



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**Caratterizzazione morfo-strutturale del piano di
scivolamento della frana del Vajont tramite acquisizioni
fotogrammetriche da UAV ed analisi di terreno**

**Morpho-structural characterization of the Vajont sliding surface
through UAV photogrammetric acquisitions and field analysis**

Relatore: Dott. Matteo Massironi

Laureando: Riccardo Ravagnan

ANNO ACCADEMICO 2013/2014

*a chi ha sacrificato il proprio bene per il mio,
a chi ha sempre lottato per me;
alle spalle su cui ho pianto,
alle voci che hanno placato le mie paure;
alla mia Famiglia.*

*ai miei Genitori, per il costante insegnamento;
a mio Fratello, luminoso faro nelle burrasche;
alla vita che non mi ha mai deluso...*

INDICE

| | | |
|--|------|----|
| INTRODUZIONE | Pag. | 7 |
| 1. INQUADRAMENTO TETTONICO | | 9 |
| 1.1 Geodinamica del Mediterraneo | | 9 |
| 1.2 Evoluzione della catena alpina | | 10 |
| 1.3 Le Alpi Meridionali (Sudalpino) | | 12 |
| <i>1.3.1 Interferenze tra tettonica alpina e dinarica</i> | | 19 |
| <i>1.3.2 Eventi deformativi relativi al ciclo alpino del Sudalpino orientale</i> | | 25 |
| 2. INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO | | 29 |
| 2.1 Localizzazione geografica dell'area in esame | | 29 |
| 2.2 Assetto strutturale della Valle del Vajont | | 30 |
| 2.3 Stratigrafia e litologia | | 32 |
| 2.4 La frana del 1963 | | 36 |
| 3. STRUMENTI OPERATIVI E METODI DI INDAGINE | | 39 |
| 3.1 Fotogrammetria UAV e Digital Elevation Model (DEM) | | 41 |
| 3.2 Morfometria | | 44 |
| 3.3 Rilevamento di terreno | | 47 |
| 4. ANALISI STRUTTURALE E MISURE | | 53 |
| 4.1 Piano di scivolamento – Analisi delle strutture plicative dai dati fotogrammetrici | | 53 |
| 4.2 Piano di scivolamento – Analisi di terreno su strutture plicative | | 58 |
| 4.3 Zone di faglia confinanti il piano di scivolamento | | 59 |
| 5. INTERPRETAZIONE DELL'ANALISI STRUTTURALE | | 61 |
| 5.1 Interpretazione dell'analisi strutturale del piano di scivolamento | | 61 |
| 5.2 Modelli di deformazione duttile sul piano di scivolamento | | 66 |
| <i>5.2.1 Definizione degli standard di orientazione</i> | | 68 |
| <i>5.2.2 Analisi dell'interferenza</i> | | 69 |

| | | |
|----------|---|----|
| 6 | CONFRONTI E CONSEGUENZE | 81 |
| 6.1 | Confronto con le strutture fragili | 81 |
| 6.2 | Controllo strutturale sul movimento franoso | 82 |
| 7 | CONCLUSIONI | 85 |
| | BIBLIOGRAFIA | 89 |
| | ALLEGATO 1: SCRIPT MATLAB | 93 |

INTRODUZIONE

La complessa geologia della valle del Vajont risulta, ancora oggi, un campo di studio in cui si cimentano moltissime personalità del mondo accademico nazionale ed internazionale.

Il presente lavoro di tesi magistrale si inserisce nell'ambito del progetto strategico di Ateneo – Georisk, ed ha contribuito a fornire nuovi dati sulla complessa geologia della valle del Vajont.

Il mio personale contributo al gruppo di ricerca si è concretizzato in un periodo di studio e ricerche che si è sviluppato dalla tesi di laurea triennale fino a quella magistrale.

Tra le motivazioni principali di Georisk, vi era l'esigenza di aumentare le conoscenze, in un ottica multidisciplinare, riguardante l'evento franoso avvenuto nell'ottobre del 1963 sul versante settentrionale del monte Toc, nella val Vajont.

L'analisi da me condotta è partita dall'osservazione che le strutture ad andamento N – S e NNW – SSE ritenute in passato consistenti con ondulazioni delle direttrici alpine su strutture ereditate al margine meridiano della piattaforma di Trento, fossero in realtà più affini alla presenza di una tettonica dinarica.

La presenza di deformazioni dinariche sul territorio in esame ha contribuito a favorire l'interpretazione che vede il fronte dinarico avanzare verso ovest interessando anche l'area del Vajont ed escludere, pertanto, uno dei modelli di Doglioni e Carminati, 2008.

I dati da me ottenuti hanno evidenziato l'effettiva presenza di deformazioni dinariche. Le indagini, che hanno anche previsto sopralluoghi in campagna e analisi strutturali dei lineamenti principali, si sono concentrate sullo studio del piano di scivolamento della frana del monte Toc che, avendo messo a nudo la roccia, ha permesso di evidenziare particolari strutture ritenute essere generate dall'interferenza di differenti fasi deformative.

In particolare, si tratta di morfostrutture generate dall'intervento della tettonica alpina su strutture preesistenti generate dalle deformazioni dinariche.

Si è, quindi, progettato uno studio di maggior dettaglio sul piano di scivolamento, mediante l'utilizzo di fotogrammetria UAV da affiancare ad un rilievo tradizionale, di campagna. Il rilievo fotogrammetrico di dettaglio ha permesso di generare un modello digitale di una porzione della superficie con risoluzione orizzontale di 5 cm. Tale modello è stato interpretato mediante software ArcGis per derivare l'andamento delle strutture plicative.

Generando le derivate prime del modello digitale si sono prodotte le mappature slope ed aspect, attraverso le quali è stato possibile ricavare un numero consistente di giaciture di fianchi delle pieghe e dei loro assi, utilizzati per la classificazione e la modellizzazione delle figure di interferenza.

Lo studio geomorfologico e strutturale della superficie di scivolamento ha permesso, quindi, di comprendere come le morfostrutture possono aver influenzato il movimento franoso condizionandolo e direzionandolo secondo l'esposizione al piegamento.

1. INQUADRAMENTO TETTONICO

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).

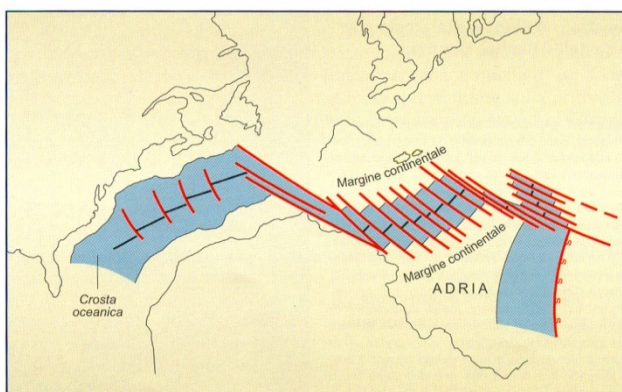


Fig.1 Ricostruzione del collegamento tra Atlantico Centrale e Oceano Ligure - Piemontese; tratta da Bosellini 2005.

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.

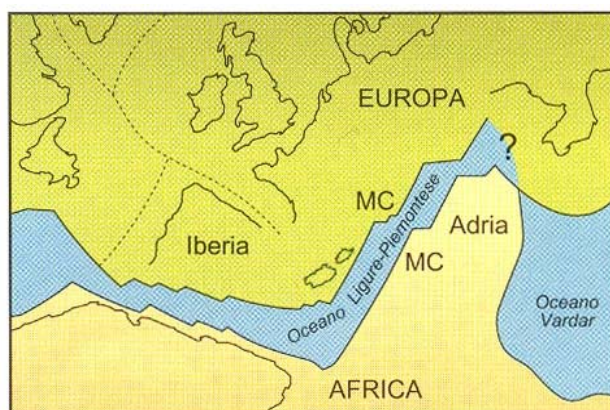


Fig.2 Oceano Ligure - Piemontese con i suoi margini continentali; tratta da Bosellini 2005.

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).

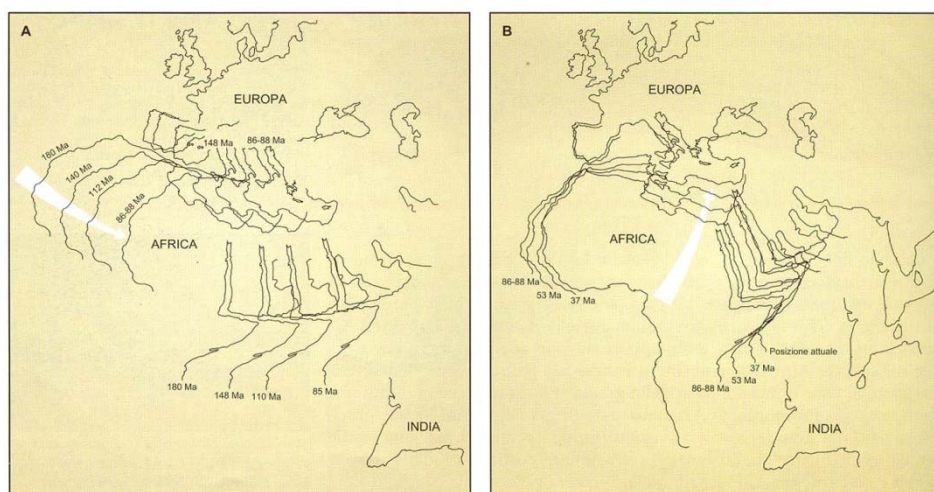


Fig.3 E' rappresentato il progressivo allontanamento dell'Africa dall'America meridionale e l'avvicinamento all'Europa. In A è riportata la situazione relativa al Giurassico inferiore – Cretaceo superiore; in B dal cretaceo superiore ad oggi. Tratta da Bosellini 2005.

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 cretaceo – 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, è

suddivisa in tre tappe principali utili per inquadrare i fenomeni nel tempo (Dal Piazz, 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).

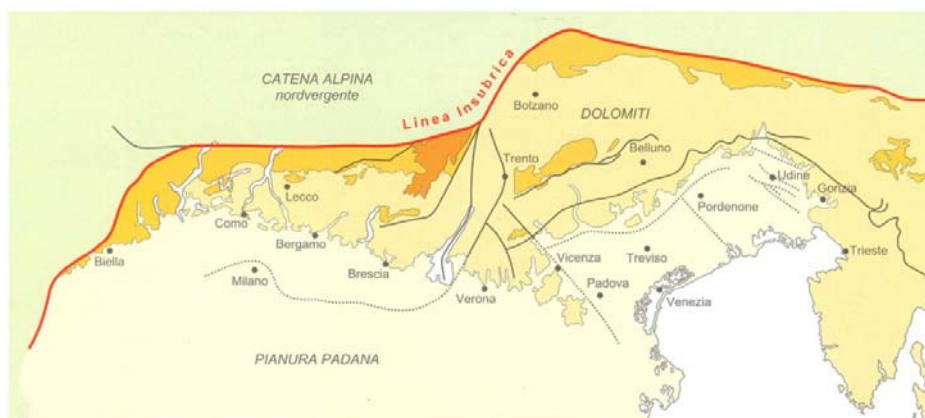


Fig. 4 Carta geologica semplificata delle Alpi Meridionali, delimitate a nord dalla Linea Insubrica (tratta da Bosellini 2005).

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.

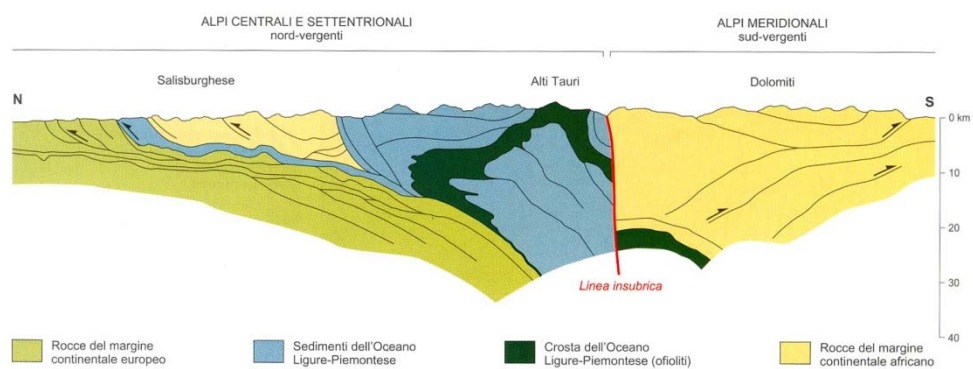


Fig. 5 Sezione schematica attraverso le Alpi Meridionali, tratta da Polino R.1990.

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 lavoro 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.

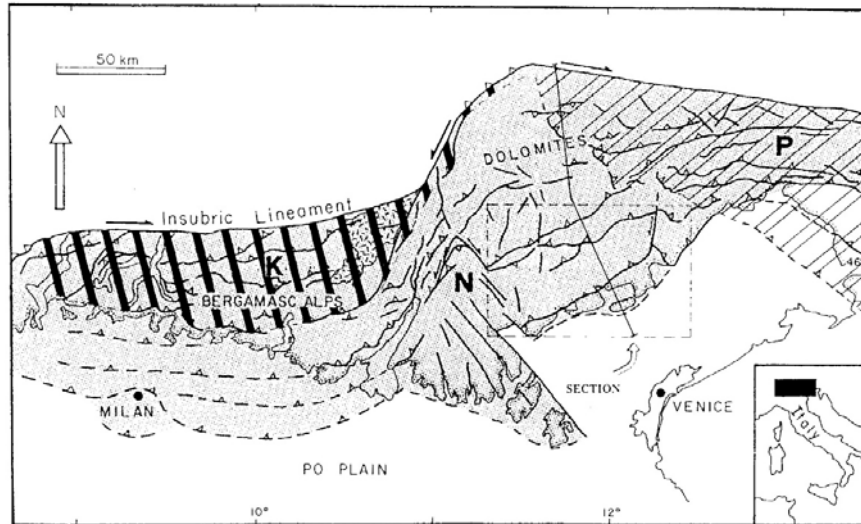


Fig. 6 Carta tettonica del Sudalpino, tratta da Doglioni 1992. K = area a deformazione iniziata nel Cretaceo superiore e Paleogene; P = compressione Paleogenica - Neogenica dinarica a vergenza WSW; N = area deformata nel tardo Paleogene e Neogene, SSE - vergente. Si nota l'interferenza, nel settore orientale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

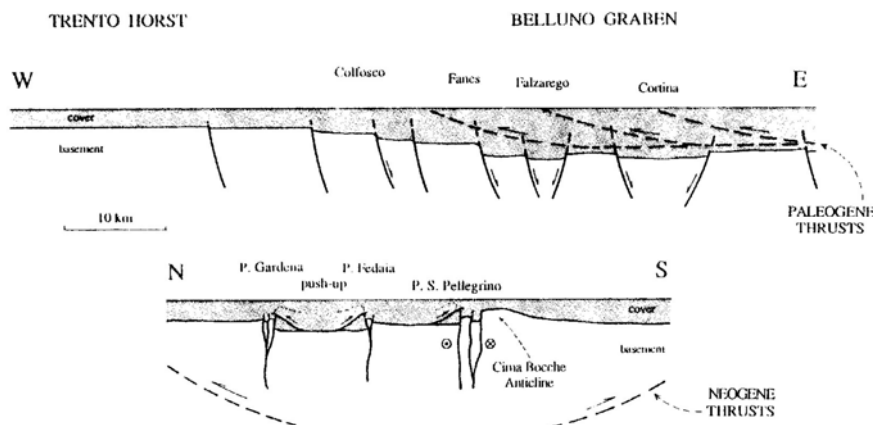


Fig. 7 Sezioni schematiche della regione dolomitica al termine del Mesozoico, tratto da Doglioni, 1992.

LATE CRETACEOUS

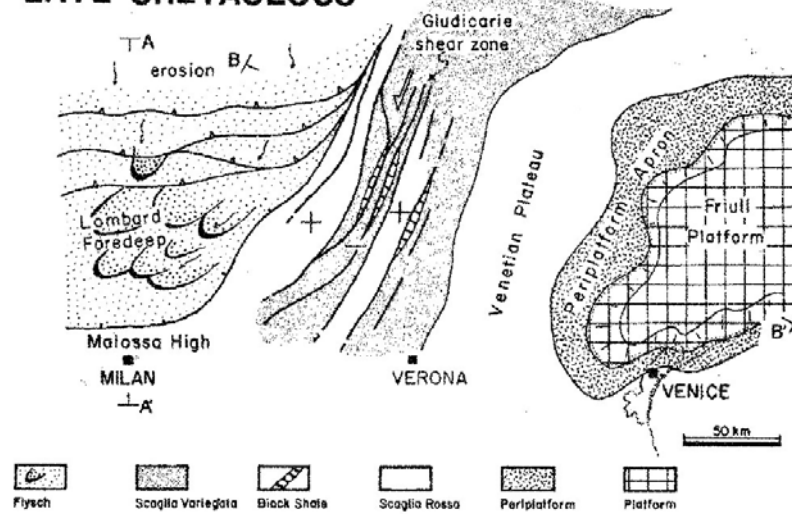


Fig. 8 Carta paleogeografica delle Alpi Meridionali durante il Cretaceo superiore, tratta da Doglioni 1992.

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).

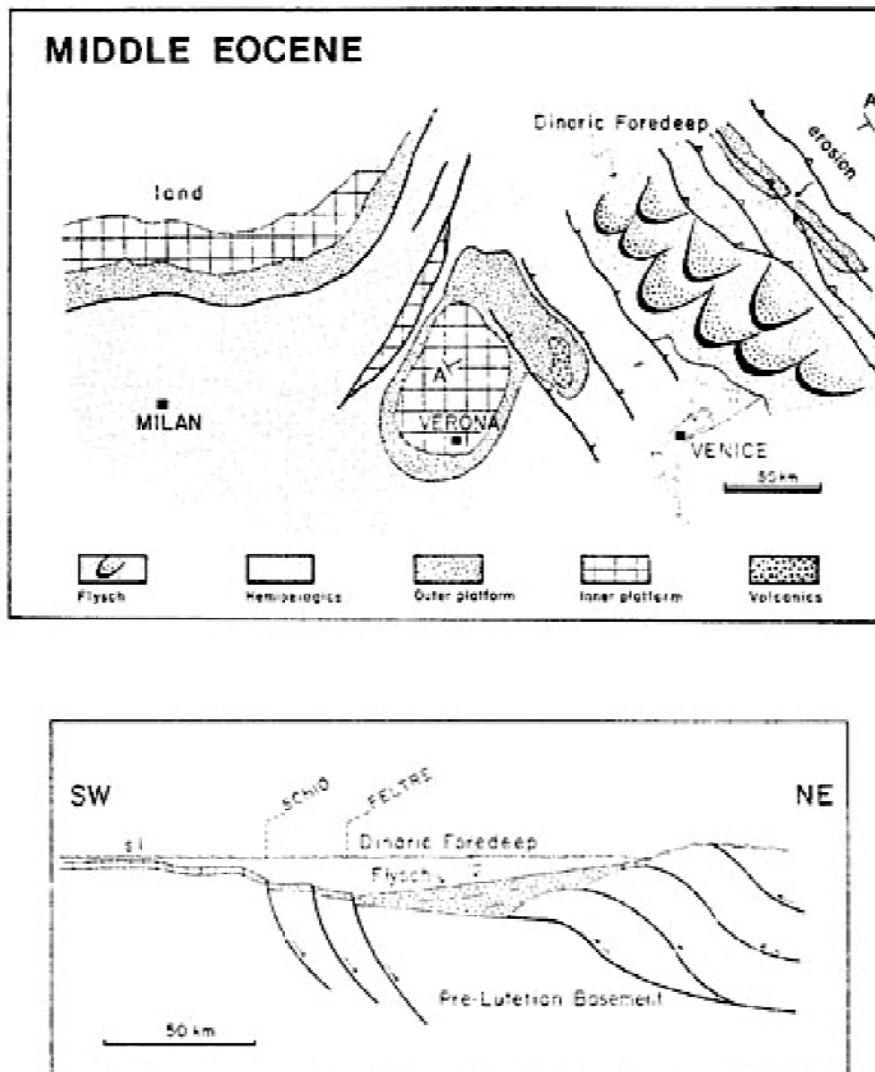


Fig. 9 Carta paleogeografica e sezione schematica delle Alpi Meridionali durante l'Eocene medio, tratta da Doglioni 1992; si nota l'avanzare del fronte dinarico compressivo.

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 formati principalmente durante questa fase, con un raccorciamento sudalpino valutabile in circa 40 – 50 km (fig. 10).

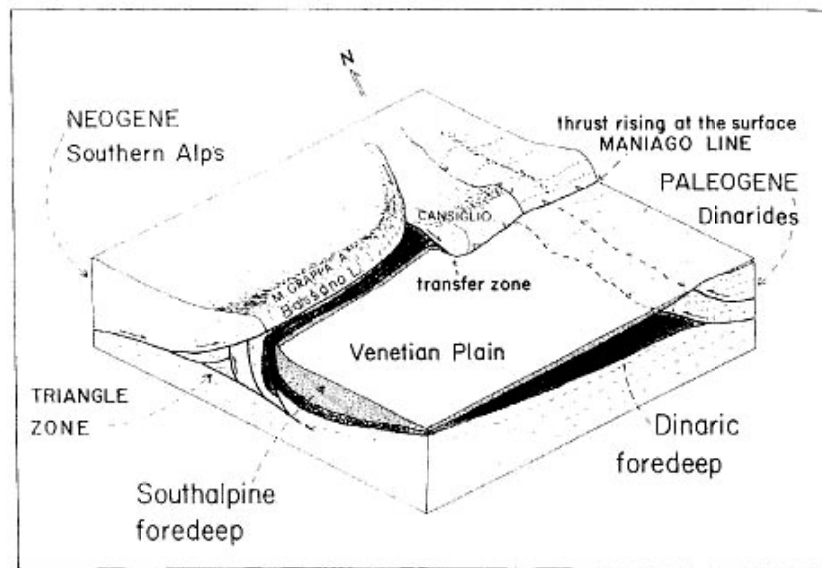


Fig. 10 Rappresentazione schematica del fronte delle Prealpi Venete, tratta da Doglioni, 1992.

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).

