



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

**Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Cristina Stefani**

**TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA**

ANALISI DI STABILITÀ DEL VERSANTE SINISTRO DEL MONTE TOC (PORDENONE)

Relatore: Prof. Rinaldo Genevois
Correlatore: Dott.ssa Pia Rosella Tecca

Laureando: Lucia Rignanese

ANNO ACCADEMICO 2012/ 2013

A Mia Madre

INDICE

1. INTRODUZIONE	1
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO	3
2.1 Localizzazione geografica e geologica	3
2.2 Stratigrafia della valle del Vajont.....	5
2.3 Assetto strutturale	12
2.4 Aspetti geomorfologici	16
3. LA FRANA DEL 1963	19
3.1 Indagini pre evento franoso 1963	22
3.2 Indagini e studi post evento franoso del 1963	26
3.2.1 Idrogeologia.....	28
3.3 Ulteriori studi post evento franoso del 1963	33
4. LA MODELLAZIONE NUMERICA	37
4.1 Udec: caratteristiche del programma di calcolo.....	38
4.2 Analisi dei caratteri geomeccanici della frana.....	39
4.3 Scelta della sezione e dei parametri per la modellazione del versante	42
4.4 Sequenze di calcolo.....	48

5. ANALISI PARAMETRICA	51
5.1 <i>Simulazione in assenza di acqua</i>	52
5.2 <i>Simulazione in presenza di falda acquifera a quota 665 m s.l.m. (altezza della colonna d'acqua di 20 m)</i>	58
5.3 <i>Simulazione in presenza di falda acquifera a quota 710 m s.l.m. (altezza della colonna d'acqua di 65 m)</i>	65
5.4 <i>Discussione della simulazione.....</i>	71
6. CONCLUSIONI.....	73
7. BIBLIOGRAFIA.....	77

1. INTRODUZIONE

Il 9 ottobre 1963 una catastrofica frana in roccia si staccò dal versante settentrionale del Monte Toc (Pordenone, Italia) cambiando per sempre la morfologia della Valle del Vajont. Un volume approssimativamente di 270 milioni di m³ di materiale muovendosi scivolò all'interno del bacino artificiale, generando un'onda che, superando la diga, si riversò sull'abitato di Longarone, localizzato alla confluenza tra il torrente Vajont e il fiume Piave. Nel disastro persero la vita circa 2090 persone e vennero distrutti i paesi di Pirago, Villanova, Rivalta, Faè e Longarone.

Gli studi e gli articoli scientifici pubblicati fino ad oggi fanno della frana del Vajont la più studiata al mondo. Essa è infatti considerata come un importantissimo riferimento sia per lo studio di grandi frane in roccia che per l'approfondimento della meccanica degli ammassi rocciosi.

L'obiettivo principale della presente Tesi di Laurea è l'analisi di stabilità del versante sinistro del Monte Toc attraverso l'utilizzo di codici di calcolo agli Elementi Distinti (UDEC). Si cercherà di chiarire le cause predisponenti e innescanti della frana, anche in relazione alla presenza del bacino artificiale, ed ottenere elementi utili per ricostruire il meccanismo di collasso del versante. La complessità insita nello studio di grandi frane in roccia costringe inevitabilmente ad un approccio multidisciplinare. Perciò la modellazione numerica è stata preceduta da un ampio studio dal punto di vista geologico strutturale, geomorfologico, idrogeologico e geomeccanico dell'area del Vajont, basato sia su dati bibliografici esistenti che su rilievi di campagna e analisi di laboratorio, al fine di ottenere un modello geologico-tecnico del versante il più dettagliato possibile e dare un'interpretazione più esaustiva possibile della genesi e della dinamica del fenomeno. Infatti questo lavoro si inserisce all'interno di un più ampio progetto di studio avviato dall'Ateneo di Padova (*Georisk*) che riunisce

diverse competenze scientifiche in team di ricerca, allo scopo di fornire nuovi dati interpretativi relativi al movimento franoso della Valle del Vajont.

Lo studio si è snodato attraverso quattro fasi principali:

- studio della bibliografia disponibile riguardante la geologia dell'area e i fenomeni gravitativi di versante;
- rilevamento geologico e geomeccanico;
- elaborazione dei dati di campagna e prove di laboratorio necessarie per la caratterizzazione degli ammassi rocciosi coinvolti nel fenomeno;
- modellazione numerica mediante codici di calcolo agli Elementi Distinti (UDEEC).

Dato l'obiettivo di questo lavoro, ci si soffermerà principalmente sulla modellazione numerica, mentre una descrizione ampia e completa dei risultati dei rilievi di campagna e delle prove di laboratorio è riportata negli altri lavori pubblicati nell'ambito del progetto strategico (Bergamo, 2010; Superchi et al., 2010; Superchi et al., 2011; Superchi, 2012). Dopo un iniziale inquadramento geografico e geologico della valle (Capitolo 2), il lavoro si occupa della descrizione, basata su dati già presenti in letteratura, della frana del Vajont (Capitolo 3). Seguono una descrizione delle caratteristiche del software e dei criteri di scelta della sezione e dei parametri utilizzati per la modellazione numerica (Capitolo 4). I risultati del modello ai veri step di calcolo sono riportati nel Capitolo 5, mentre la relativa discussione del modello è contenuta nel Capitolo 6. Infine il Capitolo 7 riporta le conclusioni e i risultati principali della Tesi.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

2.1 Localizzazione geografica e geologica

L'area in esame è situata al confine tra le regioni Veneto e Friuli-Venezia Giulia, al limite tra la fascia Prealpina a sud e quella Dolomitica a nord.

Nello specifico la zona interessata ricade nel comune di Erto-Casso in provincia di Pordenone, alla confluenza tra la valle del torrente Vajont e la valle del fiume Piave, i quali scorrono rispettivamente in direzione Est-Ovest e Nord-Sud (Figura 1).

La frana studiata si è distaccata dal versante nord del Monte Toc, ai cui piedi il torrente Vajont ha inciso una profonda gola con pareti spesso sub-verticali e alte fino a 300 m (Selli e Trevisan, 1964).

L'area studiata si estende per circa 11 km², ed ha una lunghezza di circa 4 km ed una larghezza di poco superiore a 3 km. La frana occupa un'area di circa 2.8 km², di cui 1.6 km² di zona di accumulo e 1,2 km² di piano di scivolamento.

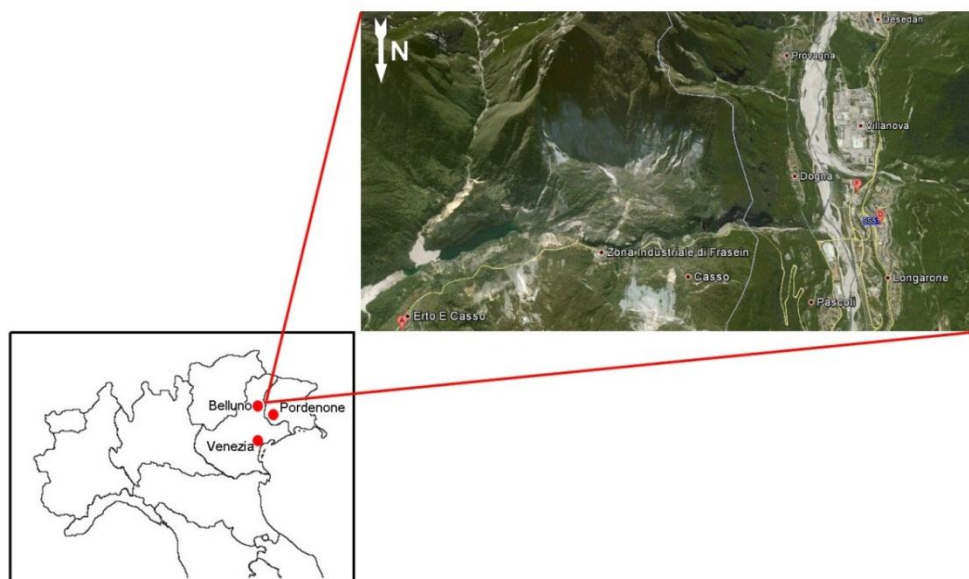


Figura 1 - Localizzazione geografica e dettaglio della valle del Vajont tratta da Google Earth

Da un punto di vista geologico l'area dolomitica è situata nel settore orientale del Dominio tettonico delle Alpi Meridionali. Queste ultime rappresentano la porzione della Catena Alpina localizzata a Sud del Lineamento Periadriatico, caratterizzata da un sistema di pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti. L'origine delle Alpi Meridionali è direttamente connessa alla formazione dell'intero sistema orogenico delle Alpi, ed in particolare alla subduzione e chiusura dell'oceano mesozoico della Tetide e la conseguente collisione fra il margine passivo continentale dell'Europa ed il margine attivo della placca Adriatica (Castellarin e Cantelli, 2000; Dal Piaz et al., 2003).

Successivamente alla tettonica distensiva di età permo-triassica, testimonianza della notevole attività di rifting continentale dell'oceano tetideo, a partire dal Cretaceo inferiore si ha un'inversione del regime cinematico delle placche e la conseguente convergenza fra i due margini continentali della Tetide. L'acme dell'attività collisionale venne raggiunto nell'Eocene (40-50 Ma) (Castellarin e Cantelli, 2000; Dal Piaz et al., 2003).

2.2 Stratigrafia della valle del Vajont

Le rocce affioranti nella Valle del Vajont e nelle aree limitrofe appartengono alla successione mesozoico-terziaria delle Dolomiti e hanno età comprese tra il Triassico Superiore e l'Eocene. Le formazioni geologiche rappresentate sono:

- Dolomia Principale
- Formazione di Soverzene
- Formazione di Igne
- Calcarea del Vajont
- Formazione di Fonzaso
- Calcarea di Soccher
- Scaglia Rossa
- Marne di Erto
- Flysh di Claut.

