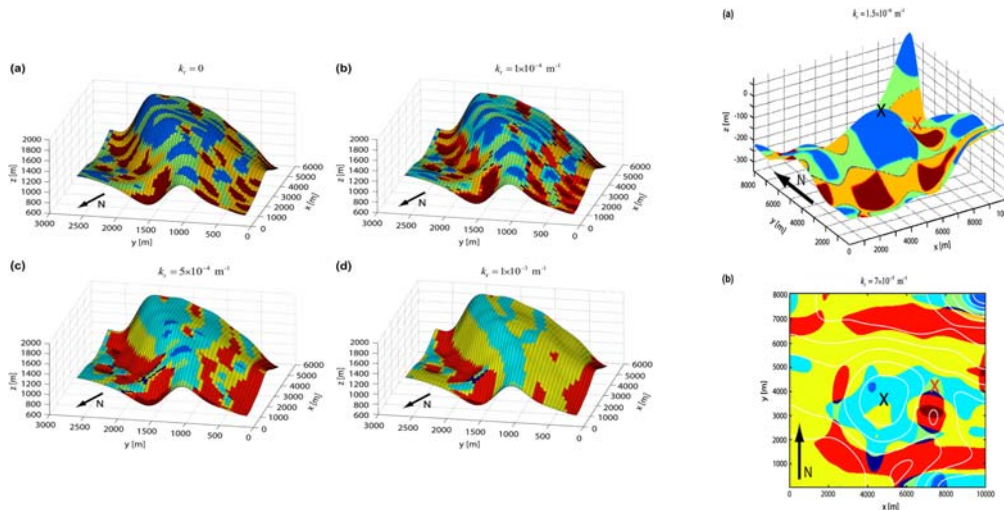


Fig. 52 Superfici di curvatura geologica, tratta da Mynat et al., 2007.

In conclusione, sarebbe interessante poter concludere il lavoro applicando al mio modello semplificato la tecnica della geometria differenziale, utilizzando tutte le variabili reologiche non considerate, ed approdare ad un modello più attendibile.

### 3.4 Il caso della sorgente di Ega Nass

Riconoscere la presenza di deformazioni dinariche nella zona di studio, permette di rivedere e risolvere alcune ambiguità legate, ad esempio, al circuito idrogeologico che caratterizza il monte Toc.

A questo riguardo è stata indagata la sorgente che si trova in località Ega Nass, nei pressi del paese di Dogna, sul versante ovest del M. Toc (fig. 53).



*Fig. 53 Sorgente Ega Nass, versante W M. Toc.*

Il regime idrologico della sorgente, appartenente ad un circuito carsico, dipende dalle caratteristiche climatiche della zona e dall'assetto geologico – strutturale al quale appartiene. Il controllo strutturale del bacino sulla sorgente è quanto abbiamo cercato di indagare alla luce del modello strutturale, precedentemente elaborato sulla zona del Vajont. La foto di fig. 54 permette di osservare il controllo che le strutture geologiche esercitano sui circuiti idrogeologici della Valle del Vajont e zone limitrofe.



*Fig. 54 Nell'immagine si notano alcune condotte carsiche sviluppate in zona di faglia, valle Mesazzo.*

In un sistema carsico, che possiede un grado di complessità ed eterogeneità maggiore rispetto ad altre tipologie di acquiferi, l'acqua si può infiltrare nel sottosuolo attraverso vie diverse; la sua riemersione dipende anche dalle strutture che ne controllano lo scorrimento e pertanto la genesi. Il rilevamento di campagna nella zona di sorgente ha permesso di osservare che essa si localizza al contatto tra

un materiale permeabile (Calcare del Vajont) e uno impermeabile (Formazione di Igne), come si vede molto bene nell'immagine in fig. 55.