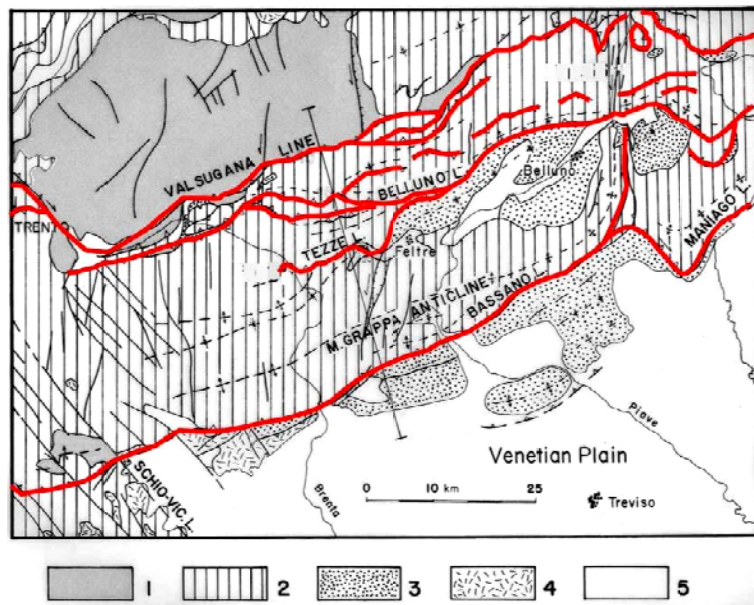


Fig. 11 Carta tettonica delle Prealpi Venete, tratta da Doglioni, 1992. Legenda: 1. basamento cristallino ercinico e ignimbriti permiane; 2. Tardo permiano e copertura sedimentaria mesozoica; 3. Sedimenti terziari; 4. Vulcaniti triassiche e terziarie; 5. Quaternario.

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).

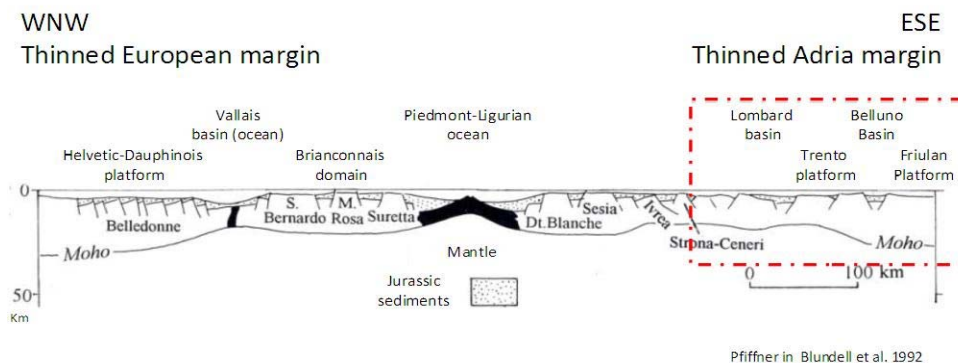
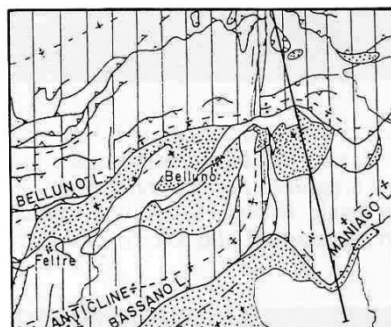


Fig. 12 Ricostruzione geologica in epoca mesozoica.

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.



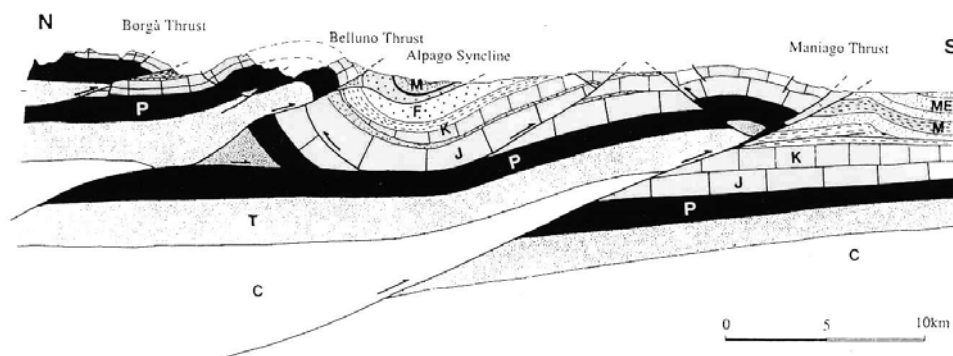


Fig. 13 Sezione delle Prealpi Venete, tratta da Doglioni 1992.

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.

Doglioni 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.

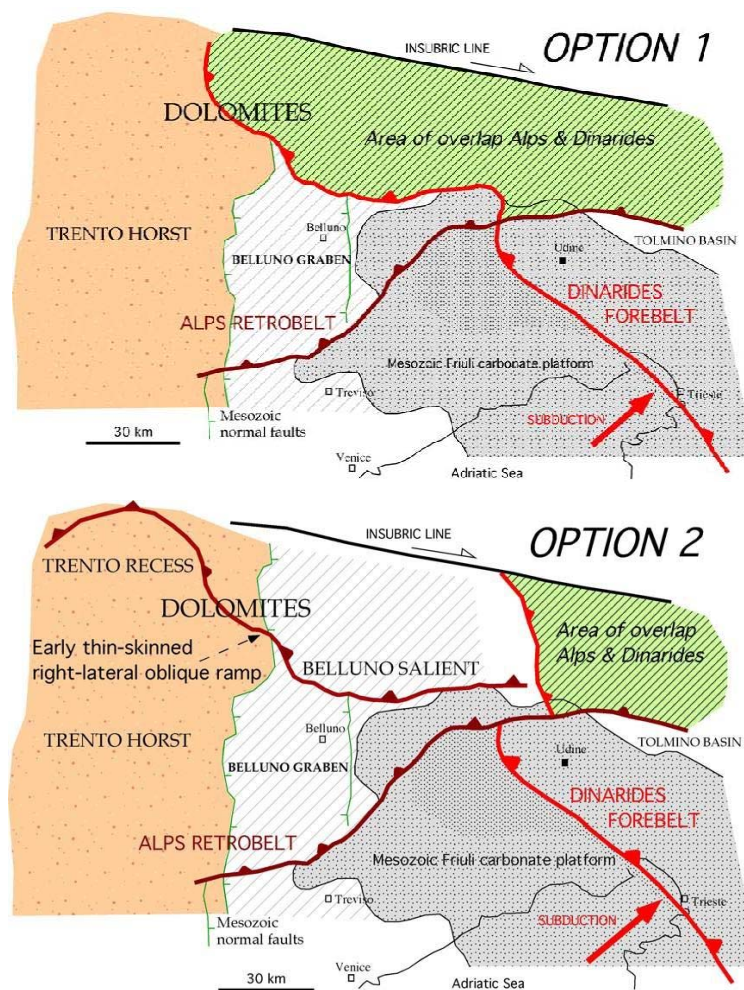


Fig.14 Diverse posizioni del fronte dinarico, tratte da Doglioni e Carminati, 2008.

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° – 50° W andamento degli assi delle pieghe e dei piani dei thrust;
- b) N 90° – 140° 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° – 60° E) e sinistre (N 70° – 120° 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:

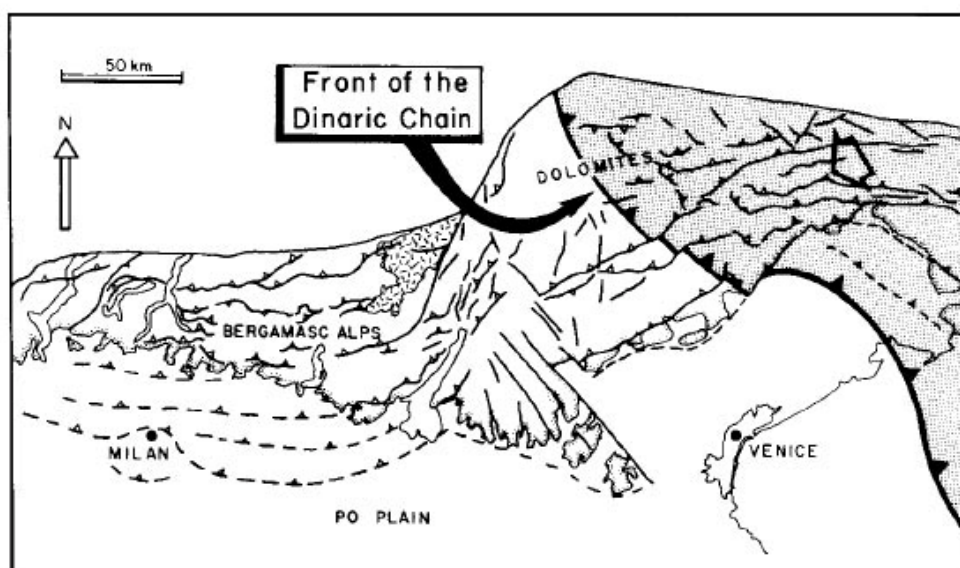


Fig.15 Posizione del fronte dinarico nelle Alpi meridionali (tratta da Doglioni e Bosellini, 1987).

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 Nealpino 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.

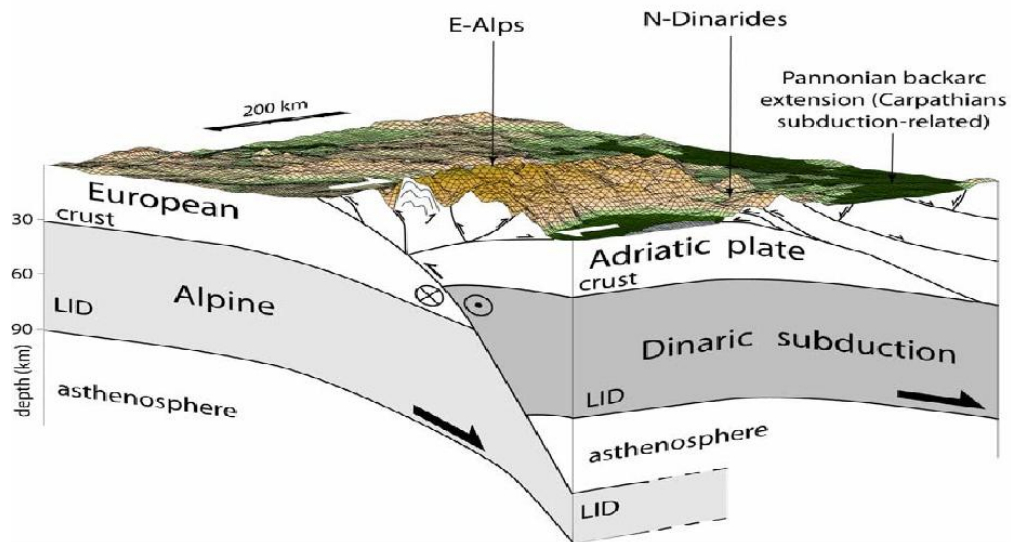


Fig. 16 *Visione in tre dimensioni e interferenza tra subduzione alpina e dinarica nell'Italia nord-orientale; tratta da Doglioni e Carminati, 2008.*

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 17 è riportata una ricostruzione delle principali fasi deformative della crosta superiore della regione dolomitica (Doglioni, 1992).

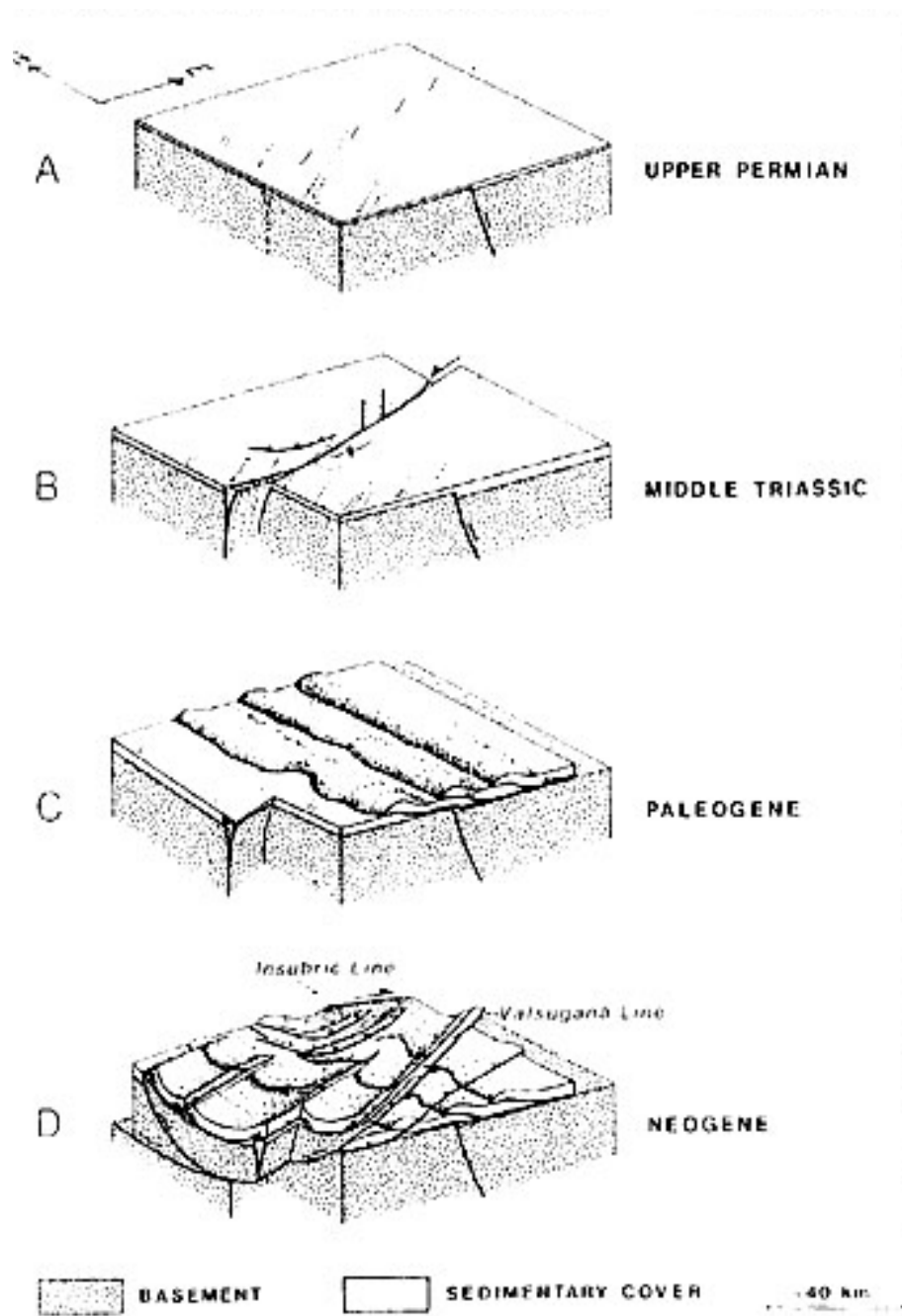


Fig.17 A) Inizio del rifting Permo – Triassico; B) transpressione sinistra medio – Triassica lungo l'allineamento N 70° E; C) compressione Paleogenica W – vergente Dinarica; D) compressione Neogenica S - vergente Sudalpina. Tratta da Doglioni 92.

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 neoalpina, 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 neoalpini 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 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, formata 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

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; pressoché 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).

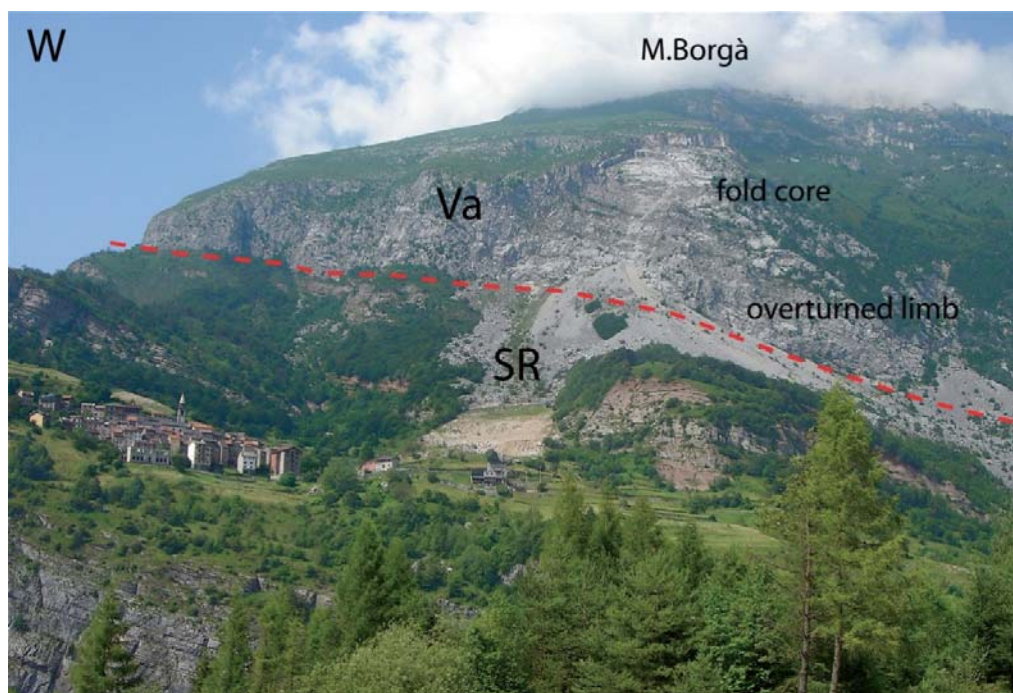


Fig. 19 Immagine del M. Borgà con l'evidenza della linea del Salta.

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 grade 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).

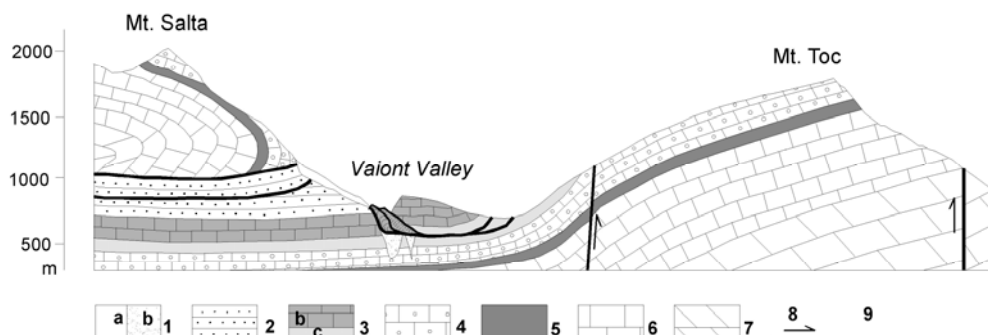


Fig. 20 Sezione geologica dal M. Salta al M. Toc dopo il 1963. Legenda: 1a Quaternario; b depositi alluvionali; 2 Scaglia Rossa Fm.; 3b Fm. Di Soccher; 3c Rosso Ammonitico e Fm. Fonzaso; 4 Calcari del Vajont Fm.; 5 Formazione di Igne; 6 Fm. Soverzene; 7 Dolomia Principale; 8 Faglie e Overthrust; 9 Superficie 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) (fig.21). 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 selciferi 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 strati 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 breccie 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 – Tortoniano (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.

- Calcare 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 breccie 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).

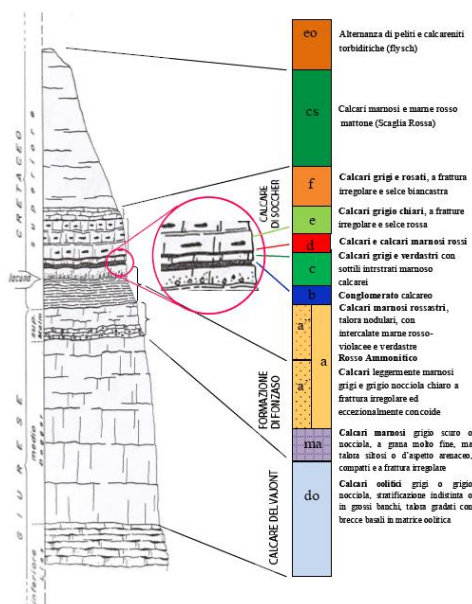
Formazioni del Cretacico Superiore – Eocene:

- Scaglia Rossa. Cretacico sup. - Paleocene inf.; spessore 300 m circa. Successione di marne e di calcari marnosi rossi, completamente privi di sedimenti 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 rinvengono 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 figura 22 si riferisce alla foto 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.

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 fu costruita un'imponente diga a doppio arco, dell'altezza di 261,6 m e 623,36 ft di lunghezza, a SSW di Casso.

Lo sbarramento del torrente Vajont permise la creazione di un lago (capacità complessiva circa 170 milioni di m³) 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 Km² e con un volume stimato attorno ai 50 milioni di m³, 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. In fig. 23, è riportata la ricostruzione semplificata "palinspastica" della zona della paleo - frana, dal post glaciale al 1963 (E. Semenza 2001).

Nonostante l'assetto geologico fornisce ancora dubbi in merito alla

prosecuzione dei lavori, questi non furono interrotti.

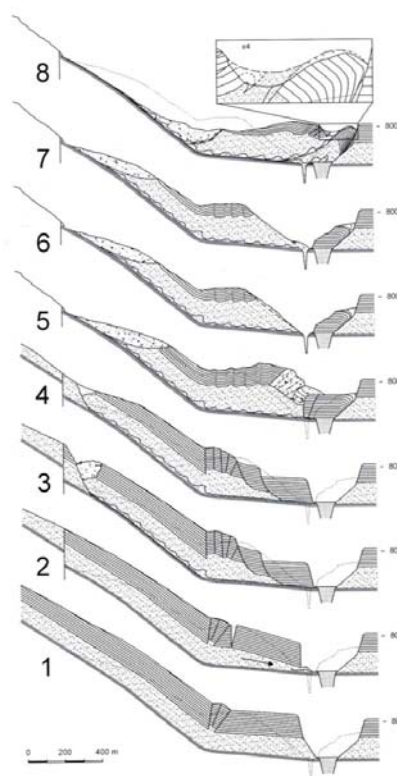


Fig. 23 Ricostruzione palinspastica dei movimenti di versante succeduti nel tempo. Sezione N - S del torrente Vajont, tratta da Semenza 2001.

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. In figura 24 è indicata la successione stratigrafica interessata dalla frana.