La successione litostratigrafica, costituita prevalentemente da rocce carbonatiche con presenza di selce è caratteristica di una tipica successione bacinale. Nel Lias infatti, inizia la fase di sprofondamento di vaste aree della piattaforma peritidale Triassica che porta alla nascita di tre domini paleogeografici ben distinti: la Piattaforma di Trento a Occidente, la Piattaforma Friuliana a Oriente e il Bacino Bellunese inserite in queste due zone di alto strutturale (Figura 2).

La sedimentazione del Bacino Bellunese era costituita principalmente da calcareniti e calciruditi oolitiche o bioclastiche che, dopo essere state prodotte nell'ambito delle vicine piattaforme, venivano periodicamente scaricate al suo interno da correnti di torbida ed altri flussi gravitativi (Riva et al. 1980).

Le principali differenze nella composizione dei depositi riflettevano le variazioni negli apporti delle piattaforme (Figura 2).

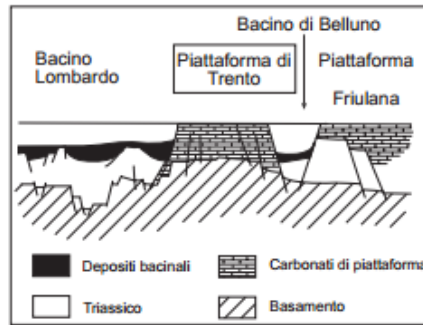


Figura 2- Sezione palinspastica attraverso il settore orientale del margine continentale sudalpino (Bosellini et al., 1981)

In Figura 3 sono evidenziati i rapporti stratigrafici esistenti nei dintorni dell'area di studio, in particolare il rettangolo rosso evidenzia ciò che affiora nella valle del Vajont e sulle pendici del monte Toc e monte Salta.

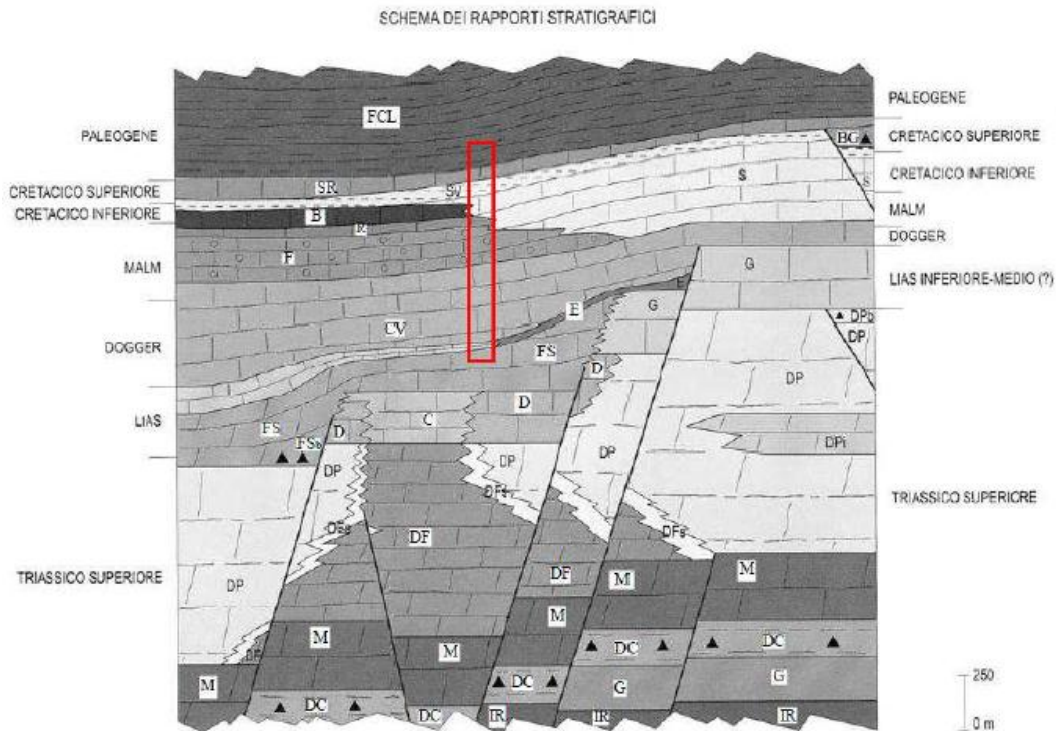


Figura 3 - IR: calcari scuri, arenarie, marne e dolomie; G: gessi; DC: dolomie cariate, breccie dolomitiche e dolomie; M: "formazione del Monticello"; DF: "dolomia di Forni" (DFs: facies di scarpata); DP: Dolomia principale (DPi: dolomie laminate scure; DPb: breccie dolomitiche); D: Calcare del Dachstein; C: "calcare di Chiampomano"; FS: Formazione di Soverzene (FSb: breccie dolomitiche); G: "calcari Grigi del Friuli"; I: Formazione di Igne; E: "encriniti del M. Verzegnis"; CV: Calcare del Vajont; F: "formazione di Fonzaso"; S: "calcare di Socchèr"; R: Rosso ammonitico superiore; B: Biancone; SV: Scaglia variegata e Scaglia selcifera; SR: Scaglia rossa (BG: "breccie di Grignes"); FCL: "flysch di Claut" (Carulli et al, 2000).

Nel dettaglio la successione stratigrafica dell'area di studio è rappresentata da:

DOLOMIA PRINCIPALE (Triassico superiore)

Essa costituisce il litotipo più antico presente nell'area del Vajont ed è caratterizzato da alternanze cicliche di dolomie massicce sub-intertidali bianche, dolomie stromatolitiche sopratidali e sottili livelli marnosi verdi che rappresentano depositi di alterazione subaerea corrispondenti all'estrema fase regressiva del ciclo. La porzione superiore presenta un colore grigio scuro (Riva et al., 1980).

FORMAZIONE DI SOVERZENE (Lias inferiore e medio)

E' costituita da una monotona successione di micriti grigie o marroni frequentemente dolomizzate, ritmicamente alternate a livelli centimetrici di marne grigie e gialle. Sono presenti anche noduli e lette di selce nera (Riva et al., 1980). Questa formazione è il risultato dell'accumulo di fanghi carbonatici alla base del Bacino Bellunese (Masetti, 1986).

FORMAZIONE DI IGNE (Lias medio e superiore)

Questa formazione è caratterizzata da una certa eterogeneità litologica, legata soprattutto alla presenza di livelli spiccatamente marnosi di color grigio scuro o nocciola scuro interposti a livelli calcerei grigio scuro (Riva et al., 1980). In genere presenta una grana molto fine, talora siltosa fino a presentare un aspetto quasi arenaceo. Localmente, alla base dell'unità sono osservabili marne nerastre ricche di materia organica, testimonianti l'evento anossico toarciaco che segnò il definitivo affondamento della piattaforma giurassica Trentina. L'ambiente deposizionale della Formazione di Igne rappresenta la prosecuzione verso l'alto della sedimentazione bacinale già instaurata in tutta l'area bellunese con le sottostanti formazioni. Affiora sul fondo della stretta valle del Vajont, alla base della diga e sporadicamente sul versante meridionale del Monte Salta; in questo caso la copertura detritica limita fortemente le aree nelle quali affiora. 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 (Riva et al., 1980).

CALCARE DEL VAJONT (Dogger)

E' caratterizzato da calcareniti oolitiche massicce o stratificate in grossi banchi. Possono essere presenti noduli e letti di selce scura. Questo calcarea è il prodotto di una risedimentazione gravitativa lungo il fianco occidentale della Piattaforma Friulana (BOSELLINI e MASETTI, 1972). Ha uno spessore massimo di circa 450 m, anche se nella valle del torrente Vajont i massimi spessori di questa formazione raggiungono i 370 metri.

FORMAZIONE DI FONZASO (Oxfordiano)

Questa formazione è costituita da calciruditi e calcareniti grigie sottilmente stratificati con frequenti intercalazioni di liste e noduli di selce nera. L'ambiente deposizionale è simile a quello del Calcarea del Vajont ad eccezione della presenza di grani bioclastici al posto di ooliti nelle torbiditi in arrivo dalla piattaforma Friulana. Infine sono presenti livelli di argilliti verdi di 5-10 cm ripetutamente intercalati nella formazione. Lo spessore è di 10÷40 m.

ROSSO AMMONITICO (Kimmeridgiano – Titoniano)

Si tratta di micriti nodulari ad Ammoniti, di solito grigie, massicce, in strati di spessore superiore a 1 m, che si discostano dalla classica facies affiorante nell'area veneta esclusivamente per il colore. Il suo spessore è di 5÷15 m (Riva et al., 1980).

CALCARE DI SOCCHER (Cretacico inferiore - Cretacico superiore)

Si tratta di una complessa alternanza di calcari microcristallini, calcareniti e calciruditi bioclastico-intraclastiche provenienti dalla piattaforma friulana. La componente fine è rappresentata da strati decimetrici di micriti, micriti marnose e marne, grigie, rosse o verdastre, contenenti selce dello stesso colore in noduli e letti. Tali micriti hanno talora facies di ammonitico rosso. Sono presenti numerose

discordanze e scivolamenti intraformazionali indicanti come la deposizione di questa formazione sia avvenuta lungo la scarpata che raccordava la Piattaforma Friulana, ubicata a SE, all'antistante bacino.

La componente più grossolana, messa in posto da flussi gravitativi, può essere ulteriormente suddivisa in calcareniti bioclastiche e in conglomerati e brecce talora associate a lacune stratigrafiche, i cui elementi sono rappresentati da ciottoli calcari rosati e verdastri e da selce (Riva et al., 1980). Il cemento è calcareo, grigio e spesso spatico. I diametri dei ciottoli variano da 1 a 5 centimetri. Un altro livello facilmente riconoscibile è costituito da calcari marnosi rossicci con vene di calcite e noduli di selce rosso-bruna, lo spessore di questo livello è di circa 3-4 metri. Caratteristica di questo livello è la presenza di sottili strati di argille verde dello spessore massimo di 1-2 centimetri (Martinis, 1978).