*Fig. 55 Evidenza del contatto litologico tra Calcare del Vajont e Formazione di Igne.*

Sono apparse, invece, interessanti le giaciture degli strati. La genesi più tipica di una sorgente, controllata dalla stratigrafia, avviene lungo strati a franapoggio rispetto al versante. Tuttavia, nel caso della sorgente Ega Nass, l'immersione degli strati è quasi a reggipoggio rispetto al versante (Dip:  $37^\circ$ , DipDir:  $75^\circ$  N); ciò porterebbe l'acqua verso direzioni interne al versante o comunque non permetterebbe la sua emersione nella sorgente in oggetto. L'indagine strutturale ha permesso di evidenziare delle linee di faglia che potrebbero aver facilitato la genesi della sorgente. Le due faglie riconosciute sono in fig. 56.



*Fig. 56 Fagliazioni in prossimità della sorgente di Ega Nass.*

La faglia n°1 presenta indicatori cinematici che permettono di misurare, con un certo errore, anche i parametri di movimento, riconducibili a deformazione alpina. La superficie di faglia n°2 risulta più alterata, pertanto non siamo stati in grado di riconoscerne gli indicatori.

In tabella riporto i dati delle misurazioni sulle faglie:

FAGLIA 1	FAGLIA 2
Dip: 50°	Dip: 45°
DipDir: 220° N	DipDir: 250° N
Plunge: 12°	
Trend: 145° N	
Pitch: 190°	

Per un'interpretazione conclusiva di quanto esposto sulla genesi della sorgente, ho utilizzato un profilo E – W elaborato all'interno del progetto Georisk da me modificato, (fig. 57), e le informazioni strutturali ricavate sulle geometrie di interferenza oggetto del nostro lavoro.

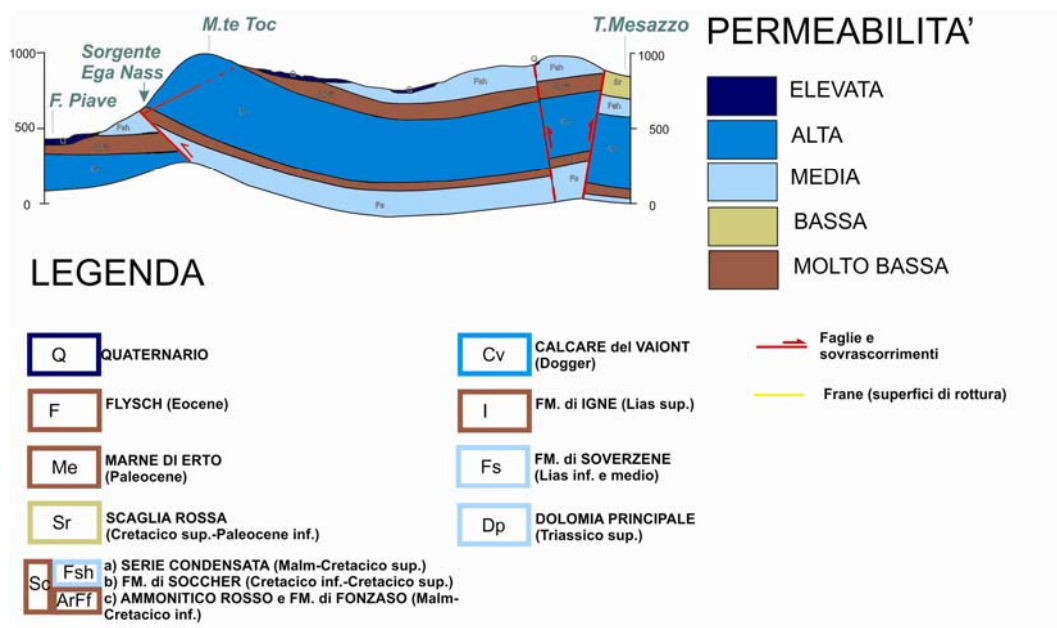


Fig. 57 Profilo E – W modificato, passante per la sorgente di Ega Nass, progetto Georisk 2011.