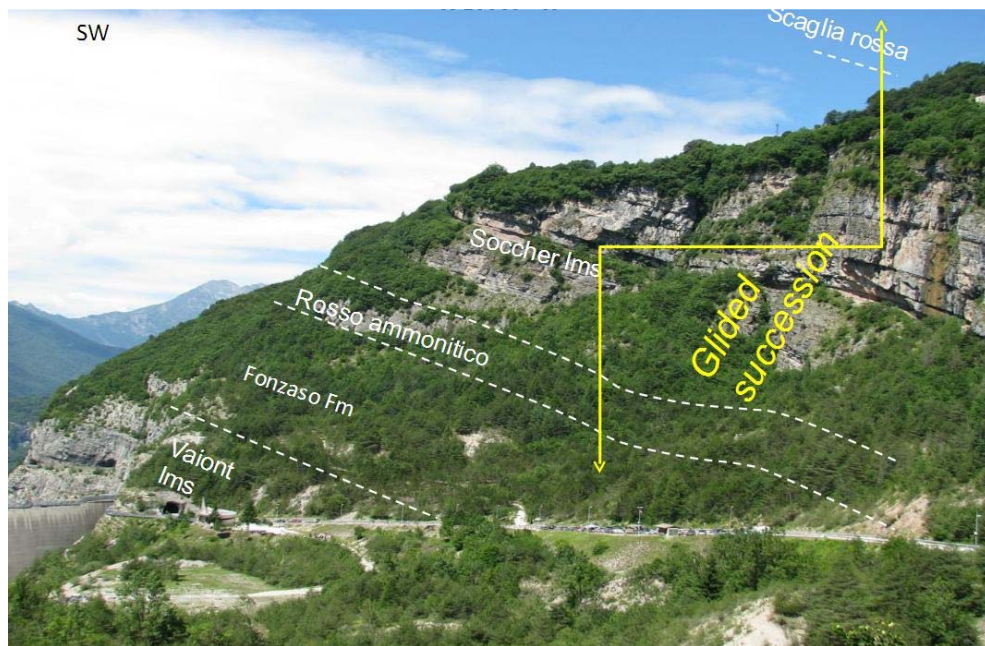


Fig.24 Ricostruzione della stratigrafia della zona coinvolta dalla frana, vista dal versante opposto non franato.

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 vede in figura 25.



Fig. 25 Immagine della diga del Vajont, vista dal lato di Erto e Casso.

3. STRUMENTI OPERATIVI E METODI DI INDAGINE

L'area del Vajont rappresenta un ambiente tristemente suggestivo, l'aspetto preponderante è rappresentato dal ripido piano di scivolamento della frana che si scorge anche dai punti più lontani della valle. Rilevare le strutture presenti sul piano di scivolamento non è un'operazione semplice; a causa dell'elevata inclinazione del piano, si può recuperare un numero limitato di misure ai piedi del versante, non sufficienti per poter modellizzare seriamente gli andamenti deformativi.

Per ovviare al problema, avendo bisogno di una maggiore densità di dati per abbassare il margine di errore nell'interpretazione, ci siamo affidati allo spin-off dell'Università di Padova, NEOSS s.r.l.. L'azienda ci ha permesso di ricostruire tridimensionalmente, ad elevata risoluzione spaziale, alcune parti del piano di scivolamento attraverso l'utilizzo di un drone radiocomandato dotato di sensore ottico e di Sistema di Posizionamento Globale (GPS).

L'utilizzo di velivoli radiocomandati (UAV, Unmanned Aerial Vehicle) ha permesso un'acquisizione rapida di immagini da bassa quota (1-100 m) con elevata risoluzione spaziale (1-10 cm/pixel). Il rilievo si è sviluppato su un'area della superficie di frana caratterizzata da un più fitto ed evidente ripiegamento delle litologie.

La superficie dell'area rilevata è di circa 0,1 km², con un dislivello massimo di 280 m circa.

Nonostante siano stati effettuati numerosi voli, non si è realizzata la totale copertura dell'area d'interesse, a causa di un errore nella programmazione dei tracciati di volo; pertanto durante la prima fase di elaborazione delle immagini si è verificata la presenza di una piccola lacuna nella parte superiore dell'area rilevata (fig. 26).

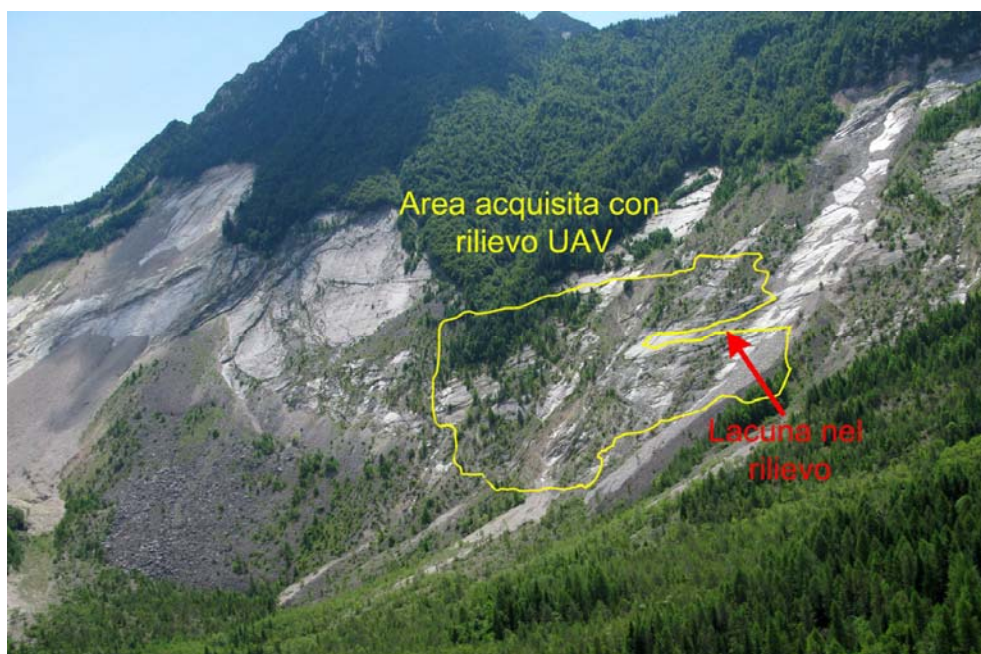


Fig.26 Area acquisita con rilievo fotogrammetrico UAV e lacuna nel rilievo. Fonte NEOSS s.r.l

Per coprire la lacuna è stato effettuato un ulteriore rilievo fotogrammetrico, in questo caso da terra, da una distanza di circa 600 metri; il quale, però, non è stato utilizzato nella fase di elaborazione dei dati, in quanto, avendo una più bassa risoluzione rispetto al rilievo da UAV, imponeva una perdita di risoluzione a tutto il modello.

Per effettuare la georeferenziazione del modello 3D e della relativa ortofoto sono state acquisite le coordinate GPS di numerosi target posizionati all'interno dell'area rilevata (fig. 27)



Fig.27 Rilievo delle coordinate gps dei target. Fonte NEOSS s.r.l

E' stato utilizzato un sistema di posizionamento satellitare GPS-GLONASS in modalità VRS, con correzione differenziale ricevuta tramite collegamento GSM (Global System for Mobile Communications) dal mainframe della Regione Veneto. Il tempo di acquisizione medio per punto è stato di circa 30 secondi. Il sistema in configurazione RTK – VRS raggiunge precisioni di 20 mm sul piano orizzontale e 30 mm sul piano verticale.

Per la corretta calibrazione del modello 3D sono stati collocati nell'area rilevata 24 target numerati, in grado di essere individuati nelle fotografie scattate da UAV. Questi target sono stati rilevati con GPS e le loro coordinate sono state utilizzate in post-elaborazione per georeferenziare il modello 3D ricavato dalle foto. Il sistema di riferimento utilizzato è il Gauss Boaga Fuso Ovest.

3.1 Fotogrammetria UAV e Digital Elevation Model (DEM)

La fotogrammetria permette la ricostruzione geometrica degli oggetti osservati e dei quali si acquisiscono informazioni spaziali attraverso riprese fotografiche. Il processo fotogrammetrico inizia con l'acquisizione delle immagini, continua con l'orientamento di quest'ultime, la ricostruzione del modello tridimensionale dell'oggetto attraverso tecniche stereofotogrammetriche e si conclude con la restituzione, ossia la misura dell'oggetto e la formalizzazione numerica o grafica delle sue caratteristiche tridimensionali.

Nei vari fotogrammi, ogni punto oggetto ha un suo corrispettivo punto immagine, determinato univocamente attraverso equazioni di collinearità che uniscono oggetto fuoco e punto immagine.

L'elicottero radiocomandato (fig. 28) è risultato essere la piattaforma ottimale per l'esecuzione del rilievo fotogrammetrico, nella situazione complessa derivata dal piano di scivolamento fortemente inclinato e l'abbondante detrito.



Fig.28 Elicottero radiocomandato utilizzato per il rilievo. Fonte NEOSS s.r.l.

Questo tipo di velivolo è in grado, infatti, di decollare e atterrare verticalmente in spazi molto ristretti.

Si riportano di seguito le caratteristiche tecniche principali dell'elicottero:

- diametro rotore: *1200 mm*;
- autonomia di volo nella configurazione realizzata: 12 minuti a pieno carico;
- capacità di carico: 1 Kg;
- tipologia di motorizzazione: elettrica, 1 motore brushless;
- sistema GPS integrato a bordo;
- sistema di telemetria di bordo con trasmissione a terra dei parametri di volo;
- telecamera FlyCam frontale con trasmissione in tempo reale a terra del filmato di volo;
- n° 2 radiocomandi Aurora 9 con trasmissione in 2.4 Ghz.

Per le riprese da UAV è stata utilizzata una camera mirrorless APS-C con sensore CMOS (23.4 x 15.6 mm) di marca Sony. Si tratta in particolare di una Sony Nex 5n da 16 megapixel con le seguenti specifiche tecniche:

- velocità di scatto della macchina: *5 fotogrammi al secondo*;
- processore *Bionz*;
- messa a fuoco: *autofocus*;
- peso del corpo macchina: *269 grammi*;
- obiettivo fotografico: *18-55mm SEL; a 24 mm*;
- focale utilizzata: *18 mm*;
- peso obiettivo: *130 grammi*.

Le immagini sono state acquisite in modalità manuale, con diaframmi e tempo d'esposizione impostati prima del decollo: tempo di esposizione medio di un 800esimo di secondo, sensibilità ISO 400 e diaframma F/5,6.

Questa metodologia ha permesso di ottenere:

- un'immagine orto rettificata (fig. 29) a colori dell'area d'indagine con risoluzione di 1,5 cm/px; essa è derivata dalla mosaicatura di più immagini ortoproiettate singolarmente;

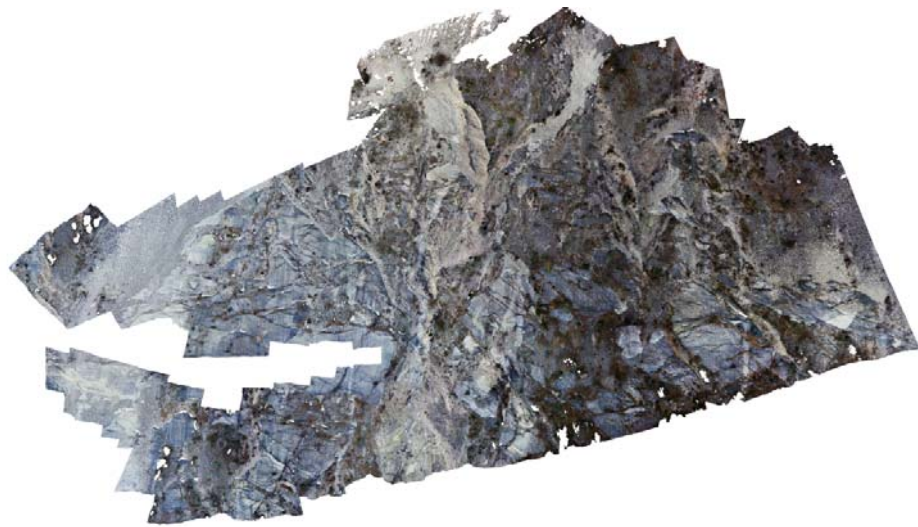


Fig. 29 Ortofoto dell'area.

- un DEM georeferenziato (fig. 30) con *cell size* (x, y) 5 cm/px (errore medio sulla georeferenziazione: 6,7 cm).

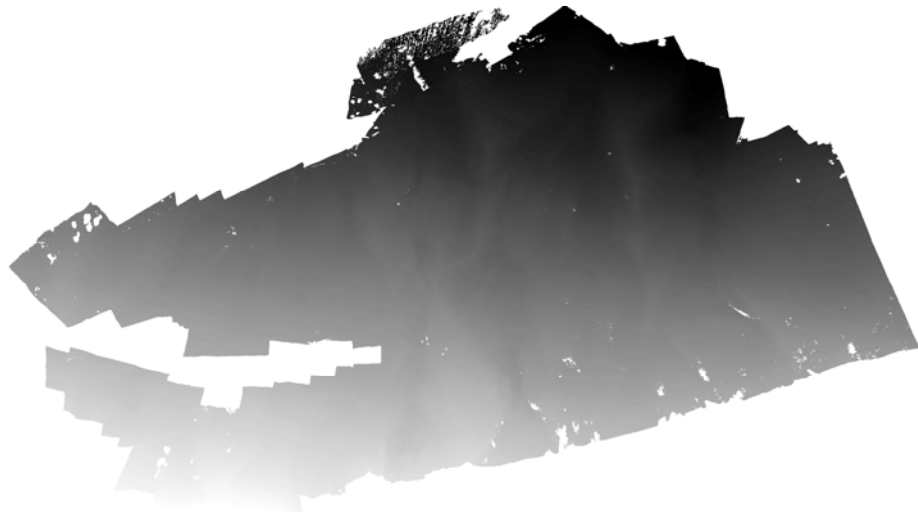


Fig. 30 Digital Elevation Model dell'area rilevata

Il DEM è un set di misure che registrano l'elevazione della superficie della Terra, esse contengono anche l'informazione delle relazioni spaziali tra queste. I DEM sono usati come rappresentazione completa del continuo della superficie, il che implica che le quote siano calcolabili in ogni punto dell'area in esame.

Durante il rilievo da UAV sono state acquisite 450 fotografie, di cui 180 sono state utilizzate per la ricostruzione del modello 3D.

Per la corretta realizzazione del DEM, le foto devono presentare, fra di loro, una sovrapposizione media pari al 50%, indispensabile per la costruzione del modello tridimensionale; in questa maniera si ottiene la visione stereoscopica degli oggetti.

Dal processo di stereofotogrammetria, attuato sui nostri dati, si è ricavata una nuvola di punti dalla quale è stato possibile ricreare un modello 3D costituito da più di 36 milioni di facce (TIN).

Il Triangular Irregular Networks (TIN) è un modello vettoriale, spesso utilizzato in rilievi con superfici particolarmente scabre in quanto mantiene una densità di vertici elevata nelle aree in cui la topografia è particolarmente irregolare, e viceversa riduce il numero dei vertici nelle aree più continue.

3.2 Morfometria

Dal DEM generato è utile estrarre informazioni quantitative relative alle caratteristiche del terreno. Tali informazioni sono date dai parametri morfometrici quali slope ed aspect.

Lo slope è un parametro che permette di generare una carta delle pendenze, mentre l'aspect rappresenta l'esposizione del versante.

In particolare, la pendenza (slope) è calcolata combinando 2 filtri direzionali, ognuno dei quali rappresenta la derivata prima parziale dell'immagine, rispettivamente lungo l'asse delle x e quello delle y (fig. 31) e calcolata secondo l'equazione (Kolecka, 2012):

$$\text{pendenza} = \tan^{-1} \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2}$$

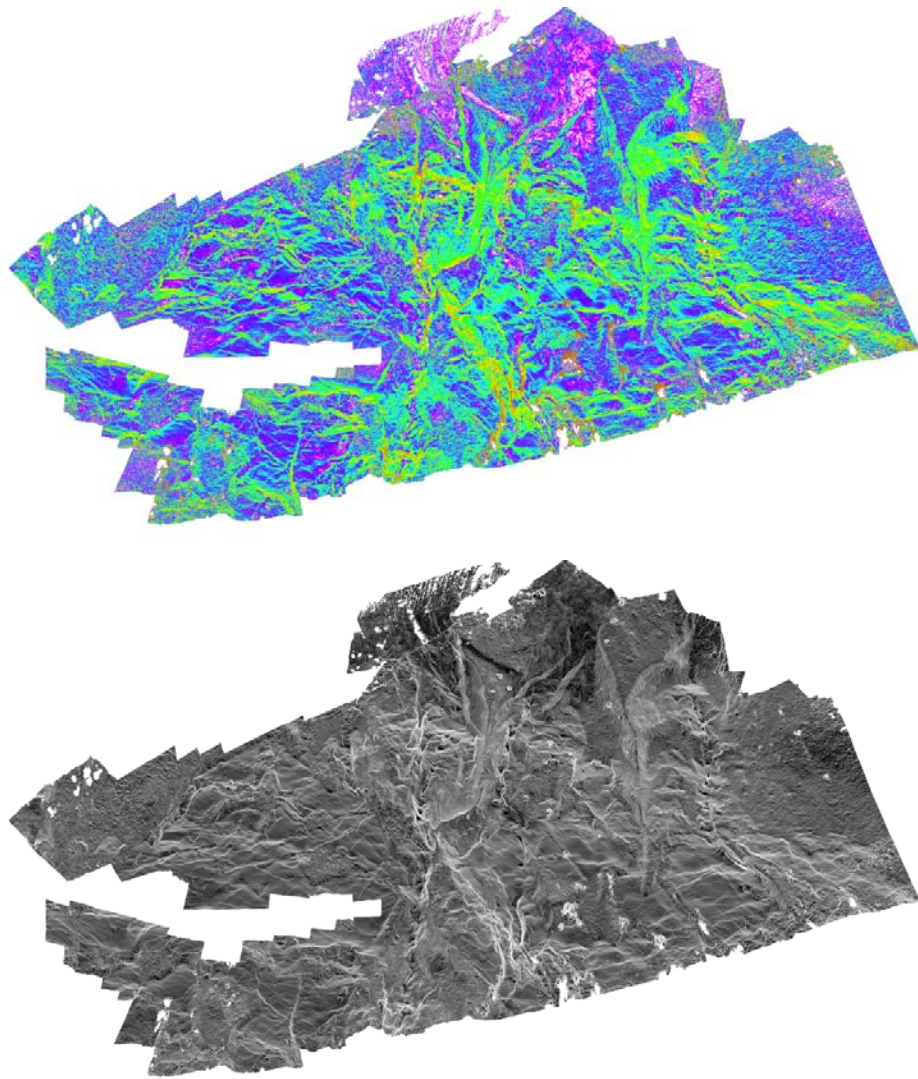


Fig.31 Due immagini dello slope; la prima a colori e la seconda in bianco e nero per evidenziare meglio le complesse geometrie del piano.

L'esposizione (aspect) esprime l'orientazione della direzione di massima pendenza di una superficie topografica (fig. 32). È quantificata tramite l'angolo (sul piano orizzontale) che la linea di massima pendenza per una cella di un DEM forma con il nord geografico, misurato in senso orario attraverso l'equazione (Kolecka, 2012):

$$\text{aspect} = \arctan \left[\left(\frac{\partial z}{\partial y} \right) / \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) \right]$$

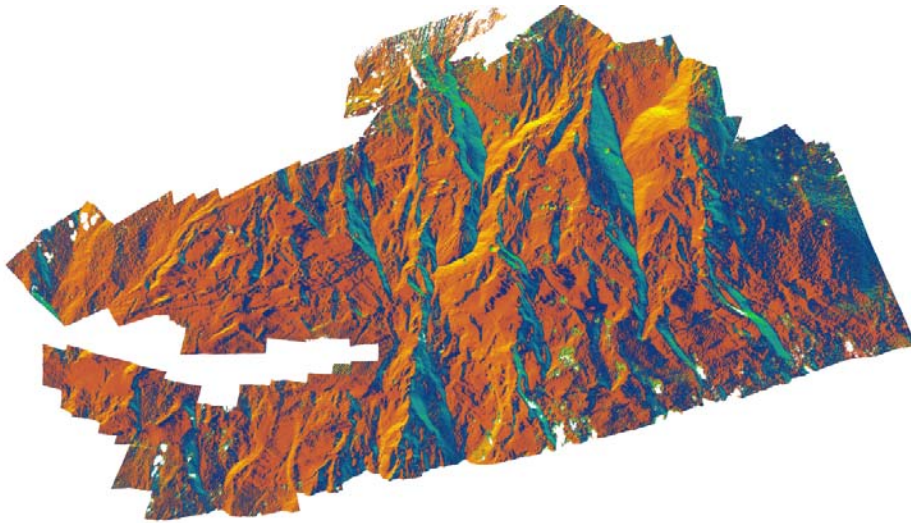


Fig. 32 Aspect dell'area rilevata.

Un'altra tecnica utilizzata per comprendere le relazioni geometriche del terreno è quella del shading relief, conosciuto in ambiente ArcGis come Hillshade.

La tecnica si basa sul differente grado di riflessione di superfici con inclinazioni variabili, rispetto ad una stessa fonte di illuminazione puntiforme e a distanza infinita.

La tecnica del shaded relief è utile perché:

- permette un'ottima resa estetica della rappresentazione geomorfologica;
- evidenzia efficacemente le strutture morfologiche, anche in funzione della direzione ed inclinazione della fonte luminosa adottata.

I parametri topografici sufficienti per ottenere uno shaded relief sono l'inclinazione della superficie e la sua orientazione rispetto al nord geografico (aspect). È necessario definire azimuth e inclinazione della fonte luminosa, che nella fig. 33 sono di 255° e 45° rispettivamente, scelti perché evidenziano meglio l'orientazione delle strutture presenti sul piano di scivolamento.