SCAGLIA ROSSA (Cretacico superiore - Paleocene inferiore)

E' costituita da marne calcaree con colori che vanno dal grigio bruno al rossastro. Nella parte superiore della serie questa formazione appare decolorata, con tinte che sfumano al grigio. La roccia è a grana fine e mostra differenti gradi di fratturazione. Il suo spessore si aggira attorno a 300 m (Semenza et al., 1986).

MARNE DI ERTO (Paleocene)

Questa unità rappresenta la transizione tra la Scaglia Rossa ed il Flysch di Claut 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 mentre lo spessore è di 100÷150 m (Masetti, 1986).

FLYSH DI CLAUT (Eocene)

Si tratta di una 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. Lo spessore di questa successione flyschoide è di almeno 200 m (Semenza et al., 1986).

Le unità litologiche che affiorano nella stretta Valle del Vajont sono ben evidenziate nella carta geologica di scala 1:5000 di Rossi e Semenza (1965) (Figura 4a).

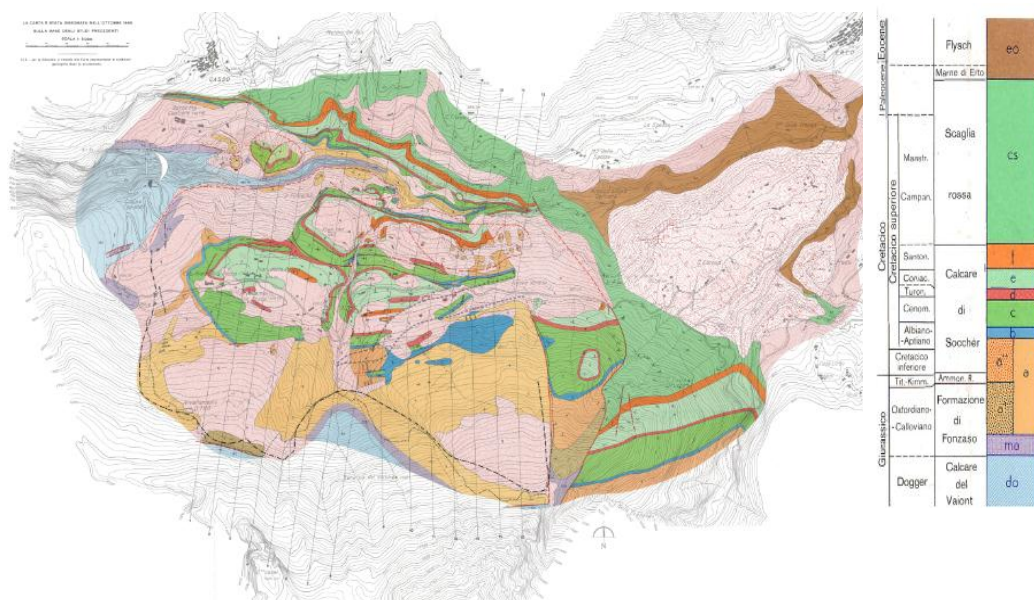


Figura 4 a- Carta geologica (1.5000) pre-movimento 9 ottobre, 1963 di Rossi e Semenza, 1965

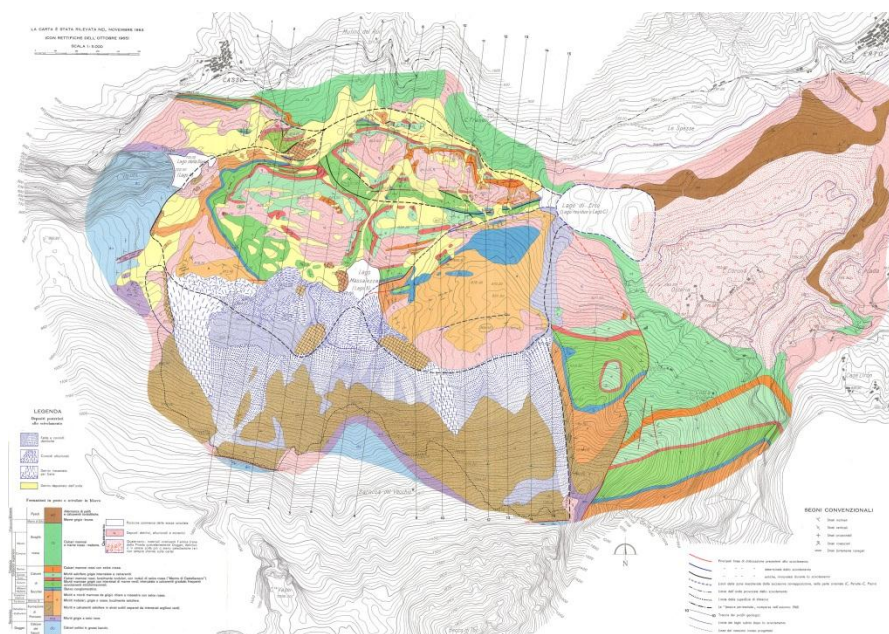


Figura 4 b- Carta geologica (1:5000) post-movimento 9 ottobre, 1963 di Rossi e Semenza, 1965

I materiali coinvolti nel collasso gravitativo del 1963 (cartografati da Rossi e Semenza, 1965) includono la Formazione di Fonzaso e il Calccare di Soccher, quest'ultimo facilmente riconoscibile in diversi punti della zona di accumulo (Figura 4b).

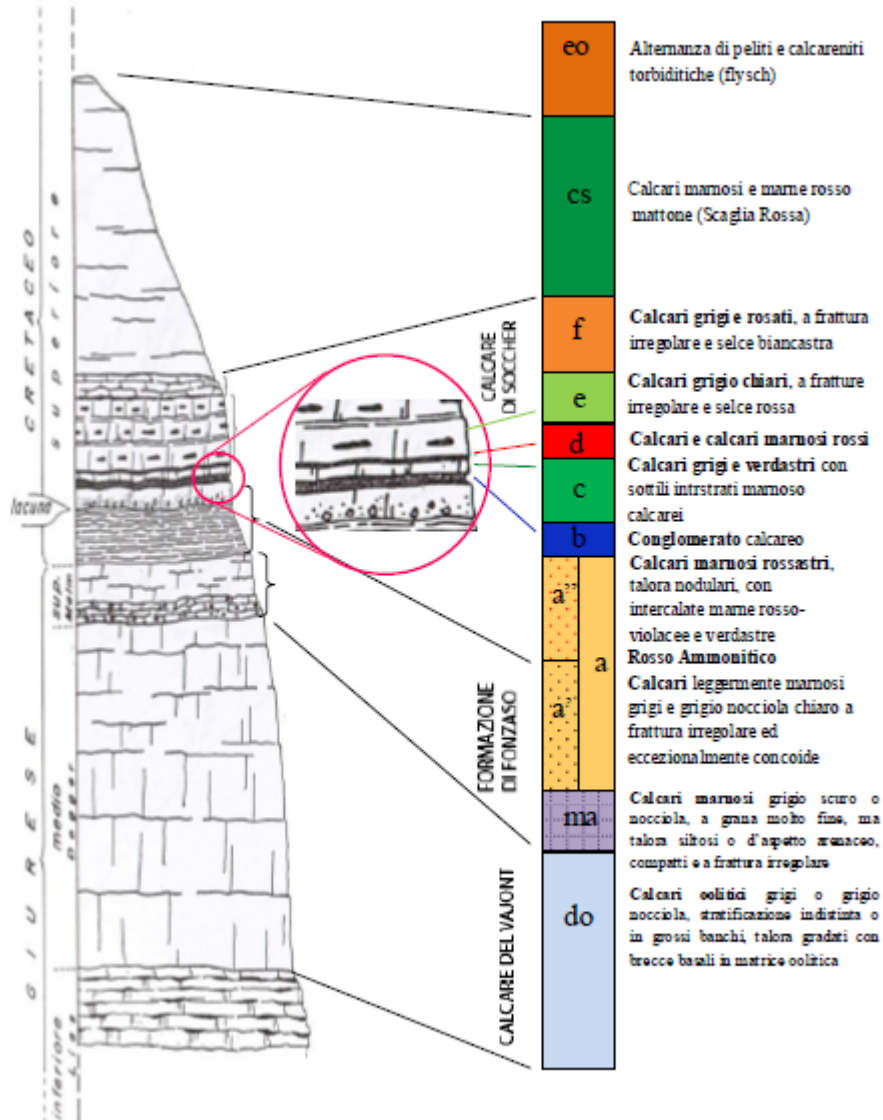


Figura 5 - Colonna stratigrafica delle formazioni affioranti nella Valle del Torrente del Vajont. A sinistra, rappresentazione secondo CARLONI e MAZZANTI (1964); a destra, secondo BESIO e SEMENZA (1963). La descrizione delle litologie è basata su studi eseguiti da MARTINIS & FRANCANI (1979).

2.3 Assetto strutturale

L'area del torrente Vajont è caratterizzata da un assetto strutturale molto complesso, in quanto sono presenti strutture riconducibili a differenti fasi deformative dell'orogenesi alpina (Riva et al., 1980).

La valle è dominata da una successione di pieghe con assi orientati Est – Ovest, di cui la più evidente è rappresentata dalla Sinclinale di Erto ben visibile in affioramento lungo le pareti calcaree della valle del Piave (Figura 6). Il fianco meridionale della sinclinale presenta strati inclinati di 30°-40° ed immergenti verso Nord, mentre quello settentrionale è caratterizzato da strati inclinati di 20°-30° ed immergenti verso Est.