Sulla carta geologica redatta da Semenza (1986) in località Ega Nass passa una faglia N – S da lui interpretata come trascorrente e sub – verticale (faglia denominata Col delle Tosatte), eredità distensiva di età mesozoica. Attualmente la zona interessata dalla faglia risulta inaccessibile all’indagine a causa della folta copertura vegetale. I dati raccolti durante questo lavoro permettono di avanzare una nuova ipotesi in merito; la faglia potrebbe essere immergente verso est ed interpretata come inversa, prodotta dalla compressione dinarica, e successivamente resa trascorrente da riattivazione alpina. Le due faglie rilevate in prossimità della sorgente potrebbero essere interpretate, in questo caso, come faglie coniugate della faglia dinarica, come dimostrato anche dal plot stereografico di fig. 58.

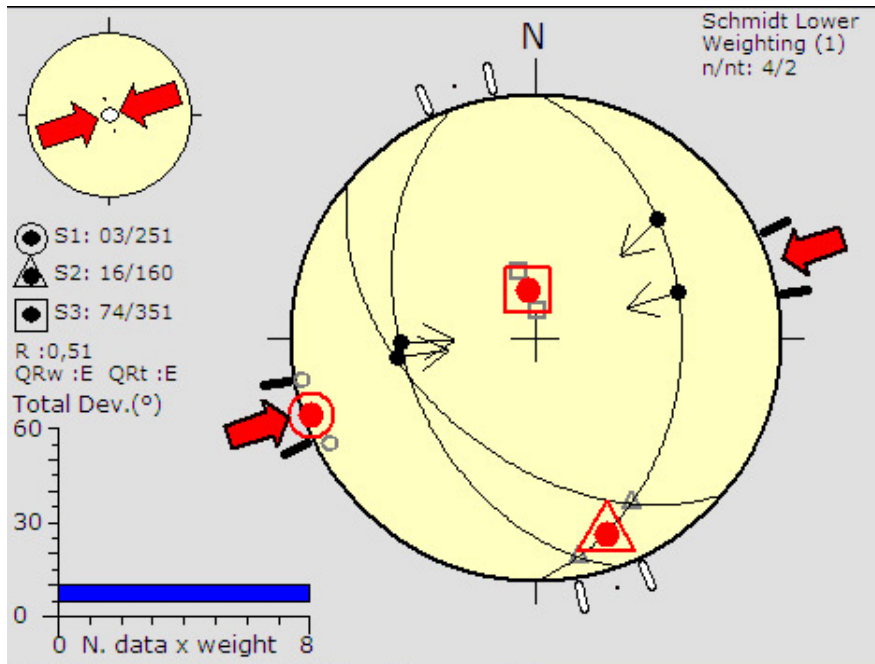


Fig. 58 Plot stereografico delle faglie coniugate.

Tali faglie favorirebbero solo in parte l'emergenza d'acqua, in quanto, l'interpretazione compressiva, associata allo studio della geometria di interferenza, ci permette di ipotizzare che gli strati rocciosi creino delle ondulazioni con formazione di bacini localizzati sulla Formazione di Igne, (che in occasione di precipitazioni intense o di scioglimento delle nevi si saturerebbero velocemente). La presenza della fagliazione infine, permetterebbe all'acqua di fuoriuscire generando la sorgente.



#### 4. CONCLUSIONI

Aver fatto parte di un Progetto Strategico di Ateneo (Georisk) mi ha permesso di comprendere che lo studio di un territorio (naturale e antropizzato) richiede un'ampia serie di competenze transdisciplinari, conformi alla complessità dell'indagine; ciò richiede un impegno che trascende i tempi e i crediti riservati ad una tesi triennale.

Mi sono rivolto al problema scientifico dapprima consultando parte della poderosa bibliografia specialistica, sulle Alpi e sull'area del Sudaplino, per lo più in inglese e successivamente eseguendo un lavoro sperimentale.