L'algoritmo utilizzato da ArcGis si basa sulla seguente formula:

$$\text{Illuminazione} = \cos(\gamma) \quad \alpha = \text{azimuth}$$

$$\cos(\gamma) = \cos(\text{pendenza})\cos(\alpha) + \sin(\text{pendenza})\sin(\alpha)\cos(\alpha - \text{aspect})$$

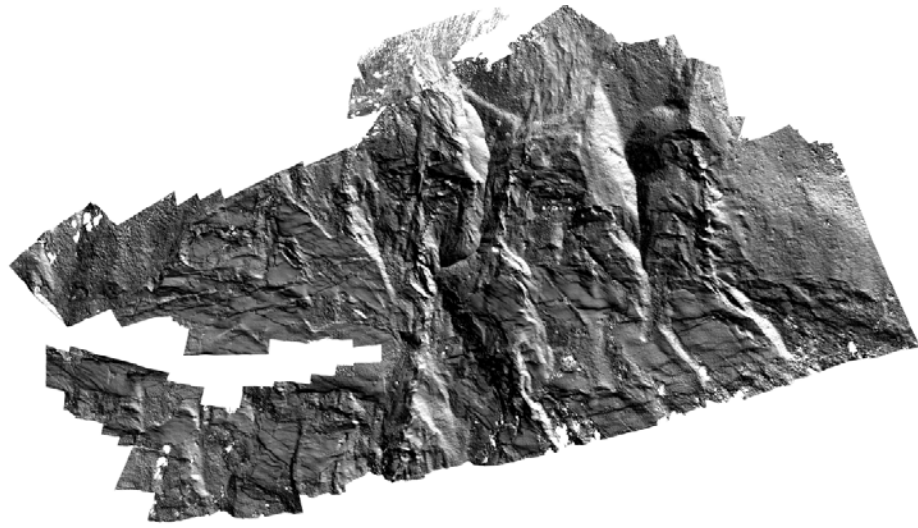


Fig. 33 Hillshade dell'area: azimuth 255° e inclinazione della fonte luminosa 45°.

3.3 Rilevamento di terreno

Il rilievo fotogrammetrico eseguito ha permesso la restituzione di un modello del piano di scivolamento ad alta risoluzione. Alcune strutture, però, non sono state visualizzate bene dalle riprese di volo a causa della copertura vegetale presente in alcuni punti, dell'abbondante detrito, dell'acclività del pendio e dal fatto che la fotogrammetria non ha coperto l'intera superficie di scivolamento. Tra queste alcune sono state misurate direttamente, in alcuni casi facendo uso di tecniche alpinistiche per lavorare in sicurezza (fig. 34)

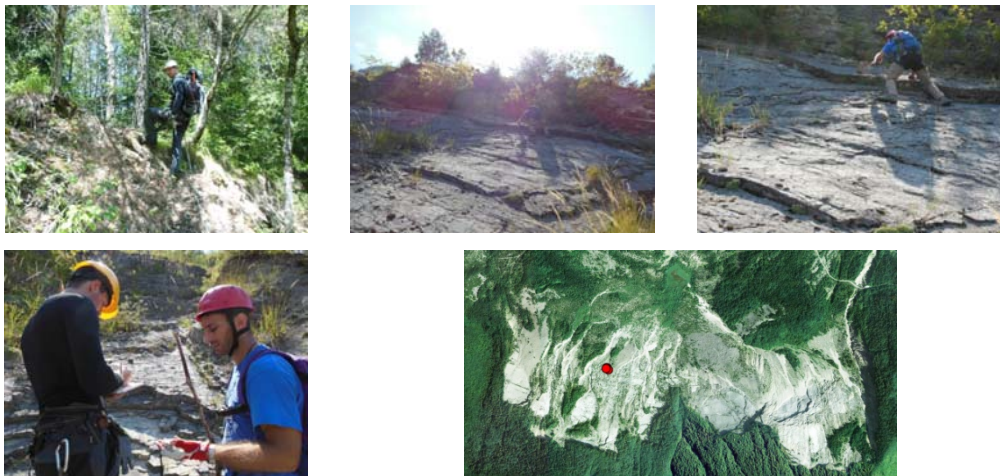


Fig. 34 Momenti del rilievo sul piano di scivolamento.

Le misure di immersione (dip) e direzione di immersione (dipdir) dei fianchi delle pieghe, ottenute dal rilievo di terreno, sono state aggiunte a quelle ricavate con la fotogrammetria.

Per poter correlare i risultati delle misure delle deformazione plicative sul piano di scivolamento con le strutture fragili e le faglie presenti nella area, sono stati eseguiti anche rilievi di terreno in zone limitrofe al piano (fig. 35). In particolare si è analizzata la forra del torrente Vajont; durante i mesi estivi sono state esaminate le pareti verticali della forra ad ovest della diga, nelle zone raggiungibili. Si è seguito il torrente Vajont, da ovest ad est fino alla base della diga, per individuare la faglia Col delle Tosatte, che sarà discussa nel cap. 6.



Fig. 35 Rilevamento di terreno sulle strutture fragili sulla sinistra idrografica del torrente Vajont.

In questo caso, sono stati valutati gli indicatori cinematici per ricostruire il vettore di spostamento sui piani di faglia.

Il caso più semplice per ricostruire il vettore spostamento su una superficie di faglia corrisponde all'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 strie presenti, risultanti dal movimento dei due blocchi lungo la faglia.

La stria rappresenta il campo di spostamento, non ci dà informazioni riguardo la dimensione dello spostamento e il verso; 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 di fig. 36, 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 transtensione.

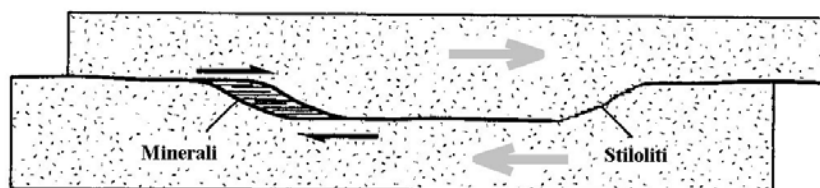


Fig. 36 Indicatori cinematici in un modello meccanico di un piano di faglia. Tratta da Petit, 1987

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 37.

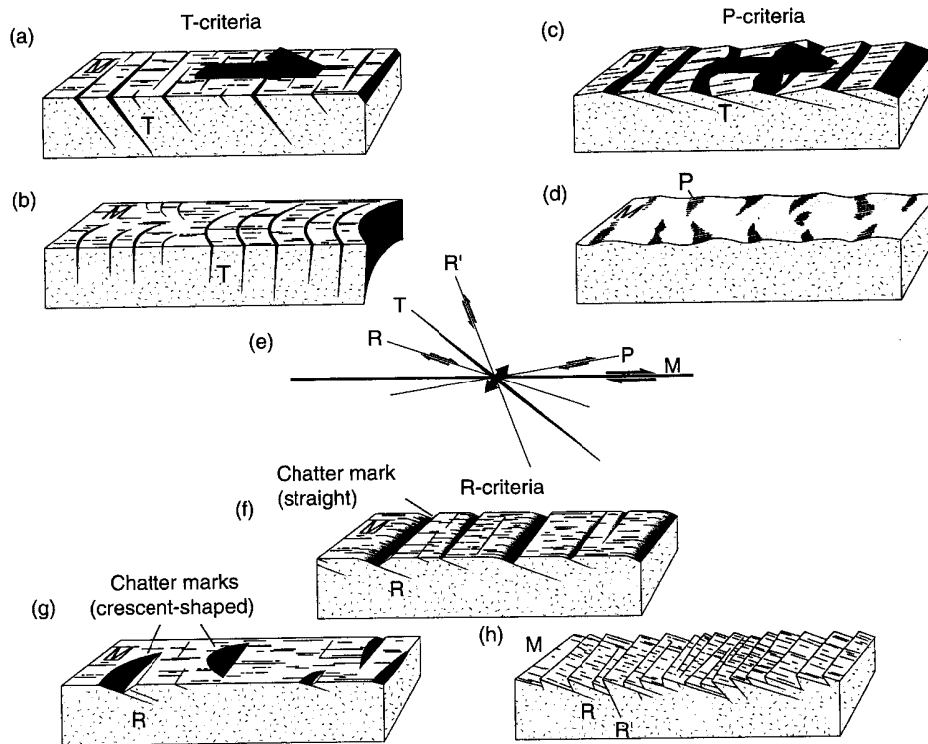


Fig. 37 I quattro principali gruppi di fratture secondarie, tratta da Petit, 1987.

Con riferimento alla fig. 37, si intendono:

- T, fratture aperte, spesso con riempimento di minerali, formanti un angolo di $150^\circ - 90^\circ$ con il vettore di slip della faglia principale;
- R, fratture sintetiche, fratture di taglio formanti un angolo di 165° con lo slip vector della faglia principale;
- R', fratture antitetiche, 105° con lo slip vector della faglia principale;
- P, fratture sintetiche, di taglio, formanti un angolo di 10° con lo slip vector della faglia principale;
- M, piano di faglia.

Riassumendo, l'analisi cinematica delle strutture fragili avviene tramite la misura della giacitura del piano di faglia; l'orientazione della direzione di movimento del tetto della faglia (slip vector), rilevata tramite la lettura del

Pitch ossia l'angolo misurato, in senso orario, sul piano di faglia, compreso tra la direzione del piano e lo slip vector; e la misura del rigetto (se presente), nella direzione dello slip vector.

Le misure cinematiche rilevate sono state trattate attraverso il software Win-Tensor con l'obiettivo di ricavare informazioni sul campo di stress attraverso stress inversion. Il modello di inversione si basa sul metodo PBT che produce una stima diretta degli assi principali di stress, σ_1 , σ_2 e σ_3 , in base all'orientamento medio delle giaciture delle faglie e delle direzioni di movimento ad esse associate, relativo a tutti i singoli dati inseriti.

4. ANALISI STRUTTURALE E MISURE

In questo capitolo sono riassunti i risultati ottenuti attraverso il rilievo fotogrammetrico sul piano di scivolamento e il rilevamento di terreno tradizionale. Quest'ultimo è stato effettuato sia su alcune strutture duttili presenti sul piano di scivolamento sia su zone limitrofe al piano, importanti per la presenza di faglie significative ai fini dell'interpretazione genetica delle strutture plicative sul piano di scivolamento.

4.1 Piano di scivolamento – Analisi delle strutture plicative dai dati fotogrammetrici

L'analisi delle strutture sul dato fotogrammetrico si basa sull'interpretazione dell'ombreggiatura del rilievo, associata all'osservazione dell'ortofoto. Tramite le carte di pendenza e di esposizione si ricavano, invece, le giaciture delle strutture plicative e dell'orientazione degli assi di piega.

Entrando nel dettaglio della fotointerpretazione, il primo passo consiste nell'osservazione dell'ortofoto a scala globale. Ciò permette di individuare ed escludere le aree non idonee perché coperte da detrito e vegetazione, o perché particolarmente distorte da impedirne l'interpretazione e la restituzione di misure accettabili (fig. 38).



Fig.38 Ortofoto a scala globale: nel riquadro rosso è evidenziata l'area più idonea alla foto interpretazione.

Sulla base delle orientazioni delle strutture principali osservate sull'ortofoto, si procede alla generazione degli shaded relief, utilizzando il tool Hillshade in ambiente ArcGis. Si impostano i parametri di azimuth e inclinazione della fonte luminosa che permettono di mettere in luce al meglio le loro morfologie (fig. 39.)

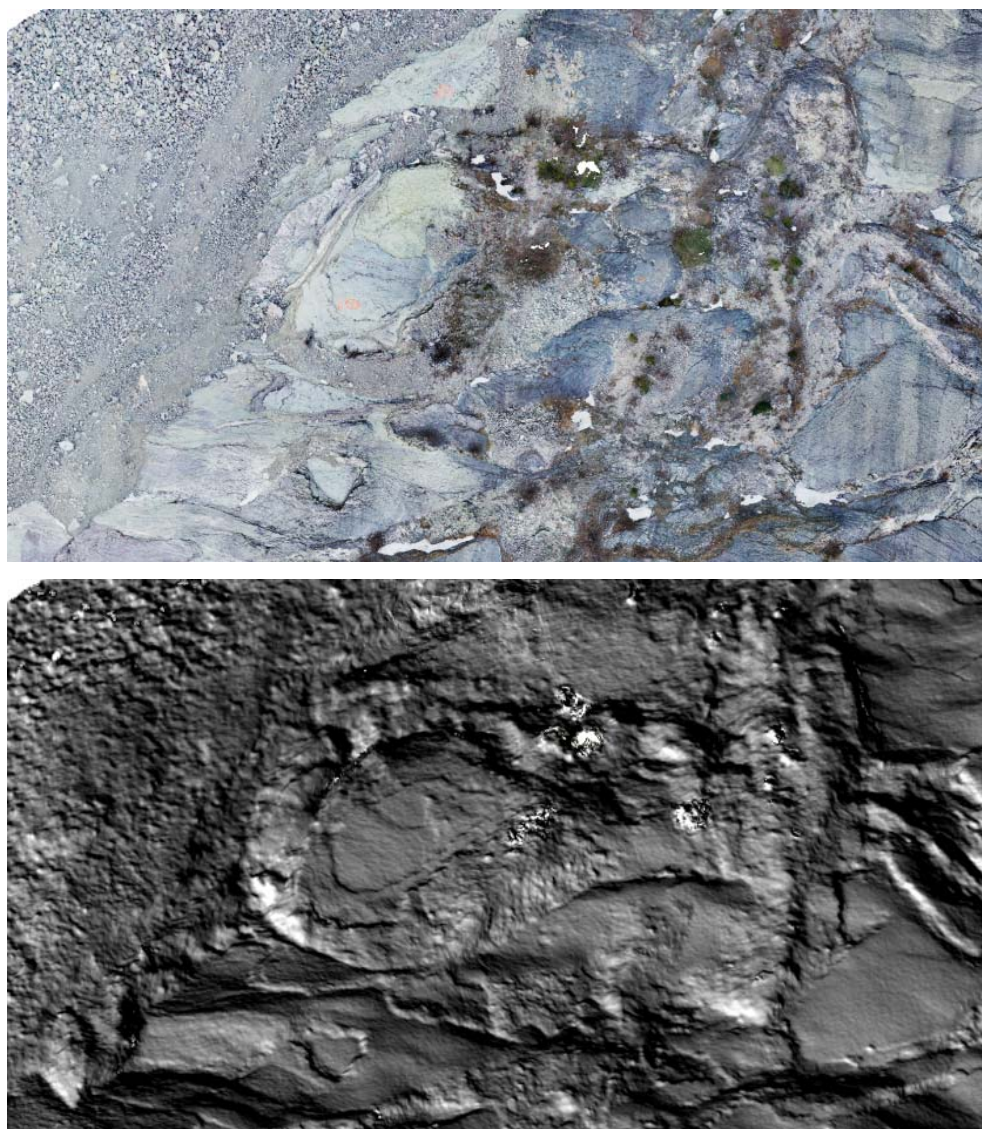


Fig.39 Ortofoto (in alto) e hillshade di un dettaglio del piano di scivolamento, scala 1:200. È evidente come l'hillshade aiuti la ricostruzione morfologica.

Solo dopo aver ricostruito e compreso le morfologie delle strutture, è possibile interpretarne il dettaglio e, utilizzando l'editor di ArcGis, si disegna

l'andamento degli strati dal quale si può comprendere se le morfologie evidenziate dall'hillshade sono generate da pieghe (fig. 40).



Fig.40 Edit dell'andamento degli strati.

Attraverso il disegno degli strati si riconoscono le cerniere delle pieghe, sulle quali si interpreta l'andamento degli assi. L'utilizzo completo di tutte le informazioni derivate da ortofoto, hillshade, edit strata, restituisce la forma del complesso di associazioni di pieghe sinformi ed antiformi sul piano di scivolamento (fig. 41).

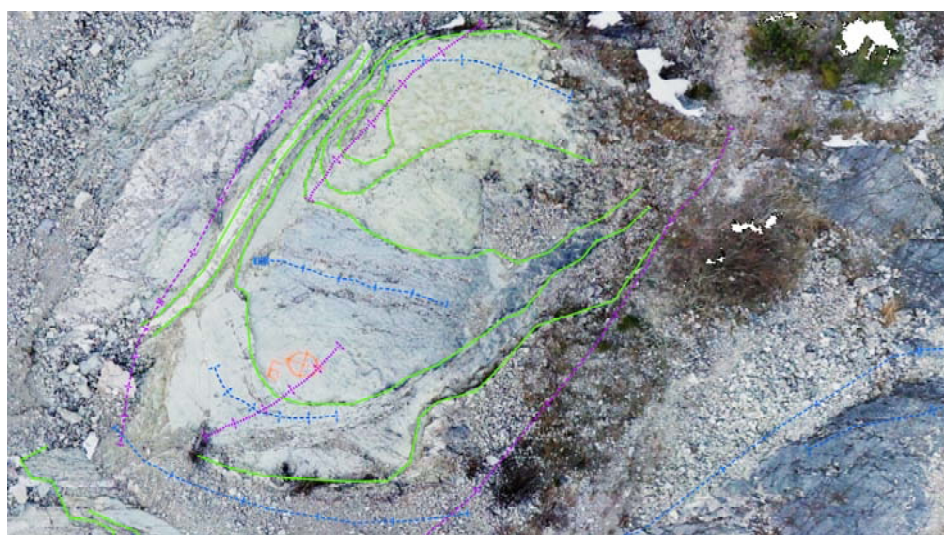


Fig. 41 Esempio di fotointerpretazione di una morfostruttura presente sul piano di scivolamento.

Attraverso slope ed aspect, utilizzando lo strumento *Identify geographic features* di ArcGis, si ricavano le giaciture dei fianchi delle pieghe, da cui si ottiene, quindi, la misura degli assi disegnati.

In tabella I, riporto le misure di Dip e Dip Direction dei fianchi delle pieghe con i relativi plunge e trend degli assi.

| <i>Dip</i> | <i>DipDir</i> | <i>Dip</i> | <i>DipDir</i> | <i>PLUNGE</i> | <i>TREND</i> | <i>Dip</i> | <i>DipDir</i> | <i>Dip</i> | <i>DipDir</i> | <i>PLUNGE</i> | <i>TREND</i> |
|------------|---------------|------------|---------------|---------------|--------------|------------|---------------|------------|---------------|---------------|--------------|
| 65 | 313 | 70 | 305 | 50 | 9 | 32 | 357 | 49 | 0 | 4 | 274 |
| 82 | 287 | 77 | 310 | 74 | 349 | 35 | 348 | 41 | 354 | 19 | 287 |
| 57 | 359 | 42 | 6 | 14 | 79 | 45 | 354 | 50 | 355 | 6 | 270 |
| 55 | 16 | 70 | 316 | 55 | 15 | 33 | 14 | 48 | 358 | 21 | 68 |
| 35 | 24 | 80 | 263 | 29 | 347 | 40 | 355 | 43 | 358 | 21 | 293 |
| 43 | 29 | 53 | 17 | 29 | 82 | 31 | 334 | 37 | 355 | 29 | 313 |
| 50 | 26 | 67 | 16 | 22 | 96 | 46 | 330 | 44 | 356 | 44 | 352 |
| 48 | 28 | 32 | 31 | 4 | 114 | 41 | 356 | 38 | 346 | 35 | 320 |
| 60 | 7 | 41 | 24 | 25 | 81 | 44 | 334 | 49 | 355 | 43 | 319 |
| 42 | 31 | 72 | 300 | 41 | 14 | 31 | 329 | 44 | 2 | 29 | 307 |
| 60 | 6 | 40 | 23 | 24 | 81 | 44 | 352 | 38 | 359 | 23 | 55 |
| 33 | 9 | 52 | 20 | 14 | 301 | 37 | 357 | 52 | 342 | 23 | 53 |
| 54 | 14 | 38 | 25 | 18 | 90 | 40 | 15 | 17 | 320 | 17 | 306 |
| 34 | 76 | 54 | 11 | 34 | 72 | 40 | 5 | 41 | 308 | 37 | 338 |
| 50 | 45 | 40 | 13 | 37 | 355 | 44 | 5 | 23 | 312 | 23 | 301 |
| 43 | 9 | 68 | 31 | 28 | 313 | 44 | 358 | 69 | 325 | 36 | 39 |
| 35 | 20 | 40 | 26 | 21 | 323 | 49 | 55 | 36 | 24 | 34 | 0 |
| 64 | 355 | 50 | 33 | 48 | 52 | 52 | 16 | 70 | 26 | 22 | 305 |
| 44 | 24 | 41 | 4 | 41 | 357 | 63 | 74 | 45 | 6 | 45 | 14 |
| 34 | 18 | 41 | 40 | 32 | 356 | 48 | 357 | 35 | 23 | 31 | 54 |
| 36 | 9 | 43 | 26 | 32 | 338 | 38 | 15 | 42 | 16 | 6 | 293 |
| 40 | 17 | 60 | 21 | 6 | 295 | 75 | 90 | 58 | 15 | 58 | 25 |
| 40 | 23 | 34 | 35 | 27 | 75 | 52 | 37 | 43 | 7 | 42 | 352 |
| 38 | 309 | 50 | 50 | 31 | 350 | 40 | 8 | 30 | 12 | 7 | 89 |
| 28 | 32 | 30 | 22 | 27 | 52 | 29 | 24 | 27 | 14 | 25 | 353 |
| 69 | 93 | 42 | 33 | 42 | 23 | 68 | 312 | 42 | 90 | 25 | 31 |
| 41 | 40 | 33 | 0 | 33 | 358 | 40 | 3 | 59 | 352 | 17 | 71 |
| 51 | 30 | 58 | 85 | 50 | 44 | 46 | 7 | 38 | 0 | 20 | 297 |
| 46 | 17 | 40 | 39 | 39 | 56 | 19 | 5 | 44 | 0 | 3 | 87 |
| 58 | 11 | 51 | 29 | 47 | 59 | 28 | 9 | 45 | 3 | 7 | 86 |
| 53 | 8 | 50 | 27 | 50 | 35 | 49 | 5 | 31 | 4 | 1 | 276 |
| 59 | 81 | 52 | 7 | 49 | 34 | 37 | 8 | 44 | 6 | 7 | 89 |
| 50 | 76 | 64 | 9 | 49 | 64 | 30 | 36 | 18 | 3 | 16 | 336 |
| 48 | 345 | 39 | 356 | 38 | 10 | 29 | 12 | 33 | 26 | 27 | 346 |
| 37 | 11 | 36 | 341 | 35 | 352 | 35 | 15 | 62 | 354 | 21 | 72 |
| 47 | 19 | 42 | 38 | 41 | 56 | 33 | 5 | 46 | 1 | 7 | 84 |
| 41 | 1 | 51 | 42 | 41 | 357 | 38 | 354 | 23 | 27 | 20 | 55 |
| 52 | 10 | 41 | 29 | 34 | 68 | 40 | 9 | 48 | 359 | 27 | 62 |
| 43 | 354 | 49 | 47 | 42 | 9 | 22 | 28 | 44 | 10 | 11 | 88 |
| 56 | 9 | 40 | 7 | 4 | 282 | 30 | 358 | 32 | 6 | 28 | 333 |
| 53 | 8 | 41 | 0 | 18 | 293 | 42 | 2 | 40 | 3 | 12 | 79 |
| 71 | 14 | 52 | 1 | 26 | 294 | 33 | 4 | 32 | 9 | 30 | 30 |