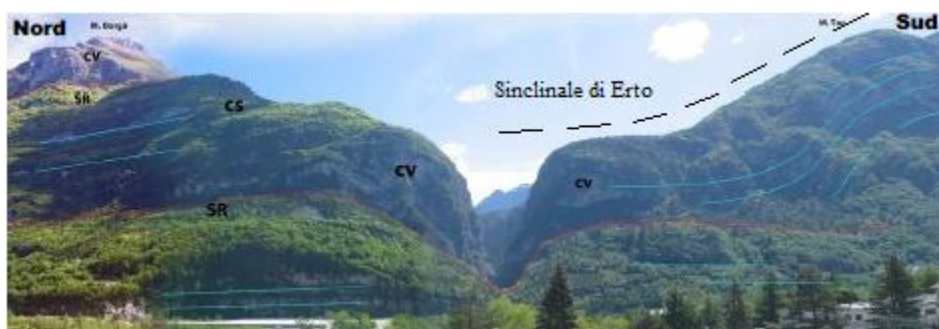


Figura 6 – Schema semplificato della situazione strutturale dell'area di studio, vista da Longarone. CV: Calcare del Vajont, SR: Scaglia Rossa, CS: Calcare di Socchèr. Le linee rosse individuano il sovrascorrimento del Monte Borgà, in alto e la Linea di Longarone in primo piano. Quest'ultima appartiene al sistema del graben di Longarone che mette in contatto la Scaglia Rossa con il Calcare del Vajont. In azzurro è rappresentato l'andamento della stratificazione.

Il fianco meridionale della Sinclinale di Erto è la sede del piano di scivolamento del movimento franoso del 1963. Esso è simile a un *sedile* con lo *schienale* leggermente curvo. Tale forma è il risultato di due eventi deformativi: il primo è responsabile della genesi della stessa Sinclinale di Erto, mentre il secondo ha portato allo sviluppo di una sinclinale piccola trasversale con asse immergente a Nord e inclinato di 20° (Semenza, 1965).

Questa sinclinale interseca una serie di lineamenti strutturali sia longitudinali, che trasversali ed obliqui. In direzioni Nord-Sud le faglie principali sono Linea del Col delle Tosatte (CTo, sigla usata di seguito nel testo) che costituisce il margine orientale della fossa tettonica di Longarone (Riva et al., 1980) e la Linea della Croda Bianca (CB, sigla usata di seguito nel testo), localizzata a Est del corpo di frana.

Un'attenta analisi della morfologia del piano di scivolamento, ha evidenziato la presenza alla macroscale di due serie di pieghe, una con asse orientato prevalentemente Est-Ovest e una seconda con asse Nord-Sud. La genesi delle prime è chiaramente legata alla formazione della Sinclinale di Erto e sono quindi interpretabili come pieghe parassite. La presenza delle seconde, che sembrano essere coeve con le prime, potrebbe trovare una spiegazione nella fase di compressione neo-alpina. Durante questa fase la presenza di vincoli cinematici, rappresentati da CTo e CB, convergenti verso sud ha ostacolato lo scivolamento flessurale, generando spinte in direzione Est-Ovest portando così alla formazione di una piega con asse Nord-Sud compatibile a quella descritta da Semenza e interpretata come sinclinale trasversa. Questa struttura è in grado di generare pieghe parassite anch'esse con asse Nord-Sud.

Oltre ai lineamenti in direzione trasversale sopra citate, sono da segnalare un gruppo di faglie subverticali con andamento obliquo tra cui la Linea del Tramontin, la Linea della Val Mesazzo, la Linea dello Spitz Gallina, e la Linea del Col delle Erghene che costituisce l'elemento che limita l'estensione a sud della frana (Figura 7).

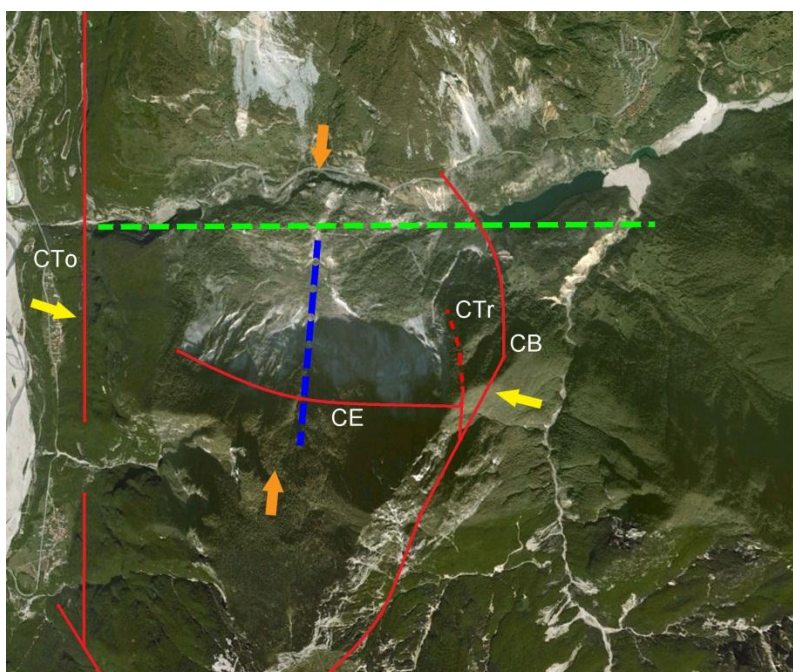


Figura 7– Schema semplificato delle forze agenti e delle strutture responsabili della formazione dei due sistemi di pieghe individuate sul piano di scivolamento. In rosso i principali elementi tettonici: CTo (Col delle Tosatte); CE (Col delle Erghene); CB (Croda Bianca); CTr (Col Tramontin). La linea tratteggiata in verde rappresenta l'asse della sinclinale di Erto, mentre quella in azzurro indica l'asse della sinclinale del Massalezza (Semenza, 2001). Le frecce arancioni indicano le direzioni secondo le quali ha agito la compressione compressiva durante la fase neo-alpina. Le frecce gialle indicano la direzione delle forze che si sviluppano quando il fianco della piega tende ad avanzare verso sud e si trova ostacolato dalle due faglie che ne ostacolano il movimento.

Il versante destro della valle è invece caratterizzato dal grande lembo di scorrimento del Monte Borgà limitato a Est a Sud e a Ovest dalla Linea del Monte Salta, che separa i terreni giurassici dalla Scaglia Rossa sottostante. Parallela ad essa corre la L. delle Spesse la quale rimane entro la Scaglia Rossa per quasi tutta la sua lunghezza e soltanto per un breve tratto separa questa formazione dalle Marne di Erto. L'elemento tettonico compreso tra queste due linee è stato interpretato come un cuneo di Scaglia Rossa rovesciato, distaccatosi dal tetto della serie che veniva sovrascorsa dal lembo del Borgà e spinto avanti durante il moto stesso. Al medesimo movimento è imputato anche il rovesciamento e il ripiegamento delle formazioni terziarie nella zona di Erto e Casso (Riva et al., 1980)

L'andamento delle strutture tra il Monte Salta e il Monte Toc sono ben rappresentate nella sezione Nord-Sud di Semenza e Ghirotti (2000) (Figura 8).

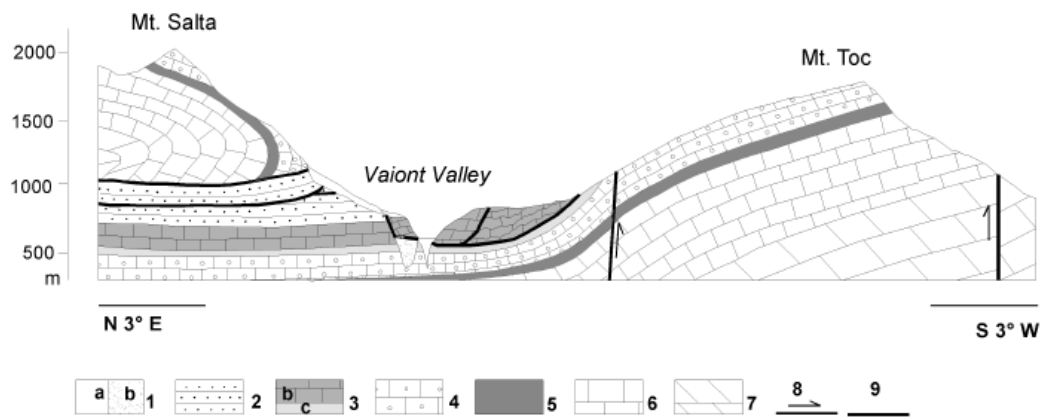


Figura 8- Sezione N-S dal M. Salta al M. Toc prima del 1963. Legenda: 1) a Quaternario; b depositi alluvionali; 2) Scaglia Rossa Fm.; 3) b Fm. Di Soccher; 3) c Rosso Ammonitico e Fm. Fonzaso; 4) Calcarei del Vajont; 5) Formazione di Igne; 6) Fm. Soverzene; 7)Dolomia Principale; 8) Faglie e Overthrust; 9) Superficie di separazione del materiale franato. (Semenza e Ghirotti, 2000)

2.4 Aspetti geomorfologici

La valle del Vajont si imposta lungo una delle direttrici tettoniche principali della zona. L'omonimo torrente scorre da Oriente a Occidente, cioè parallelamente alla direzione degli assi delle pieghe principali (Carloni e Mazzanti, 1964).

La valle, da un punto di vista morfologico generale, corrisponde a un'ampia doccia glaciale compresa fra la catena del monte Borgà a nord e quella del monte Toc a sud. Il risultato dell'erosione torrentizia postglaciale è la profondissima gola a pareti spesso subverticali e alte fino a 300 m ancora ben visibile dall'abitato di Longarone (Selli e Trevisan, 1964) .

Nonostante la valle abbia conosciuto in età quaternaria processi glaciali ben sviluppati, le forme e le strutture tipicamente create dai ghiacciai sono state fortemente obliterate dagli intensi processi erosivi post-glaciali.

In località Case Liron, tuttavia, si ha la presenza di deposito glaciale indifferenziato, ove è conservata la maggiore struttura morenica della zona (Oddone et al. 2005) costituita da una serie di cordoni morenici che testimoniano le fasi di ritiro del ghiacciaio che probabilmente scendeva dalla valle del torrente Mesazzo.

Invece depositi fluvioglaciale cementati si rinvengono in località Case Prada nei pressi dello sbocco del torrente Mesazzo nel Lago Residuo e, sul versante opposto della valle del Vajont, in prossimità del bordo orientale del corpo di frana.