L'obiettivo propostomi consisteva nel chiarire i rapporti stratigrafici tra le litologie presenti, anche in relazione con le strutture precedentemente cartografate (E. Semenza, 1986), ma l'indagine strutturale condotta ha evidenziato, anche con l'ausilio dell'immagine LIDAR, strutture deformative che non possono essere interpretate alla luce dei soli eventi che hanno caratterizzato l'orogenesi alpina nella zona. Si è trattato, pertanto, di contribuire a far luce sulla dibattuta questione di quale peso possa aver avuto la tettonica dinarica nel territorio della Val Vajont.

Questo, nella convinzione che l'interferenza prodottasi tra le due fasi deformative possa aver influenzato la dinamica (cinematica) dell'evento franoso del 1963 e possa controllare tutt'ora le emergenze d'acqua e la circolazione idrogeologica.

Le evidenze di tettonica dinarica nella valle del Vajont, sono state rilevate sul piano di scivolamento della frana e nella zona limitrofa, lungo la vecchia strada dell'Enel, che congiunge Dogna al settore meridionale della diga.

Sulle faglie rilevate, ho valutato gli indicatori cinematici per ricostruire il vettore spostamento, da questi ho derivato i plot stereografici, con l'ausilio del software Win Tensor, e ricostruito i campi di stress.

Le deformazioni plastiche incontrate, sono state misurate ed elaborate con il software GEORient. Il programma ha permesso di realizzare proiezioni stereografiche relative all'emergenza degli assi delle pieghe, da cui ho successivamente ricavato un modello di interferenza tra fasi deformative alpina e dinarica.

Utilizzando la classificazione di Ramsay (1967), basata sul modello di interferenza 2D, ho potuto classificare la tipologia della mia geometria di interferenza, come di tipo 1 ( $\rightarrow$ 2).

Ho migliorato l'analisi classificativa utilizzando il metodo di Thiessen and Means (1980) che mi ha permesso di consolidare la classe al tipo K.

Per giungere ad una rappresentazione migliore della geometria in 3D, relativa alla classificazione di tipo L, ho utilizzato uno script Matlab (realizzato da Martin Schopfer del Fault Analysis Group – dell'Università di Dublino) dal quale ho ricavato un papermodel della geometria di interferenza.

Una seconda elaborazione dei dati, utilizzando il software Matlab, ha permesso di visualizzare in 3D la figura di interferenza che si viene a creare, per un solo layer, all'intersezione tra i due sistemi deformativi, alpino e dinarico.

L'impegno profuso in questo lavoro mi ha permesso di individuare alcuni limiti del modello geometrico, imposti dalle semplificazioni accettate, e alcuni possibili correttivi.

Per quanto riguarda i limiti, essi sono dovuti al numero di misure di giaciture rilevate, che non sono state numerose come avrei voluto; in parte a causa di difficoltà di rilevamento sul piano di scivolamento e in parte per i limiti temporali del rilevamento stesso e del lavoro di elaborazione. Un contributo importante arriverà dai dati di fotogrammetria con aeromodelli, prevista nell'ambito del Progetto Georisk, ma non ancora effettuata all'atto della stesura della tesi. Un altro limite al modello è relativo al fatto che la classificazione da me adottata si basa su un modello cinematico – geometrico e non considera il contrasto di competenza tra gli strati, che potrebbe influenzare le geometrie delle pieghe. Una modellazione più realistica potrebbe senz'altro derivare dall'applicazione della geometria differenziale, che permette di utilizzare le variabili reologiche.

In fine, per stimare il controllo che le strutture geologiche, prodotte dall'interferenza delle due fasi deformative, esercitano sui circuiti idrogeologici, ho preso in esame la sorgente di Ega Nass, in località Dogna – versante occidentale del M. Toc. L'indagine strutturale ha permesso di individuare, anche in questo caso, strutture dinariche che hanno contribuito alla genesi della sorgente. L'interpretazione strutturale da me prodotta ha permesso di modificare il profilo E – W passante per la sorgente, elaborato nell'ambito del progetto Georisk e di fornire un modello genetico dell'emergenza della sorgente.