| | | | | | | | | | | | |
|----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|
| 42 | 271 | 52 | 26 | 29 | 322 | 50 | 356 | 63 | 356 | 0 | 86 |
| 33 | 269 | 60 | 20 | 27 | 307 | 36 | 5 | 40 | 8 | 15 | 297 |
| 60 | 24 | 29 | 272 | 24 | 309 | 47 | 351 | 39 | 7 | 33 | 44 |
| 56 | 27 | 33 | 284 | 28 | 318 | 37 | 3 | 33 | 343 | 32 | 330 |
| 53 | 359 | 36 | 2 | 5 | 85 | 32 | 355 | 37 | 10 | 29 | 327 |
| 42 | 356 | 59 | 1 | 10 | 277 | 32 | 347 | 30 | 27 | 29 | 13 |
| 31 | 350 | 60 | 345 | 5 | 72 | 47 | 9 | 29 | 358 | 12 | 290 |
| 50 | 346 | 34 | 5 | 24 | 54 | 40 | 7 | 50 | 11 | 11 | 290 |
| 41 | 18 | 32 | 355 | 29 | 328 | 43 | 1 | 31 | 19 | 23 | 64 |
| 48 | 354 | 34 | 354 | 0 | 84 | 40 | 5 | 34 | 30 | 33 | 44 |
| 45 | 8 | 31 | 0 | 11 | 290 | 40 | 348 | 51 | 38 | 40 | 351 |
| 28 | 4 | 32 | 6 | 7 | 287 | 30 | 11 | 51 | 56 | 29 | 352 |
| 42 | 7 | 39 | 14 | 33 | 51 | 39 | 7 | 45 | 15 | 26 | 315 |
| 38 | 26 | 39 | 14 | 38 | 30 | 40 | 30 | 26 | 17 | 14 | 317 |
| 27 | 35 | 47 | 31 | 4 | 117 | 50 | 19 | 44 | 10 | 33 | 321 |
| 43 | 14 | 60 | 291 | 41 | 351 | 31 | 8 | 42 | 25 | 23 | 323 |
| 40 | 62 | 64 | 98 | 40 | 32 | 47 | 10 | 39 | 9 | 3 | 283 |
| 46 | 6 | 42 | 62 | 40 | 41 | 47 | 1 | 38 | 352 | 22 | 293 |
| 37 | 24 | 43 | 27 | 11 | 309 | 37 | 1 | 42 | 6 | 20 | 300 |
| 20 | 55 | 35 | 11 | 19 | 71 | 30 | 9 | 42 | 346 | 25 | 45 |
| 25 | 27 | 34 | 359 | 23 | 49 | 33 | 2 | 51 | 354 | 11 | 75 |
| 22 | 30 | 28 | 12 | 19 | 62 | 35 | 2 | 44 | 330 | 34 | 15 |
| 25 | 28 | 33 | 12 | 19 | 69 | 57 | 357 | 64 | 349 | 38 | 57 |
| 23 | 41 | 48 | 72 | 17 | 358 | 30 | 22 | 26 | 13 | 20 | 331 |
| 28 | 16 | 37 | 1 | 21 | 61 | 52 | 4 | 59 | 34 | 51 | 353 |
| 45 | 0 | 29 | 37 | 27 | 59 | | | | | | |

Tab. I Giaciture di fianchi ed assi delle pieghe, ricavate da fotogrammetria.

I dati relativi a plunge e trend degli assi sono inseriti nel software opensource Openstereo dal quale si ricava lo stereoplot delle polarità assiali (fig. 42).

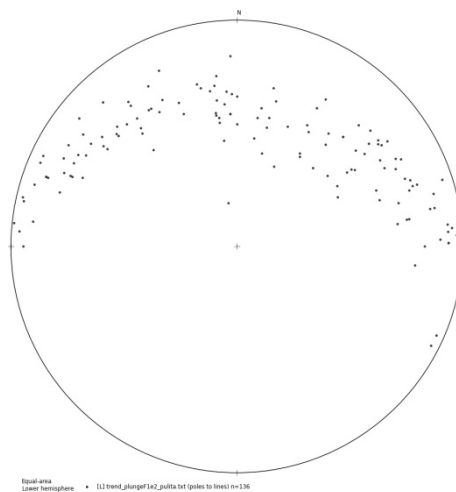


Fig. 42 Plot stereografico delle polarità assiali rilevate tramite fotogrammetria.

4.2 Piano di scivolamento - Analisi di terreno su strutture plicative

Dai rilievi condotti sul piano di scivolamento sono state ricavate ulteriori misure relative alle strutture plicative presenti, che riporto in tabella II

| <i>Dip</i> | <i>DipDir</i> | <i>Dip</i> | <i>DipDir</i> | <i>PLUNGE</i> | <i>TREND</i> |
|------------|---------------|------------|---------------|---------------|--------------|
| 40 | 30 | 60 | 220 | 6 | 307 |
| 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 |
| 60 | 50 | 30 | 340 | 30 | 339 |
| 27 | 360 | 35 | 20 | 23 | 328 |
| 30 | 360 | 50 | 355 | 6 | 80 |
| 40 | 25 | 40 | 0 | 39 | 12 |
| 40 | 15 | 70 | 15 | 0 | 285 |
| 70 | 15 | 40 | 15 | 0 | 285 |
| 50 | 40 | 20 | 30 | 5 | 314 |
| 50 | 27 | 75 | 100 | 50 | 29 |
| 25 | 5 | 50 | 140 | 14 | 62 |
| 30 | 130 | 25 | 5 | 13 | 64 |
| 36 | 196 | 42 | 30 | 6 | 114 |
| 42 | 30 | 52 | 154 | 26 | 87 |
| 48 | 171 | 45 | 40 | 24 | 104 |
| 32 | 4 | 35 | 19 | 31 | 348 |
| 35 | 5 | 35 | 19 | 35 | 12 |
| 42 | 5 | 33 | 359 | 13 | 290 |
| 33 | 359 | 34 | 18 | 33 | 2 |
| 35 | 7 | 30 | 351 | 27 | 325 |
| 50 | 15 | 35 | 8 | 11 | 295 |
| 34 | 18 | 50 | 15 | 5 | 101 |
| 35 | 4 | 36 | 11 | 34 | 351 |
| 50 | 15 | 30 | 351 | 22 | 304 |

Tab.II Giaciture di fianchi ed assi delle pieghe, ricavate da rilievo di terreno.

I dati relativi a plunge e trend degli assi sono inseriti nel software opensource Openstereo dal quale si ricava lo stereoplot delle polarità assiali (fig. 43).

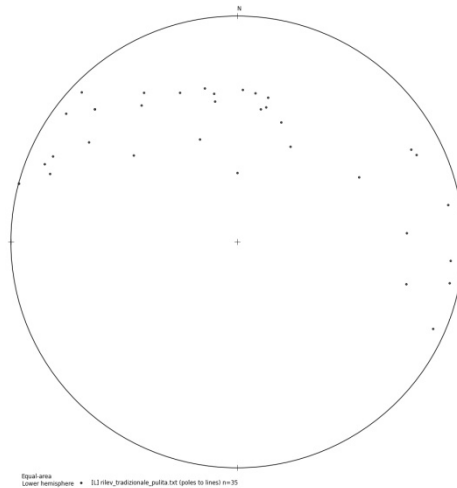


Fig. 43 Plot stereografico delle polarità assiali rilevate tramite analisi di terreno.

4.3 Zone di faglia confinanti il piano di scivolamento

Nel rilevamento condotto sulle aree limitrofe al piano di scivolamento, sinistra e destra idrografica del torrente Vajont ad ovest della diga, sono stati valutati gli indicatori cinematici dei piani di faglia rilevati, per ricostruire il campo di stress. Si riportano in tabella III le misure ricavate dai piani di faglia rilevati.

| Dip | DipDir | PITCH |
|-----|--------|-------|
| 50 | 220 | 221 |
| 45 | 250 | 225 |
| 85 | 270 | 360 |
| 35 | 70 | 70 |
| 68 | 57 | 60 |
| 55 | 46 | 65 |
| 70 | 78 | 30 |
| 72 | 260 | 195 |
| 28 | 60 | 75 |
| 25 | 74 | 80 |
| 25 | 53 | 65 |
| 27 | 70 | 75 |
| 75 | 250 | 185 |
| 30 | 65 | 70 |

Tab. III Misure cinematiche delle faglie rilevate nelle aree della forra del torrente Vajont.

Le misure sono state elaborate attraverso Win-Tensor per generare lo stereoplot cinematico dal quale si ricava il vettore di stress (fig. 44)

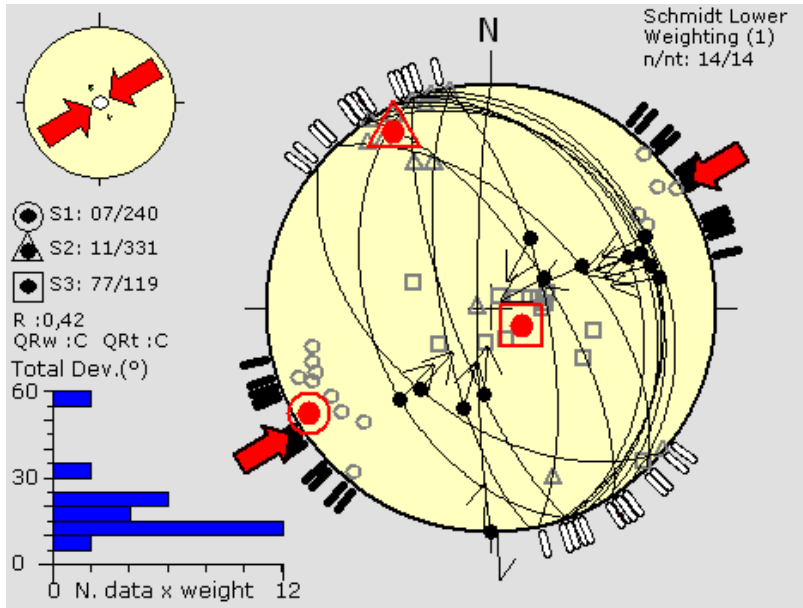


Fig. 44 Stereoplot cinematico, la freccia rossa indica la ricostruzione del vettore di stress.

Dalle tensioni σ_1 , σ_2 , σ_3 sviluppate lungo i tre assi di stress principali, si ricavano i tre cerchi di Mohr. Il campo di stress è rappresentato dall'area racchiusa tra la circonferenza esterna e le due interne dei tre cerchi di Mohr (fig. 45).

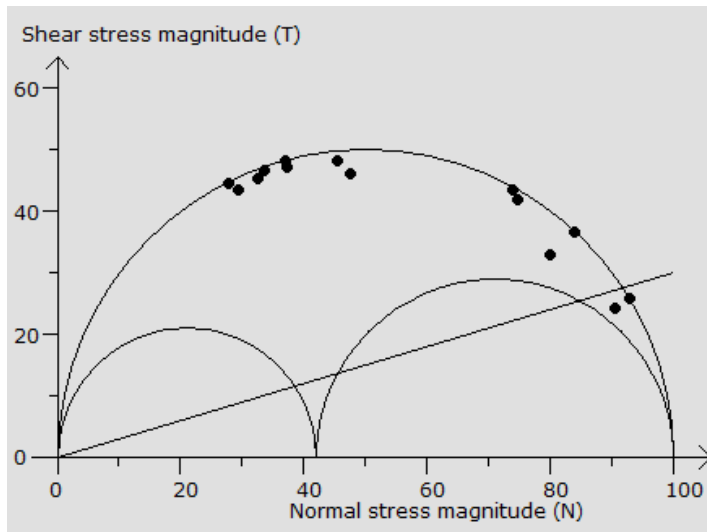


Fig. 45 Nella figura sono evidenziati i 14 punti degli stati di tensione che sono associabili ai 14 vettori spostamento

5. INTERPRETAZIONE DELL'ANALISI STRUTTURALE

5.1 Interpretazione dell'analisi strutturale del piano di scivolamento

Il monte Toc è localizzato nel retro fianco dell'anticlinale di Belluno (cap.1, fig. 12), dove essa si fonde con la sinclinale di Erto (cap. 2, fig. 20) (Riva et al. 1990; Broili, 1967; Hendron & Patton, 1985; Doglioni & Carminati, 2008; Genevois & Ghirotti, 2005).

Da rilevamenti di terreno si riscontra, tuttavia, un'altra grande piega, evidenziata dalle differenti caratteristiche dei lobi orientali ed occidentali (fig. 46) della superficie di scivolamento della frana del Vajont (Massironi et al., 2013).

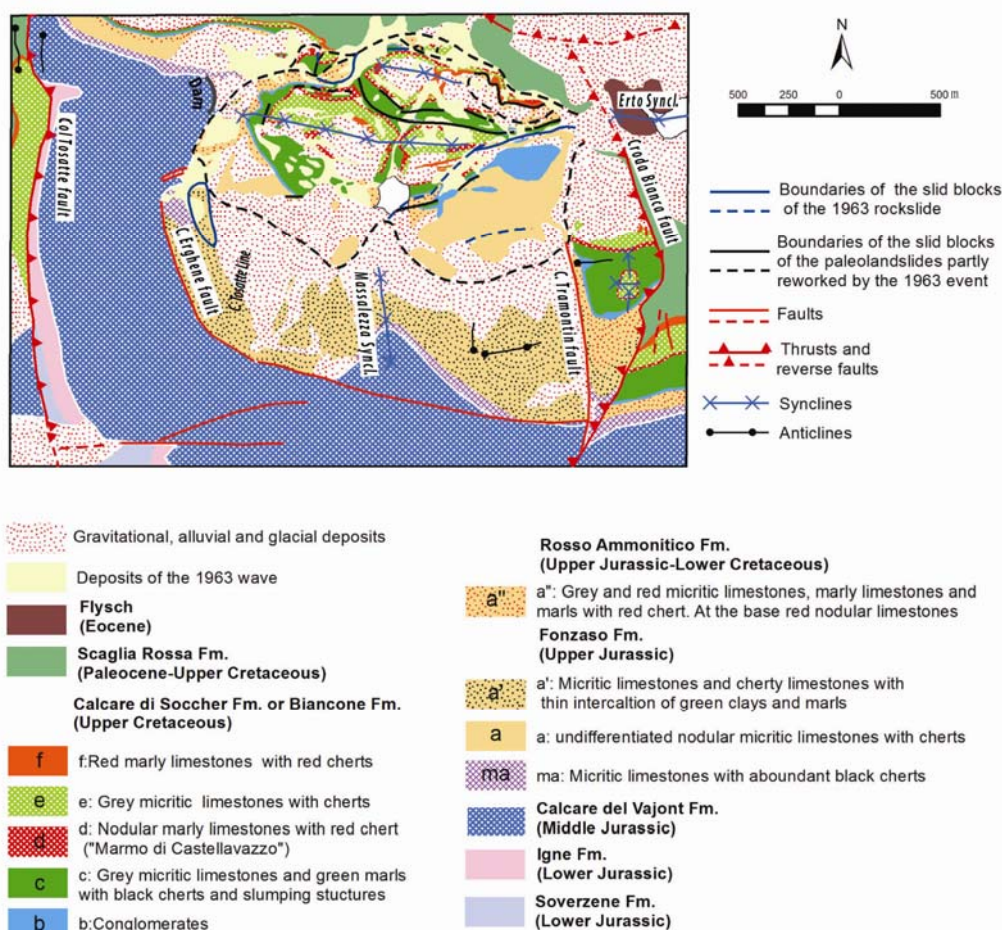


Fig. 46 Mappa geologica modificata da Rossi & Semenza (1965) e Riva et al. (1990). Sequenza stratigrafica ripresa da Rossi & Semenza (1965) e Paronuzzi & Bolla (2012). Tratta da Massironi et al. (2013).

La giacitura media dei due lobi delinea una sinclinale aperta con una cerniera in corrispondenza del torrente Massalezza. Questa piega produce la forma concava complessiva della superficie di scivolamento. Le complicazioni strutturali legate all'interferenza tra le pieghe minori, appartenenti alle sinclinali di Erto e Massalezza, sono responsabili dell'ondulazione e piegatura della superficie di scivolamento della frana (Massironi et al., 2013). In passato, l'ondulazione presente sul piano di scivolamento è stata attribuita a processi gravitazionali (Hendron & Patton, 1985; Paronuzzi & Bolla, 2012). Solo Broili (1967) ha riconosciuto l'origine tettonica di questi elementi senza fornire, però, una spiegazione strutturale. Dall'osservazione diretta e dalla fotointerpretazione si riconosce l'orientazione principale delle strutture, che varia da E – W a NNW - SSE. Le pieghe sul piano di scivolamento mostrano processi di flexural slip, che generano thrust flat – ramp – flat vergenti verso Sud (fig. 47), (Massironi et al., 2013).

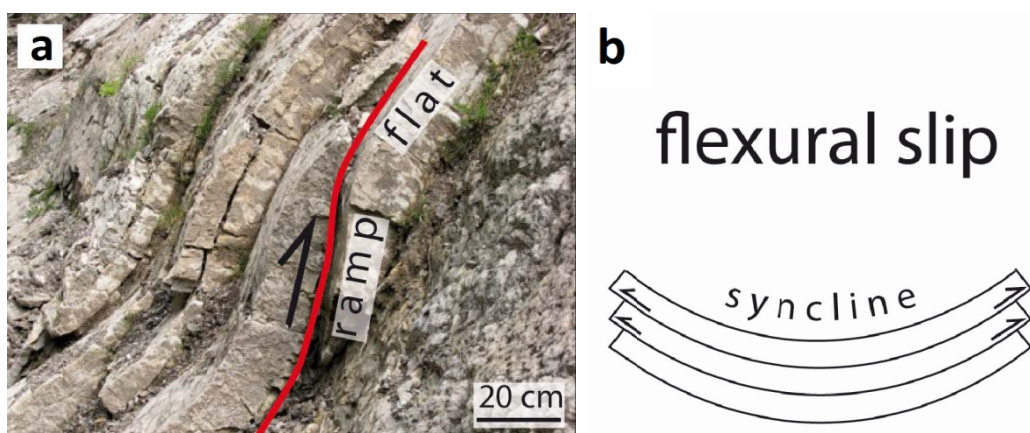


Fig.47 La foto a rappresenta un dettaglio di una zona rilevata, sul piano di scivolamento, che mostra il flexural slip nella formazione di Fonzaso, con geometria ramp – flat e piega associata con sud vergenza (antigravitazionale). Modificata da Massironi et al., 2013.

Il fenomeno gravitativo ha, potenzialmente, riattivato le superfici preesistenti del sistema flat – ramp – flat (fig. 48).

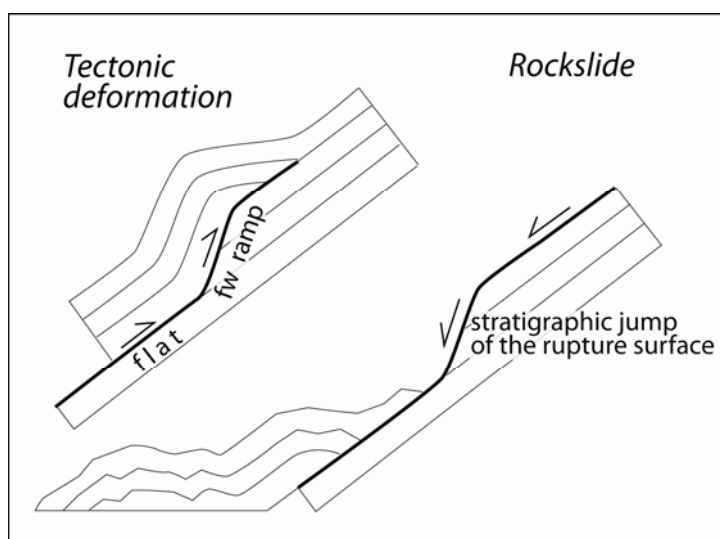


Fig. 48 Riattivazione di una superficie flat – ramp, nello scivolamento gravitazionale. Tratta da Massironi et al., 2013.

Con queste evidenze si dimostra l'origine tettonica delle pieghe, escludendo altre interpretazioni che vorrebbero spiegare la loro nucleazione come unicamente associata alle sollecitazioni gravitative.

I terrazzi strutturali E – W, generati dalle deformazioni flat – ramp – flat, interferiscono sul piano di scivolamento con strutture NNW – SSE generando pieghe ripiegate. Il trend N – S è responsabile della separazione tra il lobo orientale ed occidentale della superficie di scivolamento. Su tutto il piano le strutture ripiegate si osservano con maggior frequenza avvicinandosi alle zone di cerniera, nello specifico alla sinclinale del Massalezza.

Passando ad un maggior dettaglio osservativo, utilizzando il rilievo fotogrammetrico, si riconoscono le strutture ripiegate generanti superfici a duomi e bacini.

Dalla ricostruzione geometrica di queste strutture ripiegate appare chiaro che la presenza di assi diversamente orientati sia da ricondurre, appunto, agli eventi deformativi che hanno generato i due principali trend NNW – SSE ed E – W. In continuità con quanto dimostrato nel lavoro di tesi triennale (Ravagnan, 2011),

interpretiamo questi due trend come deformazioni rispettivamente generate da tettonica dinarica e alpina.

L'analisi di alcune strutture particolarmente chiare permette di suffragare ulteriormente quanto sopra esposto.

La fotointerpretazione, eseguita sui modelli ricavati dalla fotogrammetria, distingue i due differenti trend deformativi attraverso l'utilizzo di colori (fig.49).