Altri elementi di grande rilievo nella morfologia della valle sono quelli generati dai processi gravitativi. Entrambi i versanti della valle ne sono interessati pur mostrando caratteri sostanzialmente diversi, legati al loro differente assetto strutturale. Quelli di maggior rilievo sono la frana del Monte Salta, che ha distrutto parzialmente l'abitato di Casso, la frana sviluppatasi lungo il versante sud – est del Monte Borgà e la catastrofica frana di scivolamento del monte Toc, che verrà ampiamente descritta ed analizzata nei capitoli successivi.

La frana del Monte Salta è costituita da blocchi di calcare oolitico, la cui instabilità è dovuta alla giacitura degli strati particolarmente sfavorevole e al grado di fratturazione. Entrambi i caratteri sono legati alla piega associata al thrust

del monte Borgà. Si sviluppa a oriente dell'abitato di Casso ed ha l'aspetto di una grande colata di roccia (Carloni e Mazzanti, 1964). L'accumulo che ne deriva è composto da un ammasso caotico di blocchi di medie e grosse dimensioni, parzialmente ricoperto da deposito di versante (Oddone et al. 2005).

L'altro fenomeno di versante è rappresentato dalla frana in località Le Spesse sul cui accumulo poggia l'attuale frazione La Pineda.

Come descritto da Semenza (2001), si tratta di un movimento di scivolamento in blocco dal fianco sudorientale del monte Borgà di calcari del Dogger estremamente fratturati. Il deposito poggia sul Flysch eocenico secondo una superficie all'incirca orizzontale ben visibile perché messa a giorno dall'erosione dei due torrenti, Mesazzo e Vajont (Semenza, 1965). A seguito di questo sbarramento naturale, parte del bacino del Vajont fu occupato per un lungo periodo da un lago come dimostra il rinvenimento di depositi argillosi e sabbiosi lacustri in molti punti del bacino stesso a monte de La Pineda (Giudici e Semenza, 1960).

L'intera area è, come descritto fino ad ora, intensamente caratterizzata da fenomeni franosi che porta alla formazione di estesi accumuli di materiale disgregato soggetti a fenomeni erosivi da parte degli agenti atmosferici. Tra questi, il dilavamento opera selettivamente su base granulometrica e in relazione all'energia dell'agente esogeno. Alcuni esempi riconoscibili nell'area sono rappresentati da aree calanchive sviluppatasi sia sul corpo di frana sia sul coronamento, in parte modellandolo.

Un altro aspetto morfologico rilevante è dato dalle forme erosive di natura carsica. La composizione carbonatica di gran parte dei litotipi presenti, ha reso le rocce particolarmente vulnerabili all'azione dissolutiva delle acque meteoriche e di filtrazione. In particolare nel calcare del Vajont si ritrovano testimonianze di quest'azione.

Le morfostrutture più evidenti sono una serie di depressioni non molto grandi compatibili con doline o inghiottitoi carsici che occupano la parte alta del Monte Toc in prossimità del torrione di Costa Vasei a quota 1700. Di origine carsica sono anche una serie di cunicoli sviluppati secondo direzioni preferenziali e

sempre impostati su giunti di strato o su discontinuità tettoniche, che fungono da sistema di smaltimento rapido delle acque meteoriche, convogliandole, secondo le ultime ipotesi fatte, direttamente nel materasso alluvionale del fiume Piave. Ulteriore evidenza del fenomeno carsico è data dalla presenza di *Karren* rinvenuti nei pressi della spalla sinistra della diga. Si presentano sia sottoforma di solchi a doccia sia di piccoli cunicoli sub verticali dal diametro di alcuni cm e profondità di alcune decine di cm.

3. LA FRANA DEL 1963

Tra il 1957 e il 1963 venne costruita lungo il corso del torrente Vajont un'imponente diga a doppio arco, dell'altezza di 261,6 m e 190,5 m di lunghezza, a Sud-Sudovest di Casso, commissionata dalla Società Adriatica di Elettricità (SADE).

Lo sbarramento del torrente aveva come scopo la creazione di un serbatoio artificiale dalla capacità utile di circa 170 milioni di m³, facente parte di un complesso sistema di impianti per il completo sfruttamento delle acque del Piave e dei suoi affluenti (Selli e Trevisan, 1964).

Durante la realizzazione della diga furono compiute una serie di indagini geologiche da Giudici e Semenza e geotecniche da Muller, allo scopo di formulare una diagnosi dettagliata dell'area.

I risultati dei rilievi e delle indagini portarono ad ipotizzare la presenza di una paleo-frana staccatasi dal versante settentrionale del Monte Toc fino a sbarrare e riempire un tratto dell'antico solco fluviale del torrente Vajont, e da questo successivamente erosa (Semenza E., 2001).

Nonostante l'assetto geologico fornisse dubbi in merito alla stabilità del versante sinistro del bacino e quindi alla prosecuzione dei lavori, questi non furono interrotti.

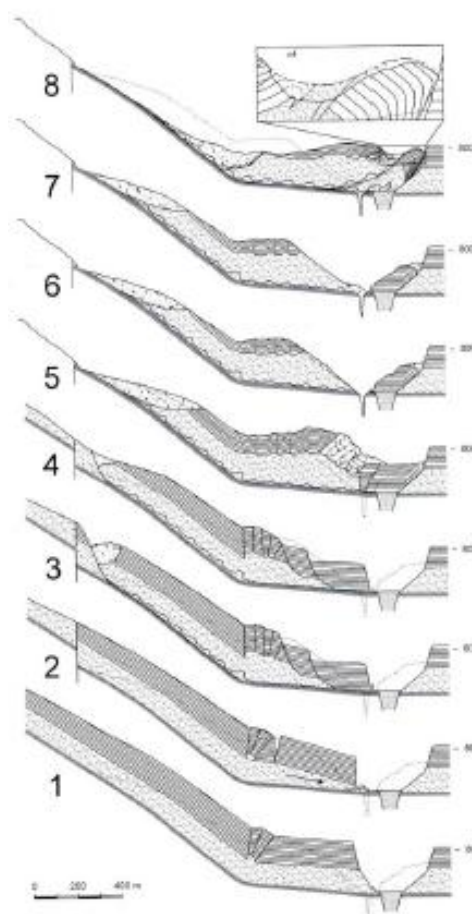


Figura 9 – Ricostruzione palinspastica dei vari movimenti di versante succeduti nel tempo. Sezione N-S del torrente Vajont tratta da Semenza 2001.

Il 9 ottobre 1963, durante la terza operazione di invaso, 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; la massa franata risalì il fianco destro della valle per alcune decine di metri con una velocità stimata tra i 20 e i 30 m/s. Inoltre, in seguito alla caduta della stessa nel bacino artificiale, si generò un'onda che, superando la diga, si riversò sull'abitato di Longarone, localizzato alla confluenza tra il torrente Vajont e il fiume Piave. Nel disastro persero la vita circa 2090 persone.

Il materiale franato apparteneva prevalentemente al Calccare di Soccher, al Rosso Ammonitico e alla Formazione di Fonzaso. La cinematica della frana può essere schematizzata come scivolamento traslativo lungo superfici di strato.

La maggior parte della massa scivolata ha conservato nel complesso la forma e le strutture originarie presenti sul versante prima del franamento (Foto 1). La diga è rimasta praticamente intatta senza subire alcun danno strutturale di nota (Foto 2)



Foto 1 - Frana del Monte Toc



Foto 2 - Diga del Vajont



Foto 3- Diga del Vajont e accumulo della frana del Monte Toc

3.1 Indagini pre evento franoso 1963

I primi rilievi geologici nella Valle del Vajont, per la realizzazione del bacino artificiale, risalgono al 1928 con una relazione del professor Giorgio Dal Piaz a cui seguì un'ulteriore relazione nel 1948 in cui si esaminavano gli effetti degli smottamenti dei fianchi derivanti dal progetto di invaso e dalle oscillazioni del livello del lago (Selli e Trevisan, 1964).

Le valutazioni sulle condizioni strutturali dell'intera valle furono positive e in una relazione del 1958 affermò che in generale mancavano segni superficiali che indicassero la presenza di avvenuti movimenti franosi (Dal Piaz G., 1958).

Solo in seguito alla frana di Pontesei del marzo 1959, la SADE prese in considerazione la necessità di effettuare studi relativi alla stabilità dei versanti e all'assetto geologico e strutturale dell'intera valle.

I geologi Edoardo Semenza e Franco Giudici eseguirono *ex novo* un rilevamento a monte della diga utilizzando una carta alla scala 1:5000 implementandola con dati geologici e geomorfologici. In questo modo riuscirono a ricostruire la successione stratigrafica descrivendone i caratteri litologici e ad analizzare le varie porzioni del bacino sia sotto l'aspetto tettonico che della franosità.

La prima ipotesi indicava l'esistenza di una paleo-frana lungo il versante nord del Monte Toc, e si basava essenzialmente su evidenze geomorfologiche riscontrate durante l'investigazione. In particolare:

- La presenza di una depressione allungata, di circa 2 km², sulla parte occidentale del versante chiamata Pian della Pozza caratterizzata da pareti ripide in prossimità del torrente Massalezza.
- La morfologia del Pian del Toc in cui la roccia affiorante era interessata da pieghe con assi di direzione Est-Ovest e da strati apparentemente orizzontali tagliati da fessure più o meno verticali anch'esse di direzione Est-Ovest.
- La scoperta di un potente livello di cataclasiti e miloniti (rocce più o meno fratturate o addirittura macinate) sul lato sinistro della valle che limitava alla base la massa in questione. Un livello cataclastico era stato osservato anche nell'area di Pian della Pozza e sul ramo sinistro del torrente Massalezza.

L'esistenza di questi livelli estremamente fratturati furono confermati anche dai sondaggi effettuati dalla Sorinco e dalla Rodio successivamente all'evento del 1963. Alcuni di essi furono rinvenuti immediatamente prima del Calcare del Vajont e diedero la conferma che il movimento si fosse sviluppato proprio in corrispondenza della cintura cataclastica (Broili, 1967).