## BIBLIOGRAFIA

- Bosellini A., *“Storia geologica d’Italia”*, Bologna, Zanichelli, 2005
- Carminati E. & Doglioni C. *“Mediterranean tectonics”*. In *Encyclopedia of Geology*, Elsevier, 135-146. 2005
- Castellarin A. e Vai G.B., *“Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino”* In: A. Castellarin g.b. Vai (a cura di), *Guida alla geologia del Sudalpino centro – orientale*. Guide geol. Reg. S.G.I., 1 -22, Bologna, 1982
- Castellarin A., et al., *“Alpine compressional tectonics in the southern Alps. Relations with the N – Appenins”*. *Ann Tect*, 1992
- Castellarin A., et al., *“Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale”*. *Rend. Soc. geol. It.* 1980.
- Dal Piaz G.V., *“ I modelli orogenetici e le ricerche sulle Alpi occidentali: cenni storici”* in *Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore*, Guide geologiche Regionali vol. 3, Roma, BE – MA editrice, 1990, 18 – 94
- Doglioni C. & Carminati E. *“ Structural styles and Dolomites field trip”*. *Mem. Descr. Carta Geol. It.*, 82 1-299. 2008
- Doglioni C. *“Escursione nel Sudalpino Orientale (Dolomiti e Prealpi Venete)”*. Agip Adde, 1-118, 1992
- Doglioni C. e Bosellini A. *“Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps”*, *Geologische Rundschau*, 1987
- Genevois R., Ghirotti M., *“The 1963 Vajont landslide”* *Giornale di Geologia Applicata I*, 2005
- Grasemann B. et al., *“Classification of Refold Structures”* *The Journal of Geology*, 2004
- Largaiolli T., Semenza E. *“Studi geologici sulla zona di giunzione cadorina (Cadore orientale)”*. *Studi trentini di Sc. Naturali, Sez. A*, 13, 1966
- Massari F., *“The foredeep of the Northern Adriatic margin: evidence of diachroneicity in deformation of the Southern Alps.”* *Riv. Ital. Paleont.* 1990
- Mynat I. et al., *“Using differential geometry to describe 3-D folds”* , *Journal of Structural Geology*, 2007
- Petit J. P. *“Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks”*. *Journal of structural geology*, 1987
- Poli M. E., Zanferrari A., *“Dinaric thrust tectonics in the southern Julian Prealps (Eastern southern Alps, NE Italy)”*. *Proceedings of the first Croation geological congres*, 1995
- Polino R. et al., *“Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the cretaceous origeny of the Alps”*. *Vol. Spec. Soc. Geol. Italiana*, 1990
- Pondrelli M. *“Evoluzione deformativa del nucleo ercinico carnico centro – orientale”*. *Tesi di dottorato. Univ. Di Bologna*, 1998
- Ramsay, J.G., *“Folding and fracturing of rocks”*, McGraw-Hill Book Company, New York, 1967
- Riva M., Besio M., Masetti D., Roccati F., Sapigni M. e Semenza E. *“Geologia delle valli Vajont e Gallina (Dolomiti orientali)*. *Dipartimento di Scienze geologiche e paleontologiche dell’Università di Ferrara*, 1980

- Semenza E. *“La storia del Vajont”*. Tecomproject – FE, 2001
- Semenza E., et al. *“Carta geologica e profili schematici nella val Vajont”*. Atti del convegno frana del Vajont, 1963, Ferrara, 1986
- Thiessen R. and Means W. D. *“Classification of fold interference patterns: a re-examination.”* Journal of Structural Geology, 2, 1980
- Venturini C. *“Geologia delle alpi carniche centro – orientali”*. Museo Friul. St. Nat. Udine, Pubbl. 36, 1990
- Fault – Analysis – Group, University College Dublin: <http://www.fault-analysis-group.ucd.ie/>