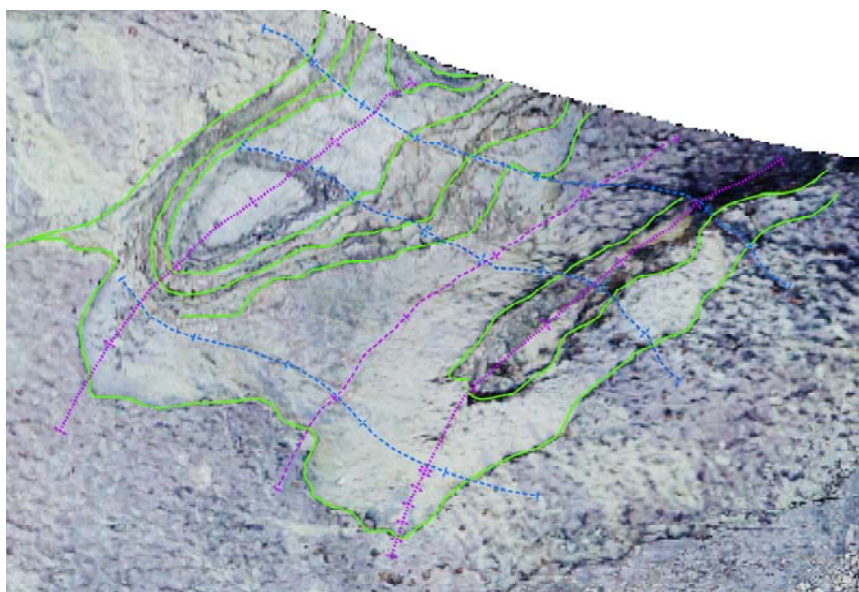


Fig.49 Evidenze di pieghe ripiegate sul piano di scivolamento. Scala 1: 60. I colori rappresentano: in verde, le testate degli strati; in viola, gli assi delle pieghe interpretati come dinarici; in blu, gli assi delle pieghe interpretati come alpini; le geometrie antiformi e sinformi sono espresse con diversa simbologia.

L'esempio riportato sopra, chiarisce il concetto di struttura ripiegata attraverso l'interferenza di due sistemi deformativi disposti quasi a 90° l'uno dall'altro. Questo è, però, un caso di facile interpretazione non generalizzabile a tutte le forme rilevabili sul piano. Quest'ultime rappresentano altresì orientazioni deformative più complesse, come quella riportata in fig. 50, che restituiscono orientazioni variabili degli assi.

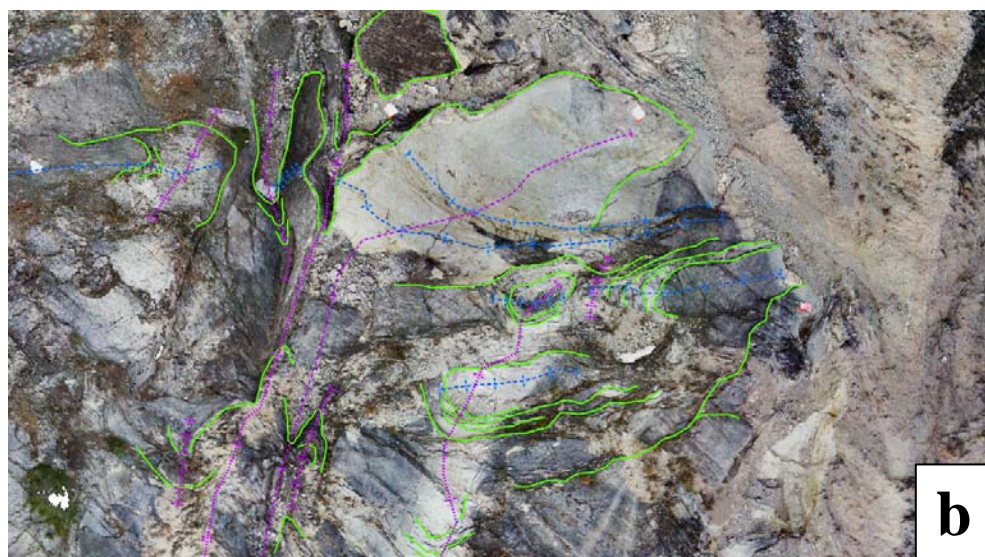


Fig.50 Nell'immagine a) si riporta una foto interpretata dello stesso affioramento, sul piano di scivolamento, dell'immagine b), per facilitarne la comprensione; la scala dell'immagine b) è 1 : 125.

5.2 Modelli di deformazione duttile sul piano di scivolamento

Attraverso la fotogrammetria UAV e l'analisi di terreno, ho ricavato un elevato numero di misurazioni strutturali, relative ai sistemi di piega presenti sul piano di scivolamento. In totale sono stati misurati 342 fianchi di piega e 171 assi di piega.

I valori di plung e trend degli assi di piega sono elencati nella tabella IV:

| ASSI RILEVATI SUL TERRENO | | ASSI RILEVATI ATTRAVERSO FOTOGRAMMETRIA UAV | | | | | | | |
|---------------------------|-------|---|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|
| PLUNGE | TREND | PLUNGE | TREND | PLUNGE | TREND | PLUNGE | TREND | PLUNGE | TREND |
| 6 | 307 | 50 | 9 | 24 | 309 | 7 | 89 | 41 | 56 |
| 11 | 295 | 74 | 349 | 28 | 318 | 16 | 336 | 41 | 357 |
| 15 | 313 | 58 | 25 | 5 | 85 | 27 | 346 | 34 | 68 |
| 15 | 313 | 55 | 15 | 10 | 277 | 21 | 72 | 42 | 9 |
| 9 | 292 | 29 | 347 | 5 | 72 | 7 | 84 | 4 | 282 |
| 39 | 62 | 29 | 82 | 24 | 54 | 20 | 55 | 18 | 293 |
| 43 | 20 | 22 | 96 | 29 | 328 | 27 | 62 | 26 | 294 |
| 37 | 351 | 4 | 114 | 0 | 84 | 11 | 88 | 29 | 322 |
| 34 | 7 | 25 | 81 | 11 | 290 | 28 | 333 | 27 | 307 |
| 22 | 304 | 41 | 14 | 7 | 287 | 12 | 79 | 6 | 293 |
| 34 | 351 | 24 | 81 | 33 | 51 | 30 | 30 | 20 | 331 |
| 30 | 339 | 14 | 301 | 38 | 30 | 0 | 86 | 7 | 89 |
| 23 | 328 | 18 | 90 | 4 | 117 | 15 | 297 | 25 | 353 |
| 6 | 80 | 34 | 72 | 41 | 351 | 33 | 44 | 25 | 31 |
| 5 | 101 | 37 | 355 | 40 | 32 | 45 | 360 | 17 | 71 |
| 39 | 12 | 28 | 313 | 40 | 41 | 32 | 330 | 20 | 297 |
| 0 | 285 | 21 | 323 | 11 | 309 | 29 | 327 | 3 | 87 |
| 0 | 285 | 48 | 52 | 19 | 71 | 29 | 13 | 7 | 86 |
| 5 | 314 | 41 | 357 | 23 | 49 | 12 | 290 | 1 | 276 |
| 50 | 29 | 32 | 356 | 19 | 62 | 11 | 290 | 31 | 54 |
| 14 | 62 | 32 | 338 | 19 | 69 | 23 | 64 | 29 | 307 |
| 13 | 64 | 6 | 295 | 17 | 358 | 33 | 44 | 23 | 55 |
| 6 | 114 | 27 | 75 | 21 | 61 | 40 | 351 | 23 | 53 |
| 26 | 87 | 31 | 350 | 27 | 59 | 29 | 352 | 17 | 306 |
| 24 | 104 | 27 | 52 | 51 | 353 | 26 | 315 | 37 | 338 |
| 65 | 360 | 42 | 23 | 14 | 317 | 14 | 79 | 23 | 301 |
| 40 | 10 | 33 | 358 | 33 | 321 | 4 | 274 | 36 | 39 |
| 6 | 95 | 50 | 44 | 23 | 323 | 19 | 287 | 34 | 0 |
| 40 | 310 | 39 | 56 | 3 | 283 | 6 | 270 | 22 | 305 |
| 50 | 340 | 47 | 59 | 22 | 293 | 21 | 68 | 45 | 14 |
| 31 | 348 | 50 | 35 | 20 | 300 | 21 | 293 | 42 | 352 |
| 35 | 12 | 49 | 34 | 25 | 45 | 29 | 313 | | |
| 13 | 290 | 49 | 64 | 11 | 75 | 44 | 352 | | |
| 33 | 2 | 38 | 10 | 34 | 15 | 35 | 320 | | |
| 27 | 325 | 35 | 352 | 38 | 57 | 43 | 319 | | |

Tab. IV Griglia riassuntiva delle informazioni relative agli assi delle pieghe misurate sul piano di scivolamento, attraverso rilevamento di terreno e fotogrammetria.

Tutte le misure degli assi di piega sono state proiettate su un plot stereografico, attraverso il software Openstereo. I poli degli assi, su proiezione stereografica, si presentano piuttosto dispersi (fig. 51 a). Lo stesso fenomeno di dispersione si nota, coerentemente, anche analizzando separatamente lo stereoplot con i dati da rilevamento di terreno (fig. 51 b) e quello ricavato con i dati da fotogrammetria (fig. 51 c).

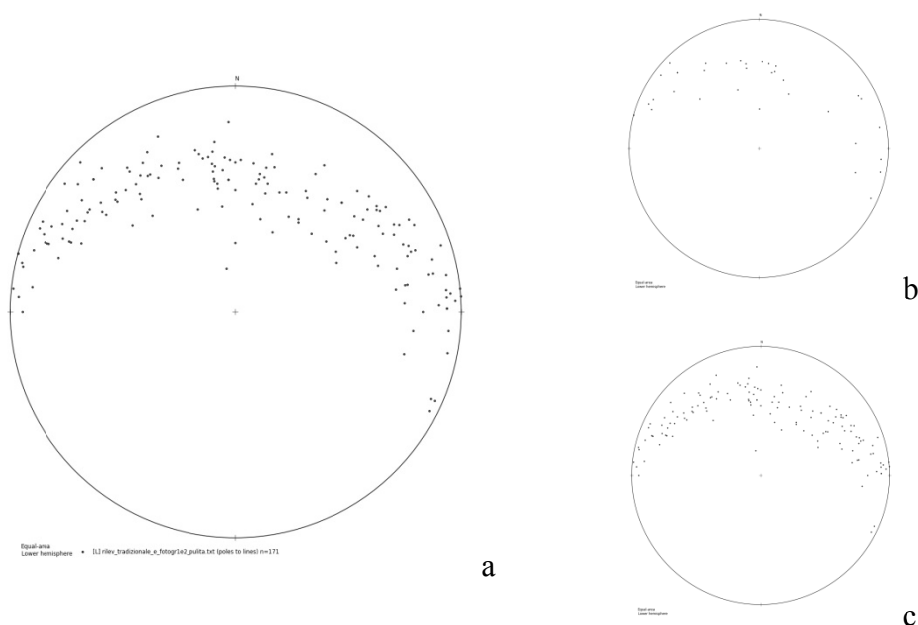


Fig. 51 Plot stereografici delle polarità assiali, a) stereoplot totale; b) stereoplot rilevamento di terreno; c) stereoplot fotogrammetria

Questo livello di dispersione non stupisce, considerata l'ipotesi di trovarsi in condizioni di interferenza tra pieghe, dove l'orientazione delle pieghe di prima fase è alterata a causa della deformazione operata dalla fase plicativa successiva (fig. 52).



Fig. 52 Esempio di struttura ripiegata sul piano di scivolamento della frana.

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 diversi pattern di pieghe di interferenza in base all'orientazione dei due set di pieghe.

5.2.1 Definizione degli standard di orientazione

Per comprendere le dinamiche che hanno portato ad avere una così grande dispersione di dati è necessario cercare di individuare i principali eventi deformativi che hanno interferito tra loro. Per far questo si è utilizzata la funzione contouring del software Openstereo che permette di riorganizzare i dati in nubi di densità. Da una prima analisi appare evidente una condensazione di misure attorno a due poli (fig. 53)

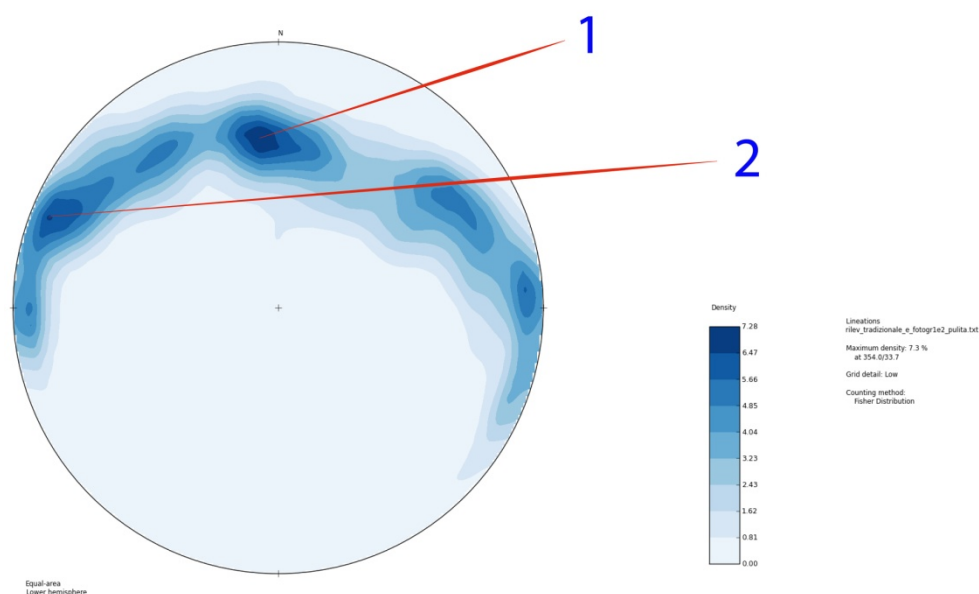


Fig. 53 Divisione del plot stereografico in nubi di densità polare.

Ho scelto, pertanto, questi due poli che ho considerato rappresentativi rispettivamente del valore medio degli assi di pieghe di prima fase (F1) e di seconda fase (F2), come standard di riferimento per le mie modellizzazioni (fig. 54):

| | Fianchi | Assi |
|----|-----------------------|-----------|
| F1 | 37°/11°N // 36°/341°N | 35°/352°N |
| F2 | 30°/5°N // 55°/15°N | 9°/292°N |

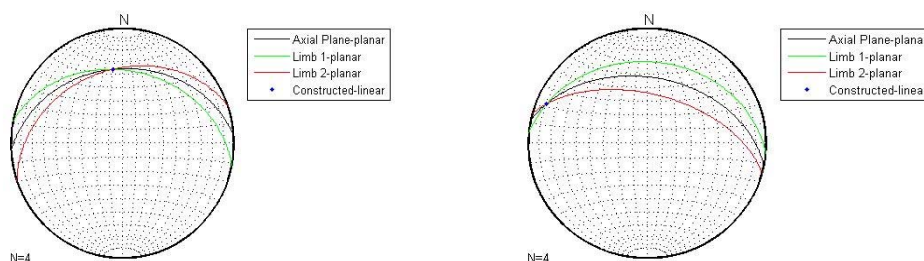


Fig. 54 Giaciture degli standard di riferimento e relativi stereoplot

Sulla base della successione di eventi deformativi che ha interessato il Sudalpino orientale (Castellarin, 1980), la nube F1, orientata quasi N - S con assi inclinati di circa 35°, potrebbe rappresentare una deformazione ad orientamento dinarico, ripiegata probabilmente dall'evento che ha dato origine ai poli F2; evento che ha comportato una rotazione azimutale degli assi di circa 30°. La concentrazione di dati F2, che mostra assi sub orizzontali mediamente orientati a W - NW, è relativa a pieghe che potremmo associare alla fase deformativa Neoalpina.

5.2.2 Analisi dell'interferenza

Definiti gli standard di riferimento delle polarità assiali, si procede all'analisi delle possibili interazioni tra i due sistemi deformativi. Uno degli aspetti più importanti da trattare è la classificazione teorica delle interferenze che questi due sistemi di pieghe hanno generato. L'importanza della classificazione risiede nella possibilità di rappresentare la realtà attraverso dei modelli semplificati.

La classificazione delle interferenze richiede di esplicitare in primo luogo la nomenclatura da utilizzare; parleremo, quindi, di strutture ripiegate facendo riferimento alla visualizzazione in tre dimensioni del risultato di una

sovrapposizione di piegamenti, mentre parleremo di figure di interferenza riferendoci esclusivamente alla visualizzazione in due dimensioni (Grasemann, et al. 2004).

In secondo luogo è bene chiarire che il metodo di classificazione si basa su modellizzazioni cinematiche, assumendo piegamenti in simple shear senza considerare le diverse competenze degli strati. Dal punto di vista reologico possiamo distinguere due tipologie di classificazione del ripiegamento:

1. nel ripiegamento passivo utilizzato da Ramsay,(1967) e Thiessen & Means (1980), gli strati ripiegati non mostrano alcun contrasto di competenza (es. viscosità), di conseguenza non è coinvolta instabilità meccanica. Quindi non è considerato 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 che genera un processo di selezione delle lunghezze d'onda.

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

John Ramsay (1967) distinse quattro principali classi di interferenza, basati sull'orientazione relativa dei piani assiali e degli assi delle pieghe. In fig. 55 è riportata la sua classificazione:

Tipo 1 → Classica struttura a duomi e bacini

Tipo 2 → Boomerang type

Tipo 3 → Piegata ripiegata in senso stretto (forma a “gancio”)

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

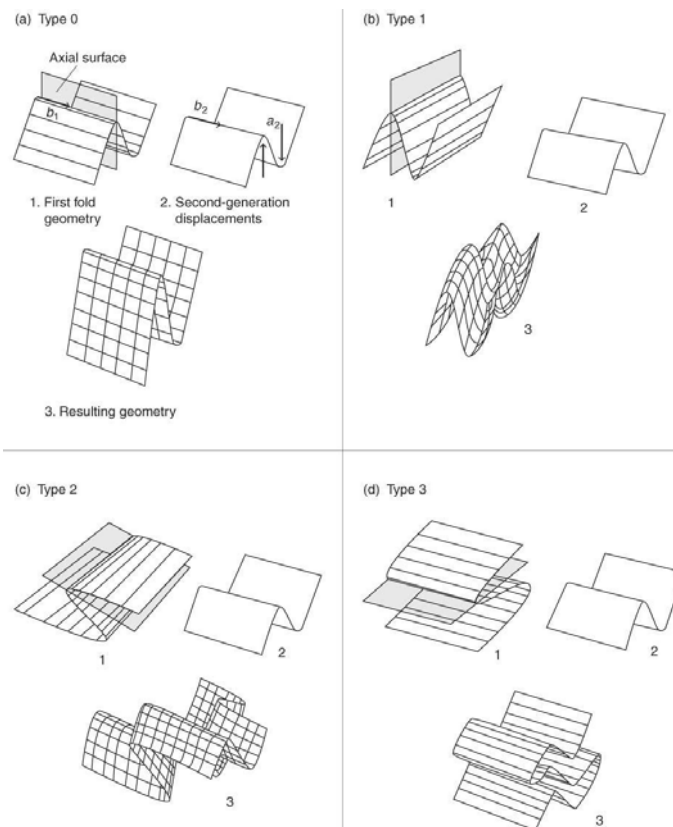


Fig. 55 Classificazione 3D, Ramsay 1967.

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. Generalmente, il verificarsi di tali rapporti e modelli di pieghe di interferenza è considerato come la prova di deformazioni polifasiche.

Tuttavia, è importante capire che alcune classi di interferenza possono risultare da un singolo evento. In particolare, la classe tipo 1 di Ramsay può essere il risultato di una singola fase di deformazione eterogenea non coassiale.

La geometria del modello dipenderà dalle relative orientazioni delle due pieghe. La relazione tra le due orientazioni è definita usando l'angolo α , tra le due cerniere, e l'angolo β , tra la normale al piano assiale della prima piega e la normale alla cerniera della seconda piega, misurata sul piano assiale di F1 (fig. 56).

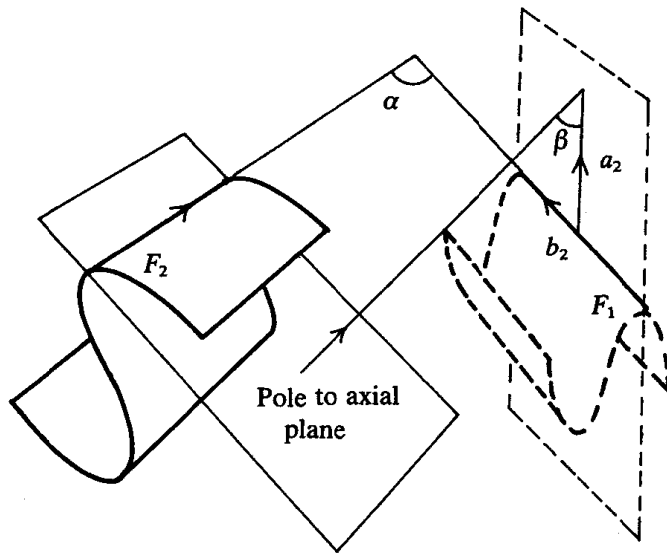


Fig. 56 Relazione angolare tra le orientazioni delle due pieghe, modificata da Thiessen & Means, 1980.

Le figure di interferenza vengono divise in 6 tipi, in base ai valori angolari α e β , come indicato in figura 57 (Ramsay, 1967).

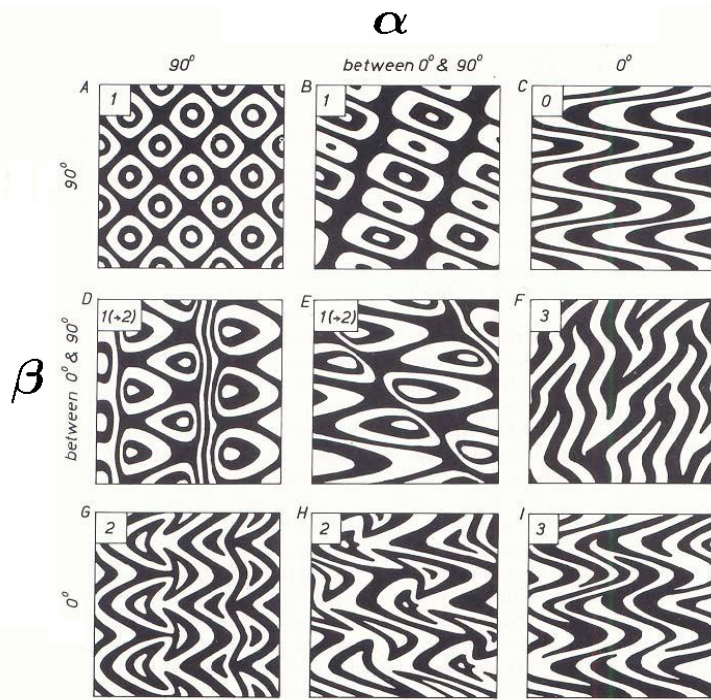


Fig. 57 Classificazione 2D delle geometrie di interferenza, Ramsay 1967.