- L'individuazione di una massa rocciosa situata sul versante destro della valle, di forma e aspetto diverse da quelle della parete adiacente. La peculiarità del "Colle Isolato", chiamato così dallo stesso Semenza, consisteva nell'intensa fratturazione verticale completamente assente negli affioramenti circostanti e nella giacitura degli strati discordante rispetto a quella degli strati del versante destro ma allo stesso tempo molto simile a quella della parete opposta (Semenza, 2001). Il Colle Isolato fu ritenuto una prosecuzione del materiale franoso lungo il versante sinistro delle valle, cioè il fronte dell'antica frana, rimasto isolato dalla successiva incisione valliva del Vajont (Selli e Trevisan, 1964).
- La foto-interpretazione delle foto aeree datate 1960, permise il riconoscimento di strutture geomorfologiche che caratterizzavano il versante prima dell'evento del 1963. Il versante settentrionale del monte Toc mostrava differenti morfologie che includevano trincee e scarpate sia nella zona orientale che occidentale del versante e che suggerivano che queste aree fossero già state interessate da movimenti franosi profondi, oggi interpretabili come una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV) (Semenza, 1965).

I dati raccolti consentirono di definire un modello geologico dettagliato da cui nacque l'ipotesi che la vecchia massa di frana si sarebbe potuta riattivare con la realizzazione del lago. Ad avvalorare questa tesi ci fu la scoperta di una grossa frattura perimetrale, grossomodo a forma di M di oltre 2 km di lunghezza, con il lago a quota 645 m circa, che ricalcava il margine meridionale e le porzioni più alte dei margini orientale e occidentale della paleo-frana (Semenza, 2001). Anche Muller incaricato per le indagini geotecniche sostenne la tesi di Semenza e suppose la presenza di una superficie profonda di scivolamento e una massa in movimento con un volume pari a 200 milioni di m³, distaccandosi quindi

relativamente di poco (circa il 25%) dal reale volume della massa che poi sarebbe franata.

Tuttavia Muller, avanzava anche l'idea che la frana fosse divisibile in due parti, separate dal torrente Massalezza con differente meccanismo di movimento. In particolare nella porzione più bassa del lobo occidentale si aveva un movimento analogo a quello dei ghiacciai; la parte orientale, invece, era soggetta ad un movimento in blocco simile alla parte alta del lobo a Ovest del Massalezza. In pratica tre quarti della massa corrispondevano ad una frana in blocco con superficie di scivolamento ben individuata mentre il restante quarto era soggetta ad un moto di *creep* senza superficie di scorrimento ben definita (Selli e Trevisan, 1964).

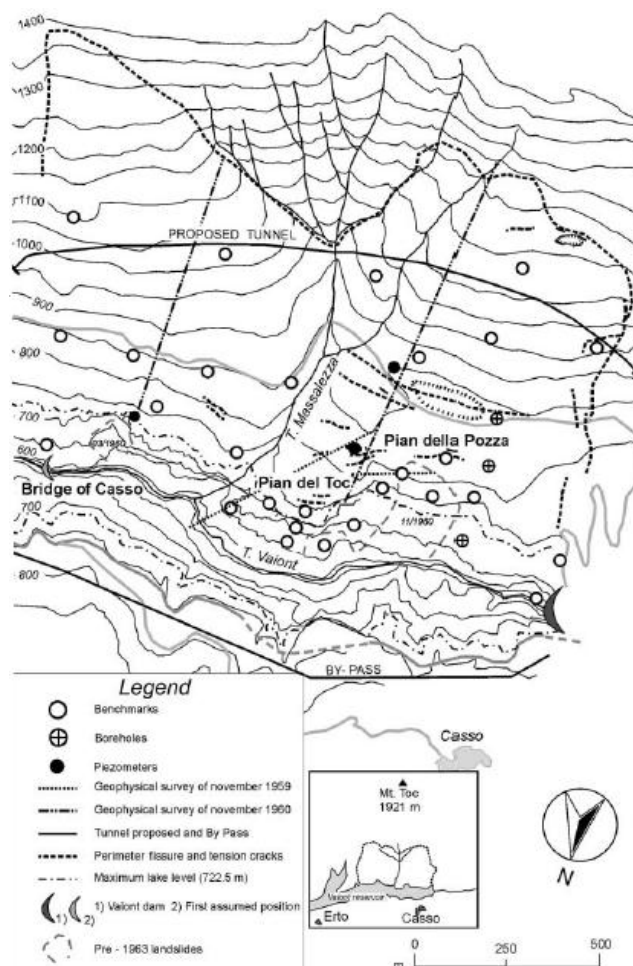


Figura 10- Carta delle indagini e dell'area di frana (Semenza e Ghirotti, 2000).

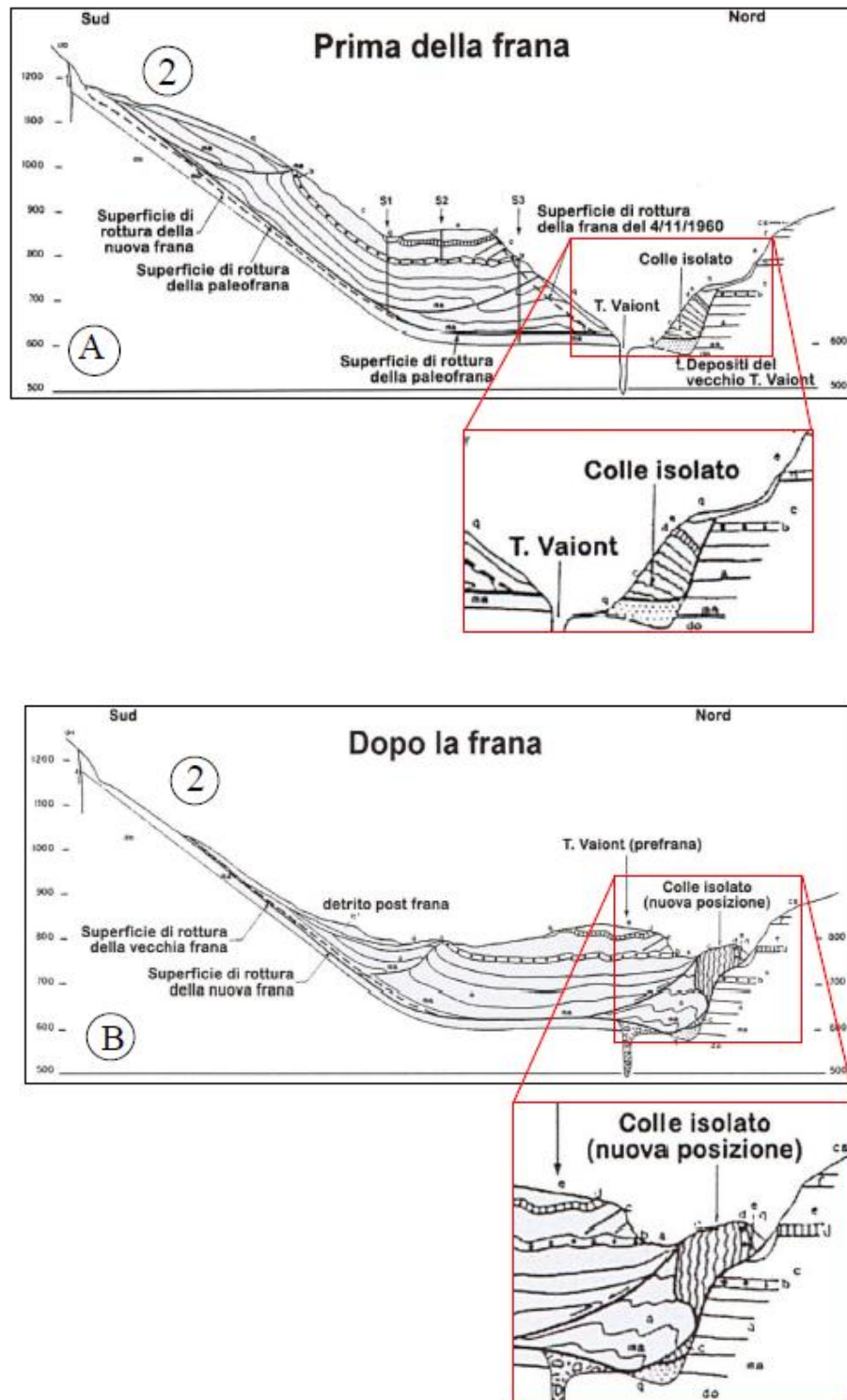


Figura 11- Profili geologici con ingrandimento del particolare del Colle Isolato. [Tavola 10 (SELLI e TREVISAN, 1964) ripresa da HENDRON & PATTON (1986) e da SEMENZA e GHIROTTI (2000)] Prima (A) e dopo (B) il 9 ottobre 1963. Si osservino nello schema A i tracciati dei sondaggi (S)

3.2 Indagini e studi post evento franoso del 1963

Nel periodo immediatamente successivo alla frana del Monte Toc, vennero eseguiti diversi studi tra i quali:

- a) quello di Muller (1964) che oltre a descrivere gli avvenimenti pre-frana, conteneva ulteriori approfondimenti di carattere geologico-tecnico;
- b) quello di Selli e Trevisan in collaborazione con Carloni, Mazzanti e Ciabatti che univa il rilevamento geologico dell'area alla descrizione delle caratteristiche e delle cause del movimento stesso. In particolare Ciabatti eseguì una serie di calcoli che permisero di stimare la velocità del franamento attorno ai 60 km/h.
- c) i sondaggi geognostici, commissionati dalla Corte di Belluno ed eseguiti dall'impresa Rodio tra agosto 1964 e maggio 1965 nella parte occidentale del corpo di frana, allo scopo di investigare la superficie di scivolamento e le caratteristiche strutturali e stratigrafiche della massa franata. La stratigrafia dei sette sondaggi fu descritta in dettaglio da Martinis (1978).