Una limitazione di questa classificazione è che essa deriva da modelli di interferenza 2D, mentre la modellazione cinematica dimostra che non sono inequivocabilmente diagnostici per definire il carattere tridimensionale delle strutture ripiegate (Thiessen and Means, 1980).

Per procedere con la classificazione di Ramsay, ho ricavato il piano assiale, bisecante i fianchi delle pieghe F1 e F2, utilizzando il software GeoCalculator, ottenendo rispettivamente:

| | Inclinazione | Direzione di immersione |
|----|--------------|-------------------------|
| F1 | 36° | 356°N |
| F2 | 42° | 11°N |

Ho ricavato, anche, la normale al piano assiale di F2:

$$C1 = \text{plunge } 48^\circ - \text{trend } 191^\circ\text{N}$$

e da ciò ho potuto calcolare l'angolo $\alpha = 60^\circ$ e $\beta = 85^\circ$.

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

Questa classificazione, non essendo completamente diagnostica per strutture in tre dimensioni, è tuttavia consistente con alcune strutture rilevate ma non è completamente esaustiva della variabilità geometrica rilevata sulla zona.

Per classificare in tre dimensioni, inizialmente mi sono basato sul metodo di Grasemann B. et al. (2004), ispirato al lavoro di Fousseis e Grasemann (2002).

Lo scopo di questo lavoro è stato quello di dimostrare che le strutture ripiegate sono variabili tra sei end members e di fatto si riconoscono 15 possibili tipologie.

Grasemann nel 2004 ha sviluppato un diagramma vettoriale per generare graficamente le tipologie di interferenza. Per la proiezione sul diagramma triangolare, si utilizzano i valori angolari di α , β , γ e δ . L'angolo γ è misurato tra la normale al piano assiale di F1 e la normale al piano assiale di F2; l'angolo δ è misurato tra la normale al piano assiale di F1 e l'asse di F2.

Nel mio studio ho ottenuto i seguenti valori angolari:

$$\alpha = 60^\circ \quad \beta = 85^\circ \quad \gamma = 83^\circ \quad \delta = 11^\circ$$

La procedura di inserimento dei valori angolari parte con il tracciare la

parallela al lato destro del triangolo in corrispondenza del valore di 60° (α); analogamente si traccia la parallela al lato sinistro, corrispondente al valore di 85° (β); dall'intersezione dei due segmenti si ottiene il punto A. Si ripete l'operazione per i valori angolari di 83° (γ) e di 11° (δ), dalla cui intersezione si ottiene il punto B. I punti A e B rappresentano gli estremi di un vettore, AB, dal quale si ottiene una struttura ripiegata che mostra un andamento classificabile tra tipologia $0_2 - 0_3$ di Grasemann, (2004) con una minor componente di 0_2 (fig. 58).

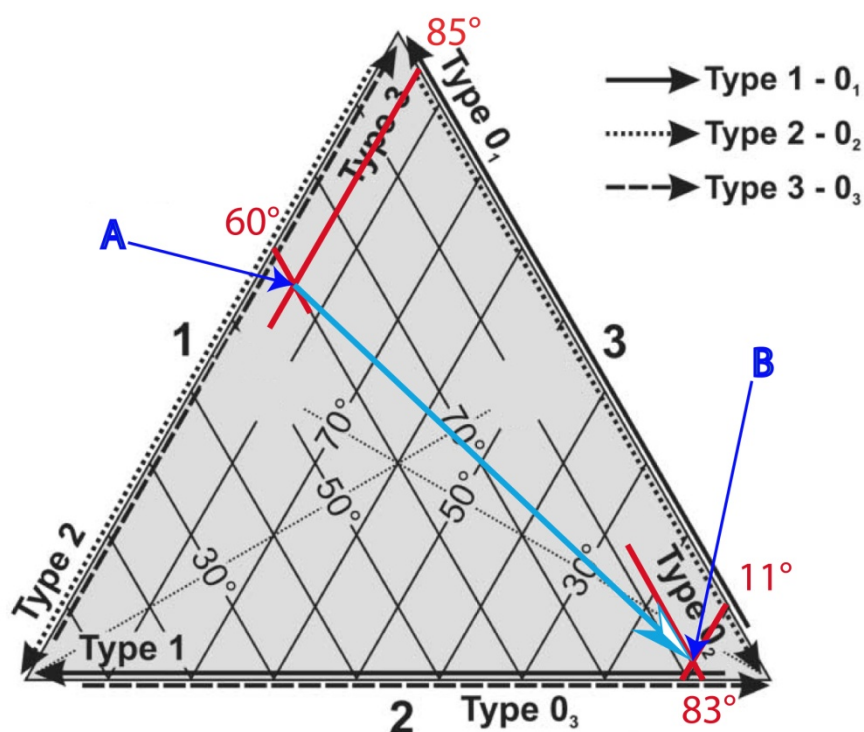


Fig. 58 Proiezione sul triangolo vettoriale di classificazione, Grasemann et al. (2004)

L'applicazione di questo metodo, secondo i dati in mio possesso, ha portato ad una classificazione differente rispetto a quella ottenuta con Ramsay (1967); ma soprattutto non in linea con quanto osservabile sul terreno, in quanto il modello di Grasemann et al. (2004) indicherebbe, anziché una struttura a duomi e bacini, una struttura plicativa di orientazione imperturbata, ma di maggior frequenza (fig. 59).

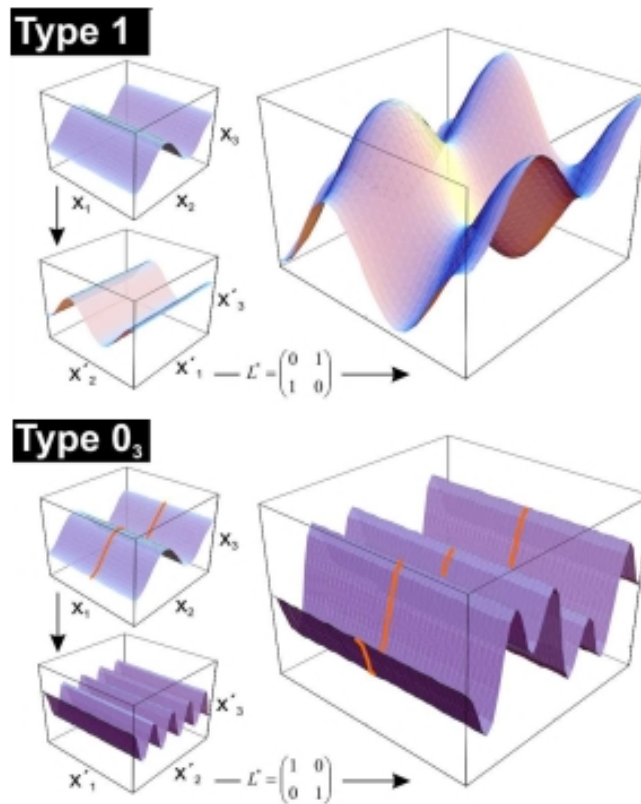


Fig. 59 Confronto tra forme risultanti dalle tipologie 1 e 0₃, modificata da Grasmann et al. 2004.

Per risolvere questa ambiguità nella classificazione, ho ideato un sistema, tramite il software per il calcolo numerico Matlab, che mi permettesse di comprendere le relazioni geometriche e di interferenza in maniera autonoma.

Per eseguire lo script ho utilizzato le informazioni relative a plunge e trend dei due assi di piega ritenuti rappresentativi del contesto deformativo e le inclinazioni dei relativi piani assiali.

Il sistema è stato generato sulla base di un percorso ideale, organizzato in sequenze.

Il primo passo è stato la comprensione geometrica dei rapporti tra le due pieghe, individuate come standard di riferimento delle polarità assiali, (fig. 60).

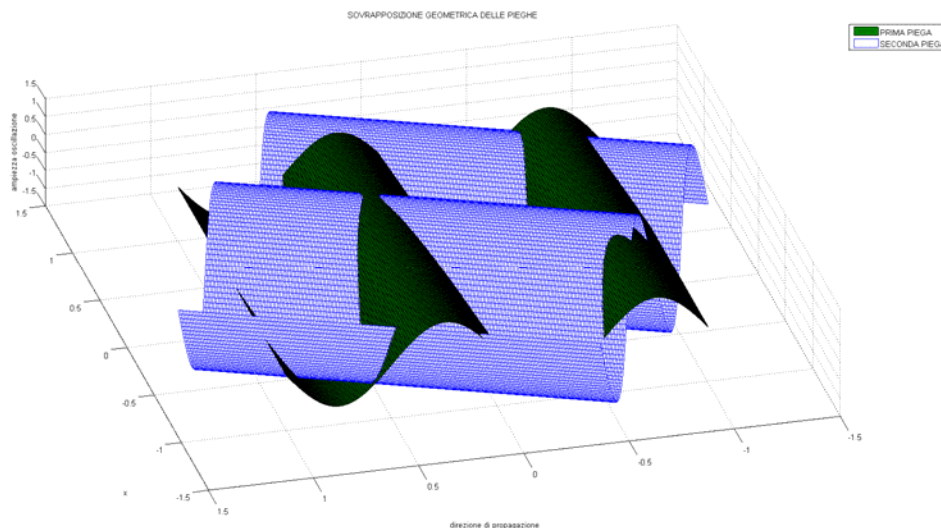


Fig. 60 Orientazione dei due trend deformativi principali.

La generazione delle due pieghe è resa possibile da una matrice di rotazione che sfrutta i rapporti angolari tra le pieghe, ricavabili dalle giaciture delle pieghe stesse:

%Rapporti angolari tra le due strutture plicative, con X, Y, Z assi cartesiani

RotZ = 60;

RotY = -26;

RotX = 6;

%Matrice di rotazione

Rx = [1 0 0; 0 cosd(RotX) -sind(RotX); 0 sind(RotX) cosd(RotX)];

Ry = [cosd(RotY) 0 -sind(RotY); 0 1 0; sind(RotY) 0 cosd(RotY)];

Rz = [cosd(RotZ) -sind(RotZ) 0; sind(RotZ) cosd(RotZ) 0; 0 0 1];

%Rotazione rispetto all'asse Z

*x1 = (cosd(RotZ))*x - (sind(RotZ))*y;*

*y1 = (sind(RotZ))*x + (cosd(RotZ))*y;*

%Rotazione rispetto all'asse Y

*x3 = (cosd(RotY))*x1 - (sind(RotY))*z;*

*z2 = (sind(RotY))*x1 + (cosd(RotY))*z;*

%Rotazione rispetto all'asse X

*y3 = (cosd(RotX))*y1 - (sind(RotX))*z2;*

*z3 = (sind(RotX))*y1 + (cosd(RotX))*z2;*

Dalla sovrapposizione del contour-plot alle due pieghe orientate, si comprende meglio la realtà deformativa tridimensionale (fig 61).

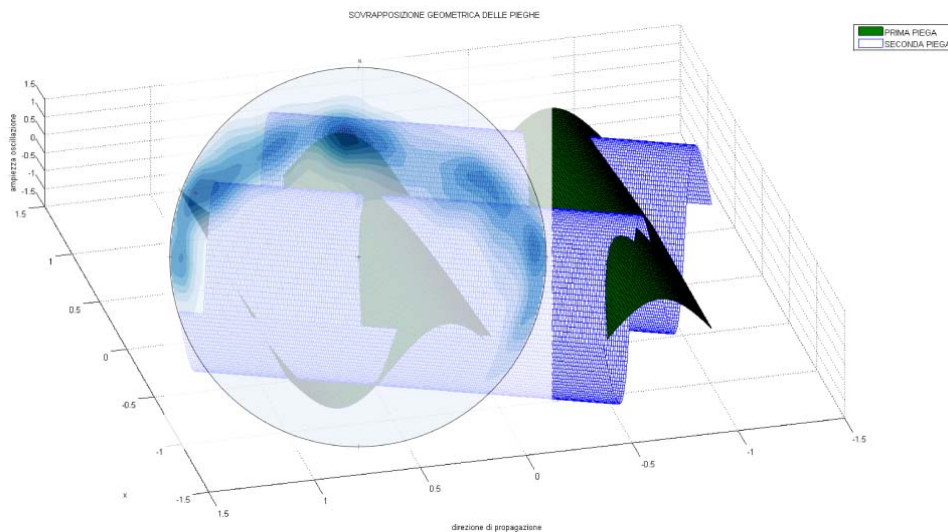


Fig. 61 Contour – plot e rendering pieghe sovrapposti

La scrittura delle funzioni (allegato 1) in grado di generare il rendering di interferenza, ha rappresentato il secondo passo operativo. Le figure 62 e 63 rappresentano il risultato di tale operazione.

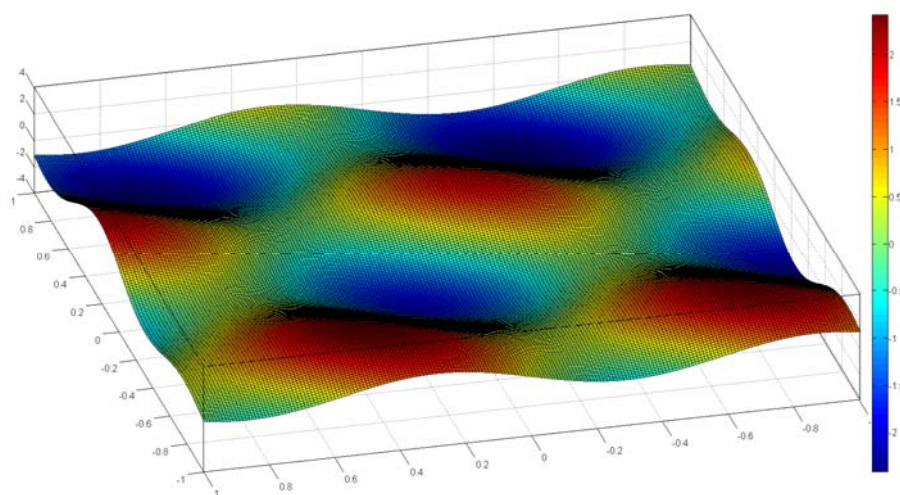


Fig. 62 Rendering di interferenza

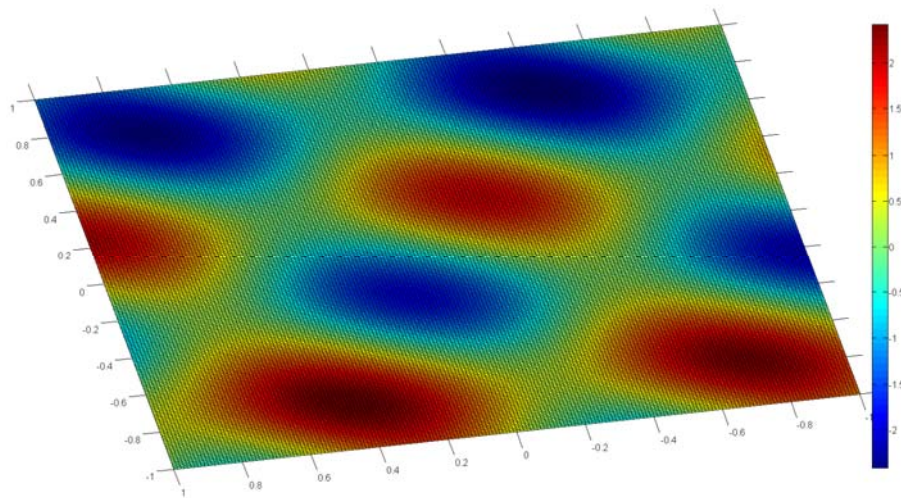


Fig. 63 Vista in pianta del rendering di interferenza

Il modello 3D rappresentativo delle strutture ripiegate, ricavato con l'algoritmo Matlab, avvalora la classificazione eseguita con il metodo di Ramsay (1967) ed esclude la tipologia ricavata tramite Grasemann et al. (2004).

L'ultimo passo è consistito nel creare un algoritmo (allegato 1) che permettesse, utilizzando le giaciture degli assi e dei piani assiali, un rendering della geometria complessa rilevabile sul terreno.

Il contour-plot mette in evidenza 4 nubi secondarie di densità assiale, generate dall'interferenza delle due fasi deformative studiate.

Per ricreare uno scenario geometricamente più in linea con i dati dispersi dello stereoplot, ho scelto di utilizzare giaciture rappresentative di tutti i gruppi di densità assiale, per modellizzare l'effetto globale della dispersione assiale (fig. 64).

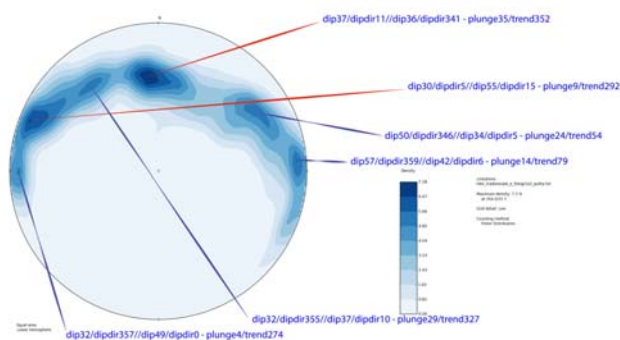


Fig. 64 Dati relativi ai sei gruppi di densità polare

Il risultato dell'elaborazione (fig. 65) rappresenta una ricostruzione dell'ambiente reale che, seppur semplificato, si avvicina molto alle strutture rilevate sul terreno; con duomi e bacini deformati a diversa scala.

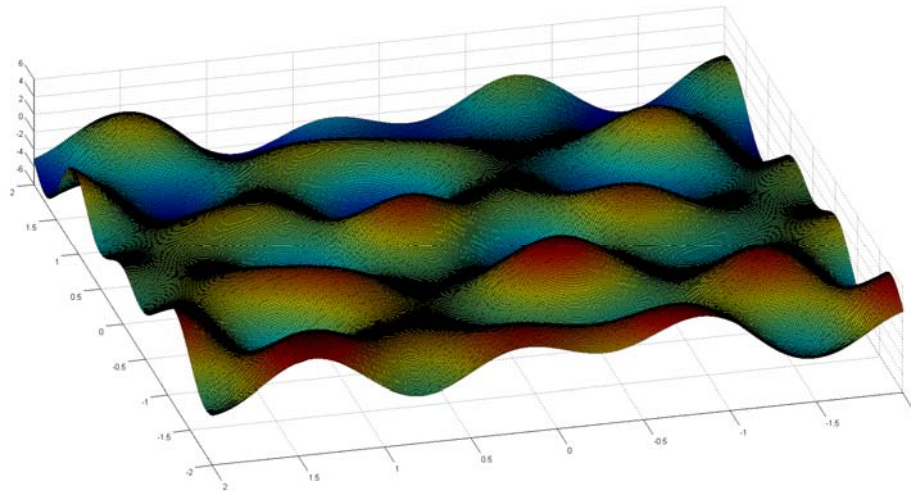


Fig. 65 Modello geometrico della dispersione assiale

6. CONFRONTI E CONSEGUENZE

Per concludere il lavoro sperimentale che ha caratterizzato questa tesi, è interessante accennare ai confronti tra strutture duttili e fragili che interessano l'area di studio, entrambi conseguenze della complessa storia deformativa che ha coinvolto la zona, e ai possibili condizionamenti che queste strutture hanno apportato al fenomeno franoso.

6.1 Confronto con le strutture fragili

Ai fini della comprensione delle dinamiche deformative che hanno interessato l'intera area di studio, è importante mettere a confronto i risultati dell'analisi strutturale sul piano di scivolamento con i dati ottenuti sulle zone di faglia in aree limitrofe.

Dall'inversione dei dati cinematici, lungo la zona di faglia localizzata sul fianco sinistro della valle del Piave, Col delle Tosatte, è stato evidenziato un campo di stress con σ_1 ad orientazione NE – SW, quindi coerente con le pieghe di fase 1 orientate NNW – SSE e N – S.

La faglia del Col delle Tosatte, precedentemente interpretata come riattivazione trascorrente alpina di un lineamento distensivo mesozoico, sarebbe, invece, da ricondurre ad una cinematica inversa, come testimoniato anche dall'anticlinale che è localizzata a tetto della struttura (fig. 66).

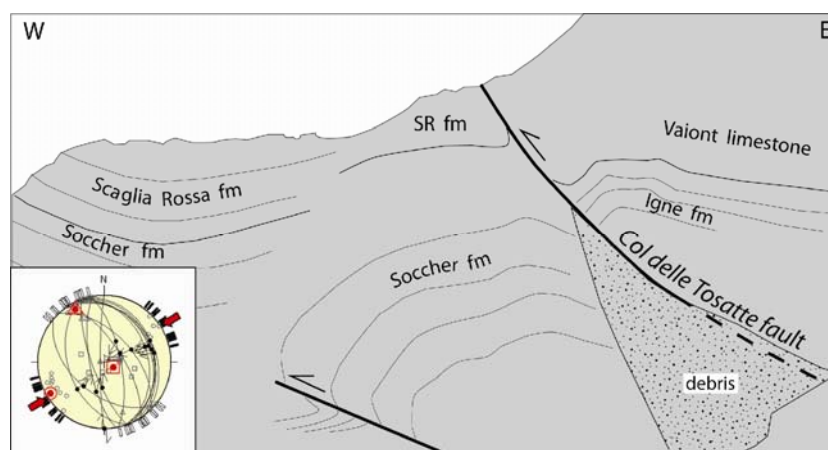


Fig.66 Profilo strutturale del lato destro della gola del Vajont a valle della diga e stereoplot con stress inversion derivato dai dati cinematici. Tratta da Massironi et al, 2013.

Analogamente la faglia Croda Bianca, localizzata ad est della frana del Vajont, riportata come verticale nelle sezioni geologiche di Besio e Semenza, (in Riva et al. 1990) è in realtà inversa con piano immergente verso ovest (Massironi et al., 2013).