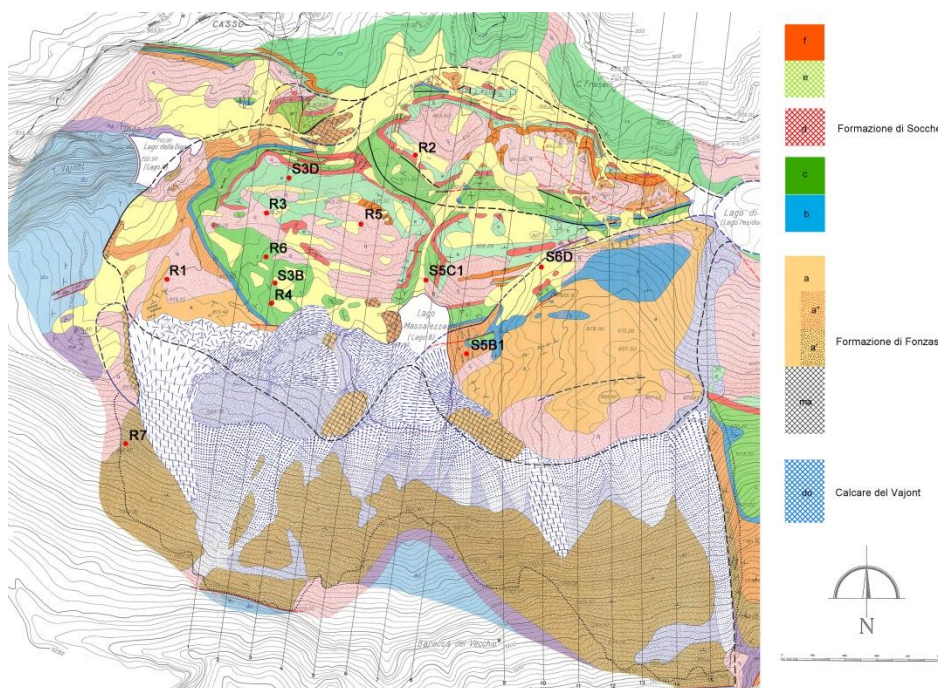


Figura 12- Localizzazione sondaggi nel corpo di frana

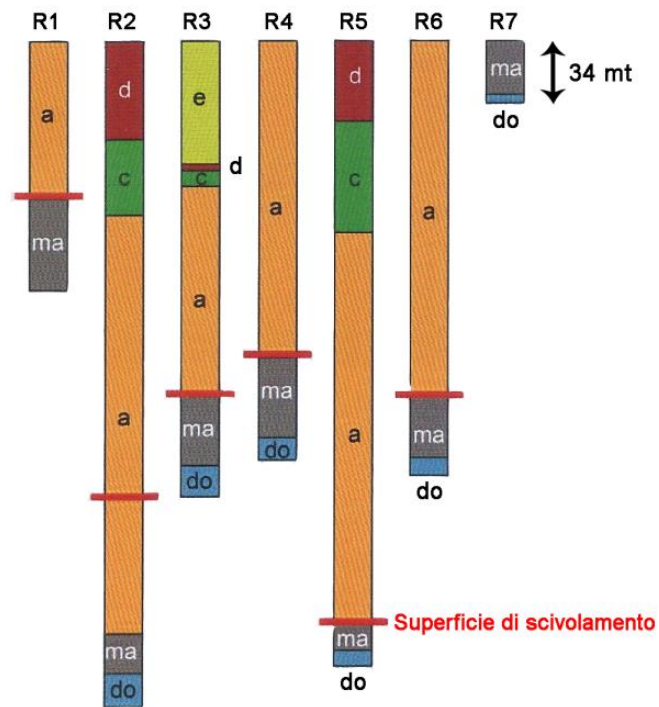


Figura 13- Stratigrafia dei sondaggi della Rodio (Martinis, 1978)

d) lo studio di Hendron e Patton (1985) che ha dato un grande contributo per la comprensione dei fenomeni in quanto frutto di lunghe ricerche sul campo ma che soprattutto ha fornito il primo studio sugli aspetti idrogeologici della frana del Vajont.

3.2.1 Idrogeologia

Gli aspetti idrogeologici della valle del Vajont sono quelli meno studiati se paragonati ad altri come la stratigrafia o l'assetto strutturale. I motivi di questa lacuna sono di difficile comprensione se si considera l'importanza assunta dalla circolazione delle acque e dalla distribuzione delle pressioni interstiziali sulla stabilità di un versante. Nonostante più di 50 anni di ricerca scientifica sulla frana del Vajont, le correlazioni tra l'altezza della falda e le precipitazioni e in generale sulle caratteristiche idrogeologiche del versante in oggetto restano ancora incerte.

In generale diversi autori hanno evidenziato (Hendron e Patton, 1985) che l'assetto idrogeologico dei due versanti della valle del Vajont è sostanzialmente diverso. Il versante destro presenta numerose sorgenti, quasi tutte caratterizzate da una buona portata e quasi tutte captate; sul versante sinistro invece, si ha una presenza ridotta di sorgenti di una portata significativa e non si riscontrano venute d'acqua nemmeno in seguito a lunghi periodi piovosi.

Questa situazione è dovuta probabilmente ad una circolazione sotterranea delle acque per fenomeni carsici. L'ipotesi nasce dall'osservazione delle doline nell'area al di sopra della frana dove la maggior parte delle acque meteoriche si infiltrano nel sottosuolo senza causare visibili fenomeni di flusso superficiale (ruscellamento).

Il lavoro che ad oggi descrive meglio le caratteristiche idrogeologiche della frana del Vajont è sicuramente quello di Hendron e Patton (1985). In seguito alla scoperta di un livello calcareo ricco di interstrati argillosi, ipotizzarono l'esistenza di due acquiferi, uno nella massa di frana e uno nel sottostante Calcere del Vajont separati appunto da questo livello impermeabile (Semenza, 2001).

Questa ipotesi è avvalorata dalle misure fatte tra il 1961 e il 1963 nei piezometri allora funzionanti e che mostravano comportamenti differenti dei due acquiferi.

I quattro pozzi piezometrici, indicati come P₁, P₂, P₃, P₄, furono perforati sul versante sinistro della valle del Vajont (Figura 14) raggiungendo rispettivamente le quote assolute al fondo di m 618, m 640, m 625, m 671 (Selli e Trevisan, 1964).

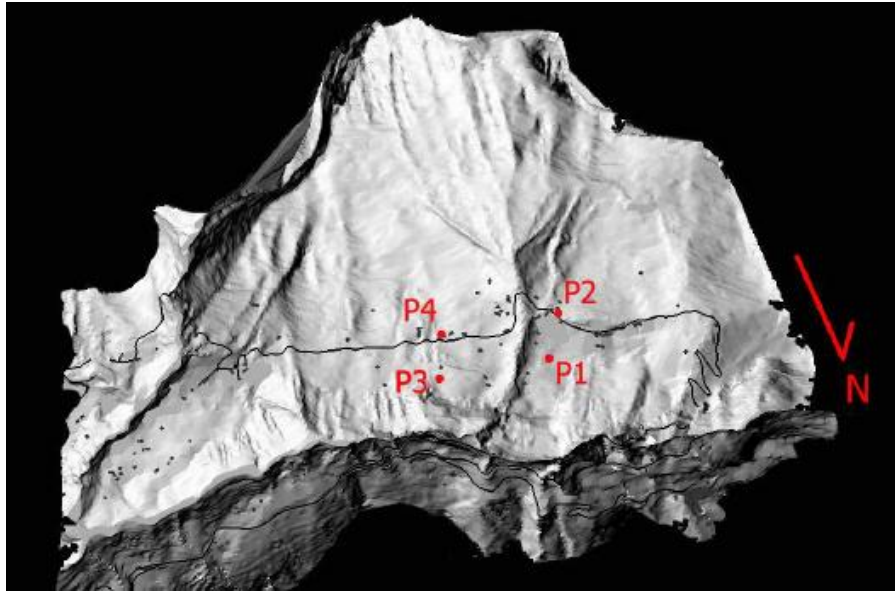


Figura 14 – Localizzazione dei piezometri installati nel 1961

Di questi, il P₄ non funzionò mai come piezometro e solo il P₂ raggiunse gli strati del Calcere del Vajont.

L'analisi dei dati piezometrici portò alla conclusione che l'acquifero superiore, impostato nella massa di frana (“banchi di Soccher” e strati sottili “Fonzaso-Soccher” (Semenza, 2001)) era caratterizzato da un'elevata permeabilità a causa di un alto grado di fratturazione dell'ammasso roccioso e di conseguenza le oscillazioni del livello di falda erano influenzate sia dalle precipitazioni sia dalle variazioni del livello del lago. Le misure effettuate nei piezometri P₁ e P₃ mostravano chiaramente quanto detto sopra e cioè che le variazioni della tavola d'acqua seguivano le variazioni del bacino sia in fase di invaso sia in fase di svasso rimanendo al massimo 3÷10 m al di sopra di quest'ultimo (Hendron e Patton, 1985).

L'acquifero inferiore, di contro, impostato nel sottostante Calcere del Vajont, mostrava una permeabilità non molto elevata, per cui le variazioni del livello di falda dipendevano quasi esclusivamente dalle precipitazioni provenienti dalla sommità del Monte Toc attraverso fratture e cunicoli di origine carsica.

L'indipendenza dalle variazioni all'interno del lago era dimostrata dalle misurazioni fatte nel piezometro P₂ che registrava valori tra i 20 e i 90 m superiori a quelli del bacino.