In conclusione, il versante interessato dalla frana del Vajont è racchiuso tra due faglie inverse, ad alto angolo, convergenti verso il basso (Col delle Tosatte ad ovest e Croda Bianca ad est). La deformazione lungo queste due faglie coniugate e l'attività deformativa legata al Thrust di Belluno, sono presumibilmente responsabili dei due sistemi di pieghe principali sul piano di scivolamento, rispettivamente dinarica ed alpina, che creano caratteristiche figure di interferenza (Massironi et al., 2013).

6.2 Controllo strutturale sul movimento franoso

La ricostruzione geomorfologica e strutturale del piano di scivolamento permette di ragionare sulla possibile influenza di questo assetto sul movimento della frana. È, infatti, probabile che esso abbia direzionato e, quindi, controllato lo scivolamento secondo le strutture plicative presenti.

Nel paragrafo 5.1, ho riportato che il piano di scivolamento è diviso in due lobi, rappresentanti i fianchi di un ripiegamento sinforme avente la cerniera in corrispondenza del torrente Massalezza. Superchi (2012) e Bistacchi et al. (2013) hanno dimostrato che la frana del Vajont si è mossa in due blocchi, quello principale ed uno secondario orientale, relativi ai due fianchi della sinclinale.

Bistacchi et al. (2013), ha ricostruito i campi di spostamento tra la massa franata e il piano di scivolamento, attraverso il confronto tra la cartografia geologica prima e dopo la frana di Semenza (1965), dimostrando l'effettiva presenza di due lobi con movimento convergente (fig. 67).

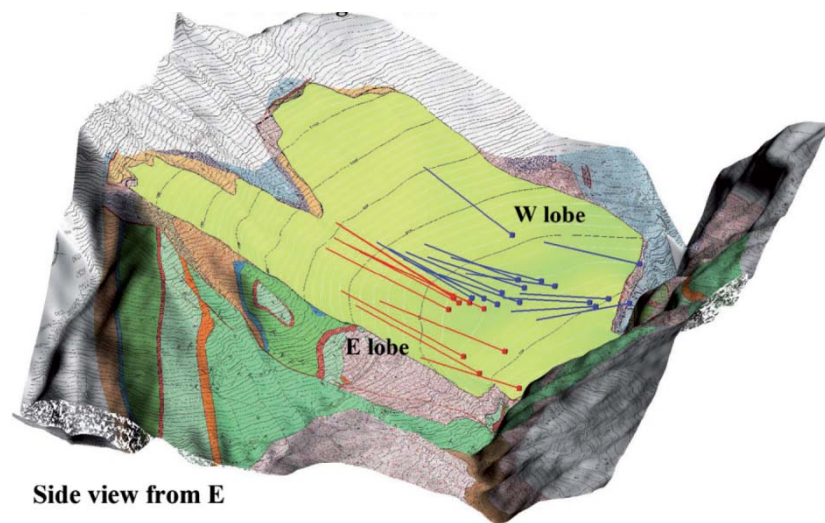


Fig. 67 Modello illustrativo dei campi di spostamento dei due lobi di frana. Tratta da Bistacchi et al., 2013.

Studi successivi, condotti di Wolter et al., (2013), hanno approfondito la comprensione dei campi di spostamento ricavandone modelli più dettagliati.

La presenza, sul piano di scivolamento, di morfostrutture generate da interferenza tra diverse fasi deformative gioca senz'altro un ruolo importante sulla rugosità che, probabilmente, ha influenzato lo scivolamento; questa ipotesi meriterebbe analisi approfondite. Una ricostruzione della rugosità alla mesoscala è stata eseguita da Wolter (wolter et al., 2013), ma andrebbe aumentato il dettaglio per comprendere, nello specifico, il contributo che questa ha esercitato sulla dinamica di franamento.

Un aspetto, già approfondito da Massironi et al. (2013), è l'influenza esercitata dai piani di scollamento, derivati da flexural slip, che facilitano le interconnessioni degli strati argillosi intercalati nella Formazione di Fonzaso; i quali rappresentano potenziali superfici di scivolamento (si veda paragrafo 5.1, fig. 48).

7. CONCLUSIONI

Le ricerche inerenti la presente tesi magistrale si sono concentrate sulle morfostrutture presenti sul piano di scivolamento della frana del Vajont allo scopo di descriverle con dettaglio e capirne l'origine.

La frana, avendo messo a nudo la roccia, ha permesso di evidenziare bene le ondulazioni sul piano di scivolamento.

Si è progettato, quindi, uno studio di dettaglio attraverso l'utilizzo di fotogrammetria da UAV, associato alle metodologie tradizionali di rilevamento di campagna. Il rilievo fotogrammetrico ha permesso di generare un modello della superficie del piano di scivolamento con risoluzione orizzontale di 5 cm e un'ortofoto associata con risoluzione orizzontale di 1,5 cm. Dimensioni così ridotte dei pixel delle immagine generate hanno permesso una fotointerpretazione utile alla comprensione delle geometrie complesse presenti sul piano di scivolamento. Esse sono risultate essere strutture di interferenza generate da due diverse fasi deformative.

I dati ottenuti mediante gli indici morfometrici generati dal DEM hanno reso possibile una modellazione numerica utile alla comprensione delle strutture ripiegate e, quindi, dei fenomeni di interferenza.

La modellazione si è basata sullo stereoplot degli assi di piega, raggruppandoli in famiglie di densità. Le nubi di densità hanno evidenziato una particolare concentrazione di misure in due punti, e ciò ha permesso di ricavare due giaciture che rappresentano i due principali eventi deformativi.

Si è eseguita una classificazione delle strutture di interferenza, generate dalle due fasi deformative, sulla base di metodi standardizzati presenti in letteratura (Ramsay, 1967; Grasemann et al., 2004).

La classificazione è stata fortificata mediante un algoritmo sviluppato, in ambiente Matlab, opportunamente per questo scopo.

Il risultato della classificazione in 2D, attraverso il metodo di Ramsay (1967), è un modello di interferenza di tipo 1 (\rightarrow 2) che si concretizza in strutture a duomi e bacini deformati. Questa classificazione non è coerente con altri

metodi classificativi in 3D ma rappresenta l'unico modello attendibile sulla base delle evidenze di terreno e dei rendering ottenuti tramite il mio script Matlab.

Gli standard di riferimento delle polarità assiali, già discussi durante la tesi triennale, sono riconducibili all'intervento della tettonica alpina su strutture preesistenti generate dalle deformazioni dinariche. Questa interpretazione esclude uno dei due modelli di Doglioni e Carminati (2008), che spiegava le strutture ad andamento N – S ed NNW – SSE come ondulazioni delle direttrici alpine su strutture ereditate al margine meridiano della piattaforma di Trento.

Riassumendo, con il presente lavoro di tesi ho compreso nel dettaglio le morfologie delle strutture presenti sul piano di scivolamento e dimostrato che derivano da fenomeni tettonici e non gravitativi di interferenza dinarico – alpina.

La derivazione tettonica delle strutture studiate è dimostrata, a piccola scala, dal riconoscimento di processi di flexural slip, che generano thrust flat – ramp – flat vergenti verso Sud e generanti superfici riattivate durante lo scivolamento gravitativo. Alla mesoscala, anche la correlazione tra le pieghe presenti sul piano di scivolamento e le due sinclinali maggiori, Massalezza ed Erto, avvalorano l'origine tettonica delle deformazioni plicative dell'area.

I dati ricavati dall'interpretazione delle strutture plicative sono stati confrontati con strutture fragili non direttamente collegate al piano di scivolamento, ma generate dagli stessi eventi deformativi. In particolare ho reinterpretato faglie importanti come quella del Col delle Tosatte, da sempre ritenute normali, di età mesozoica, con riattivazione alpina ed ora riconosciute come faglie inverse generate da tettonica dinarica.

Questo contesto morfostrutturale conduce ad alcune riflessioni legate ai condizionamenti che esso ha indotto sul fenomeno franoso. Uno tra tutti, la divisione in due lobi, del piano di scivolamento dovuta alla piega sinforme che vede il torrente Massalezza scorrere nella sua cerniera e che divide la massa franata in due blocchi aventi cinematiche convergenti verso nord.

Parte del periodo di ricerca che ha caratterizzato questo lavoro di tesi è stato

interessato da un importante evento che ha richiamato moltissimi esperti ad interessarsi all'area del Vajont con nuove ricerche ed obiettivi; si tratta della Conferenza Internazionale sul Vajont, 1963 – 2013, in occasione del cinquantenario della tragedia. Questa occasione ha permesso la pubblicazione di numerosi articoli scientifici, tra i quali compare anche il mio contributo in una pubblicazione (Massironi et al., 2013) avente come obiettivo la ricostruzione geologico - strutturale dell'area interessata dalla frana, e relativo alla comprensione dei fenomeni plicativi.

BIBLIOGRAFIA

- Bistacchi et al, 2013. *A 3D geological model of the Vajont landslide*. In: Genevois, R., Prestininzi, A. (Eds.), International Conference on Vajont – 1963 – 2013: Thoughts and Analyses after 50 Years since the Catastrophic Landslide, pp. 531-359
- Bosellini A., 2005. *Storia geologica d'Italia*. Zanichelli, Bologna
- Broili L. 1967. *New Knowledges on the geomorphology of the Vaiont Slid slip surfaces*. Rock Mech. Eng. Geol. 5, 38-88
- Carloni G.C & Mazzanti R., 1964. *Rilevamento geologico della frana del Vaiont*. Giornale di Geologia, 32, In, "Selli R., Trevisan L., Carloni G.C., Mazzanti R., Ciabatti M.", La frana del Vaiont
- Carminati E. & Doglioni C. 2005. *Mediterranean tectonics*. In Encyclopedia of Geology, Elsevier, 135-146
- Castellarin A. e Vai G.B., 1982. *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
- Castellarin A., et al.1992. *Alpine compressional tectonics in the southern Alps. Relations with the N – Appenins*. Ann. Tect.
- Castellarin A., et al. 1980. *Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale*. Rend. Soc. geol. It.
- Dal Piaz G.V. 1990 . *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, 18 – 94
- Doglioni C. & Carminati E. 2008. *Structural styles and Dolomites field trip*. Mem. Descr. Carta Geol. It., 82 1-299
- Doglioni C. “*Escursione nel Sudalpino Orientale (Dolomiti e Prealpi Venete)*”. Agip Adde, 1-118, 1992
- Doglioni C. e Bosellini A. 1987. *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geologische Rundschau
- Fusseis, F. and Grasemann, B. 2002. *Animation of refold structures*. J. Virt. Explor. 9:1-15
- Genevois R., Ghirotti M. 2005. *The 1963 Vajont landslide*. Giornale di Geologia Applicata I
- Gomasca Mario A. 2004. *Elementi di geomatica*. Editore ASITA
- Grasemann B. et al. 2004. *Classification of Refold Structures*. The Journal of Geology
- Hendron A.J. & Patton F.D. 1985. *The Vaiont slide, a geotechnical analysis based on new geological observations of the failure surface*. Tech Rep GL- 85–5, 2 vols
- Natalia kolecka, 2012. *Vector algebra for Steep Slope Model analysis*. Landform Analysis, Vol. 21: 17-25

- Largaiolli T., Semenza E. 1966. Studi geologici sulla zona di giunzione cadorina (Cadore orientale). Studi trentini di Sc. Naturali, Sez. A, 13
- Massari F., 1990. *The foredeep of the Northern Adriatic margin: evidence of diachroneicity in deformation of the Southern Alps*. Riv. Ital. Paleont.
- Massironi M., Zampieri D., Superchi L., Bistacchi A., Ravagnan R., Bergamo A., Ghirotti M., Genevois R. 2013. *Geological structures of the Vajont landslide*. In: Genevois R., Prestininzi A. (Eds), International Conference on Vajont – 1963-2013. Thoughts and Analyses after 50 Years since the Catastrophic Landslide, pp. 573-582
- Paronuzzi P. & Bolla A. 2012. *The prehistoric Vaiont rockslide: An updated geological model*. Geomorphology, 169-170: 165-191
- Petit J. P. 1987. *Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks*. Journal of structural geology
- Poli M. E., Zanferrari A. 1995. *Dinaric thrust tectonics in the southern Julian Prealps (Eastern southern Alps, NE Italy)*. Proceedings of the first Croation geological congress
- Polino R. et al., 1990. *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the cretaceous origeny of the Alps*. Vol. Spec. Soc. Geol. Italiana
- Pondrelli M. 1998. *Evoluzione deformativa del nucleo ercinico carnico centro – orientale*. Tesi di dottorato. Univ. Di Bologna
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York
- Ravagnan R. 2011. *Evidence of Dinaric tectonics in the Vajont area and consequences on the local geological and hydrogeological structure*. (Undergraduate Thesis). Università degli Studi di Padova, Padova, Italy
- Riva M., Besio M., Masetti D., Roccati F., Sapigni M. e Semenza E. 1980. *Geologia delle valli Vajont e Gallina (Dolomiti orientali)*. Dipartimento di Scienze geologiche e paleontologiche dell'Università di Ferrara
- Riva M., Besio M., Masetti D., Roccati F. Sapigni M., Semenza E., 1990, *Carta geologica delle Valli Vaiont e Gallina*. Annali dell'Università' di Ferrara, 2, 76
- Rossi & Semenza E. 1965. *Carte geologiche del versante settentrionale del M. Toc e zone limitrofe prima e dopo il fenomeno di scivolamento del 9 ottobre 1963*. Scala 1:5000. Ist. Geol. Univ. Ferrara. Italy
- Semenza E. 2001. *La storia del Vajont*. Tecomproject – FE
- Semenza E. 1965. *Sintesi degli studi geologici sulla frana del Vaiont dal 1959 al 1964*. Memorie del Museo tridentino di Scienze Naturali, 16:1-52
- Semenza E., et al. 1986. *Carta geologica e profili schematici nella val Vajont*. Atti del convegno frana del Vajont, 1963, Ferrara
- Superchi L. 2012. *The Vajont rockslide: new techniques and traditional methods to reevaluate*

the catastrophic event. (PhD Thesis). Università degli Studi di Padova, Padova Italy

- Thiessen R. and Means W. D. 1980. *Classification of fold interference patterns: a re-examination.* Journal of Structural Geology, 2
- Venturini C. 1990. *Geologia delle alpi carniche centro – orientali.* Museo Friul. St. Nat. Udine, Pubbl. 36
- Wolter A. et al., 2013. *A morphologic characterization of the 1963 Vajont Slide, Italy, using long-range terrestrial photogrammetry.* Geomorphology, 206 (2014) 147-164
- Wolter et al. 2013. *Exploration of the kinematics of the 1963 Vajont Slide, Italy, using a numerical modeling toolbox.* In: Genevois R., Prestininzi A. (Eds), International Conference on Vajont – 1963-2013. Thoughts and Analyses after 50 Years since the Catastrophic Landslide, pp. 599-612

ALLEGATO 1: SCRIPT MATLAB

```
% SCRIPT PER GENERARE MODELLI DI ORIENTAZIONE TRA DUE SISTEMI
DEFORMATIVI
%
% SCRITTO DA RICCARDO RAVAGNAN 2014
%
% DEFINIZIONE DEGLI INTERVALLI E GENERAZIONE DELLA PRIMA PIEGA
%
close all;
clear all;
clc;
%
RotZ = 60;
RotY = -26;
RotX = 6;
%
Rx = [ 1 0 0; 0 cosd(RotX) -sind(RotX); 0 sind(RotX) cosd(RotX)];
Ry = [ cosd(RotY) 0 -sind(RotY); 0 1 0; sind(RotY) 0 cosd(RotY)];
Rz = [ cosd(RotZ) -sind(RotZ) 0; sind(RotZ) cosd(RotZ) 0; 0 0 1];
%
[x,y] = meshgrid(-1:0.01:1,-1:0.01:1);
z = sin(2*pi*y);
%
figure(1);
surf(x,y,z);
grid on;
xlabel('x');
ylabel('direzione di propagazione');
zlabel('ampiezza oscillazione');
title('PRIMA PIEGA');
%
% DEFINIZIONE DELLE ROTAZIONI ASSIALI E GENERAZIONE DELLA SECONDA
PIEGA
%
figure(2);
%RotZ
x1 = (cosd(RotZ))*x - (sind(RotZ))*y;
y1 = (sind(RotZ))*x + (cosd(RotZ))*y;
%RotY
x3 = (cosd(RotY))*x1 - (sind(RotY))*z;
z2 = (sind(RotY))*x1 + (cosd(RotY))*z;
%RotX
y3 = (cosd(RotX))*y1 - (sind(RotX))*z2;
z3 = (sind(RotX))*y1 + (cosd(RotX))*z2;
%
surf(x3,y3,z3);
grid on;
xlabel('x');
ylabel('direzione di propagazione');
zlabel('ampiezza oscillazione');
title('SECONDA PIEGA');
figure(3);
surf(x,y,z);
hold on;
surf(x3,y3,z3);
xlabel('x');
ylabel('direzione di propagazione');
zlabel('ampiezza oscillazione');
title('SOVRAPPOSIZIONE GEOMETRICA DELLE PIEGHE');
legend('PRIMA PIEGA', 'SECONDA PIEGA');
%
```

```

% FINE DELLO SCRIPT

% SCRIPT PER GENERARE MODELLI DI INTERFERENZA TRA PIU' SISTEMI
DEFORMATIVI ORIENTATI DIVERSAMENTE
%
% SCRITTO DA RICCARDO RAVAGNAN & MARCO PENZO 2014
%
% InterferFold : build fold from input parameter and create intefer
surface
% from vectorial sum of fold over same plane
%
% Create a fold from geological datas plunge,trend and develop plane
over
% predefined 2D surface and make inteference from created plunge over
same
% surface. The first fold is the reference on other fold will be
oriented.
%
% Usage : create plane with meshgrid and after call InterferFold.
% Example with two fold: InterferFold(x,y,[12 2 42],[24 4 21]);
%
% Inputs : x - x plane of meshgrid
%          y - y plane of meshgrid
%          [plunge,trend,plane] - fold definition
%
% Output : zSurf - z value for x,y surface with fold interference.

function zSurf = InterferFold( x, y, varargin)

% Deve essere definita almeno una piega
if nargin < 3
    warning('No fold definied')
    return
end

%Verifico la corretta dimensione dei vettori delle pieghe
for i=1:nargin-2
    if size(varargin{i},2) ~= 3
        warning('Wrong fold definition')
        return
    end

    if size(varargin{i},1) ~= 1
        warning('Wrong fold definition')
        return
    end
end

%Creo il riferimento per gli angoli
foldUno = varargin{1};
plungeRef = foldUno(1);
trendRef = foldUno(2);
planeRef = foldUno(3);

%Genero la superficie della piega di riferimento
zSurf = sin(2*pi*x);
for i=1:nargin-3
    piegaItem = varargin{i+1};
    %Calcolo i delta rispetto al valore di riferimento
    deltaPlunge = plungeRef - piegaItem(1);
    deltaTrend = trendRef - piegaItem(2);
    deltaPlane = planeRef - piegaItem(3);
end

```

```

        %Creo la nuova piega ed applico l'interferenza
        zSurf = zSurf + sin(2*pi*(cosd(deltaTrend)*x -
sind(deltaTrend)*y))...
            + x * tand(deltaPlunge) + y * tand(deltaPlane);
end

%***** Configurazione algoritmo ****
%Angolo ALFA (differenza dei trend)
Rz = 60;
%Angolo di differenza tra i due plunge
Ry = -26;
%Angolo di differenza tra i due piani assiali
Rx = 6;
%Differenza tra le fasi delle pieghe
deltaPhi = 0;
%Differenza tra le frequenze delle pieghe
deltaF = 0;
%Dimensione dello spazio graficato
dimensioneSpazio = -2:0.01:2;
%Punto d'osservazione del grafico
azimuth = -104.5;
elevation = 70;
%Percorso dove salvare la figura
pathImg = 'C:\Documenti ...';
%*****

[x,y] = meshgrid(dimensioneSpazio);
piegaInterfer = InterferFold(x,y,[9,292,42],...
    [35,352,36],...
    [4,274,40],...
    [29,327,34],...
    [24,54,42],...
    [14,79,49]...
);

h1 = figure(1);
adjust_figure(h1, 12,1);
surf(x,y,piegaInterfer);
view(azimuth,elevation);
print('-dpng','-loose', [pathImg '.png'])

%TO BE USED: AFTER figure(#); BEFORE plot(...);
%see: HELP - Changing a Figure's Settings
function adjust_figure(fig,font_size,notimes,traces) %figure
handle,number of traces, fontsize

if nargin==1
    font_size = 12;
end

ax=get(fig,'CurrentAxes');

%Set Text properties, and BOX ON
if(notimes)
    set(ax,'fontunits',
'points','fontsize',font_size,'FontName','Helvetica','NextPlot','repla
cechildren','box','on');
    set(get(ax,'YLabel'),'fontsize',font_size,'FontName','Helvetica')
    set(get(ax,'XLabel'),'fontsize',font_size,'FontName','Helvetica')
    set(get(ax,'ZLabel'),'fontsize',font_size,'FontName','Helvetica')

```

```

    set(get(ax, 'Title'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Helvetica')
else
    if(isunix)
        set(ax, 'fontunits',
'points', 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times', 'NextPlot', 'replacech
ildren', 'box', 'on');
        set(get(ax, 'YLabel'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times')
        set(get(ax, 'XLabel'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times')
        set(get(ax, 'ZLabel'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times')
        set(get(ax, 'Title'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times')
    else
        set(ax, 'fontunits',
'points', 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times New
Roman', 'NextPlot', 'replacechildren', 'box', 'on');
        set(get(ax, 'YLabel'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times
New Roman')
        set(get(ax, 'XLabel'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times
New Roman')
        set(get(ax, 'ZLabel'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times
New Roman')
        set(get(ax, 'Title'), 'fontsize', font_size, 'FontName', 'Times New
Roman')
    end
end

set(fig, 'Color', [1 1 1], 'PaperPositionMode', 'manual', 'PaperUnits',
'centimeters', 'PaperPosition', [0 0 24 24]);

if(nargin>3)
    %Grayscale Color sequence for PLOT command
    colorsequence = [];
    for i=1:traces
        colorsequence = [ colorsequence; [i i i] ];
    end
    colorsequence = colorsequence / (i*traces);
    set(ax, 'ColorOrder', colorsequence);
end

```