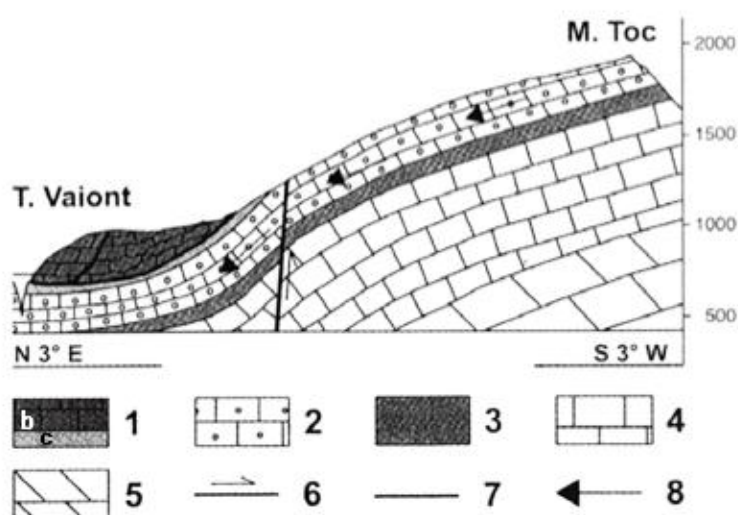


Figura 15- Profilo geologico del monte Toc con i due acquiferi e il moto della falda nell'acquifero inferiore (2) indicato dalle frecce (8). In quello più alto (1b) il livello era uguale a quello del lago. I livelli 1c e 3 sono praticamente impermeabili. 1b= "banchi di Soccher" e "strati sottili Fonzaso-Soccher"; 1c="Fonzaso con argille"; 2=Calcere del Vajont; 3=Fm. Di Igne; 4= Fm. di Soverzene; 5= Dolomia principale; 6= faglia; 7=superfici di rottura della frana; 8=Direzione dell'acqua nell'acquifero inferiore. (Semenza e Ghirotti 2000, semplificato)

Il diverso comportamento dei due acquiferi è confermato dai diagrammi di Hendron e Patton (Figura 16) che mettono in relazione i livelli dei piezometri con quelli del lago. Tuttavia dalla metà del 1962 i tre piezometri iniziarono a segnare tutti lo stesso livello, compatibili a quelli del lago, con variazioni di 1÷2 m, che secondo gli autori americani era imputabile alla rottura del piezometro P₂ avvenuta in seguito al movimento della frana la quale da febbraio a ottobre 1962 mostrava spostamenti medi nell'ordine di 1 cm/giorno (Hendron e Patton,1985). L'interruzione nel piezometro P₂ era posta a quota 687 m, in accordo con la posizione del piano di scivolamento ipotizzato da Semenza.

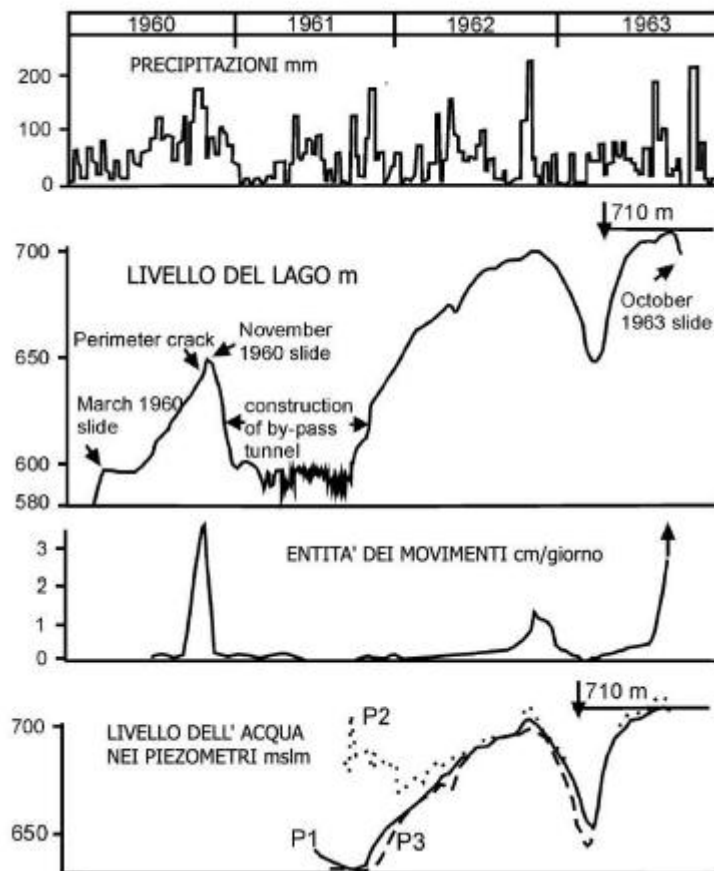


Figura 16- Diagrammi comparati tra i livelli del lago, i livelli piezometrici, la velocità dei movimenti della frana e le precipitazioni atmosferiche, dal 1960 al 1963 (Hendron e Patton, 1985)

Importante sottolineare che tra il 1959 ed il 1963 i tre periodi di maggiore piovosità, in un periodo di trenta giorni si sono verificati nel settembre-ottobre 1960, nell'ottobre-novembre 1962 e nell'agosto-settembre 1963: quasi trenta giorni dopo l'inizio dei suddetti periodi si sono riscontrate accelerazioni del movimento. Questo fenomeno trova spiegazione nel comportamento dell'acquifero confinato (Calcere del Vajont) la cui ricarica dipendeva appunto dalle piogge. Infatti quando l'acquifero risultava pieno, l'acqua esercitava sulla massa sovrastante una sottopressione non compensata dalla pressione della falda dell'acquifero superiore e quindi esercitando su di essa un effetto destabilizzante. Questo sembra confermato dal diagramma di Hendron e Patton (Figura17) che

mette in relazione per ogni giorno il livello del lago con la piovosità del periodo che lo precede e con i movimenti della massa (Semenza, 2001).

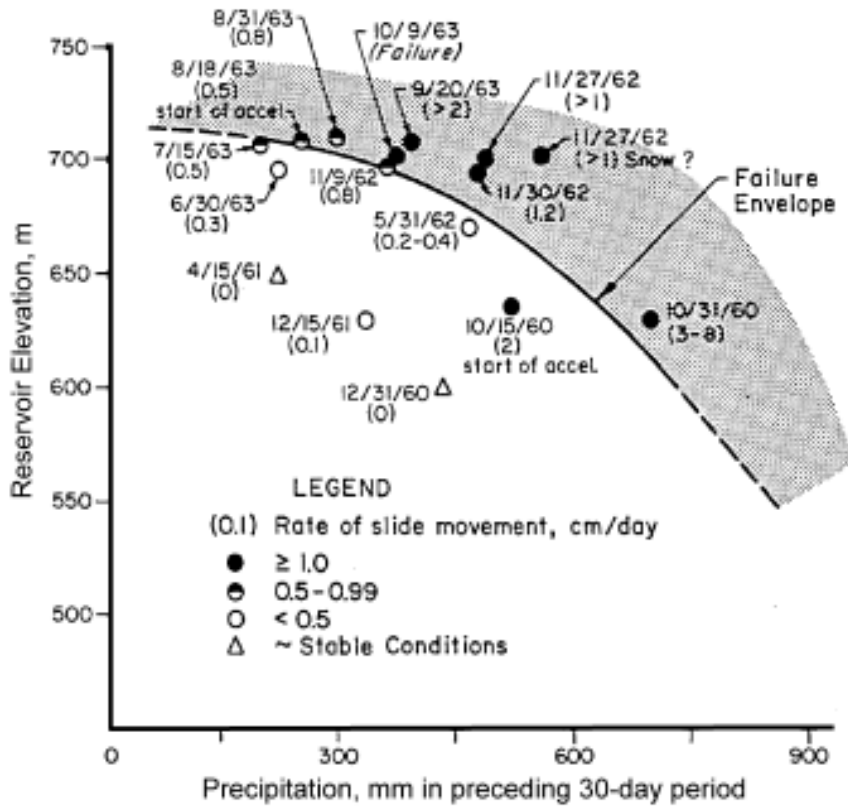


Figura 17- Stabilità ed instabilità della frana del Vajont in funzione dei livelli dell'acqua nel serbatoio e delle precipitazioni nei 30 giorni precedenti (Hendron e Patton,1985)

3.3 Ulteriori studi post evento franoso del 1963

Un'attenta revisione bibliografica ha permesso di evidenziare come siano stati analizzati nel corso di oltre cinquanta anni di ricerca scientifica i diversi aspetti che caratterizzano il fenomeno franoso, alcuni dei quali (geologia, stratigrafia) sono stati dettagliatamente descritti mentre altri risultano ancora non del tutto compresi. Tra questi, i principali sono problemi legati all'assetto idrogeologico del versante settentrionale del Monte Toc e la comprensione del meccanismo di rottura dell'ammasso roccioso.

Nell'ultimo ventennio è stato possibile ovviare almeno in parte a queste lacune grazie alle nuove tecniche di indagine che non solo hanno permesso la rivalutazione di aspetti già trattati ma soprattutto hanno condotto alla stima di parametri fondamentali per la caratterizzazione geomeccanica importante per lo studio della cinematica e della dinamica dell'evento franoso. Tra gli innumerevoli lavori pubblicati, quelli principali da segnalare sono di seguito elencati.

- Il lavoro svolto dalla dottoressa Monica Ghirotti, pubblicato nel 1994 dal titolo "Modellazione numerica della frana del Vajont sulla base di nuovi dati" che ha permesso l'implementazione dei dati geologici esistenti attraverso il rilievo geomeccanico dell'ammasso roccioso in frana e fuori frana e l'applicazione della modellazione numerica basata su codici di calcolo agli Elementi Distinti (UDEEC). Questo lavoro ha portato ad una rivisitazione di alcuni aspetti dell'assetto idrogeologico che chiariscono e in parte modificano quelli presentati da Hendron e Patton (1985).

Dalle caratteristiche di permeabilità attribuibili alle differenti formazioni, l'autrice ipotizza la presenza di tre falde che identificano il Monte Toc come un multiacquifero (Figura 18), suddiviso nel modo seguente:

- Il primo acquifero è impostato nella Dolomia Principale e Formazione di Soverzene, limitato al tetto dalla Formazione Di Igne (livelli micritici e scisti a permeabilità ridotta) la cui alimentazione avviene per infiltrazione dal versante meridionale del Monte Toc.

- il secondo contenuto nel Calcarea del Vajont, alimentato dall'intero versante settentrionale del Monte Toc, che assume una condizione di acquifero confinato al di sotto dei livelli impermeabili della Formazione di Fonzaso.
- l'ultimo acquifero, limitato al letto dai livelli impermeabili sopra citati, contenuto principalmente nei livelli più permeabili della Formazione di Soccher la quale è caratterizzata da un elevato grado di fratturazione conseguente al movimento franoso preistorico.

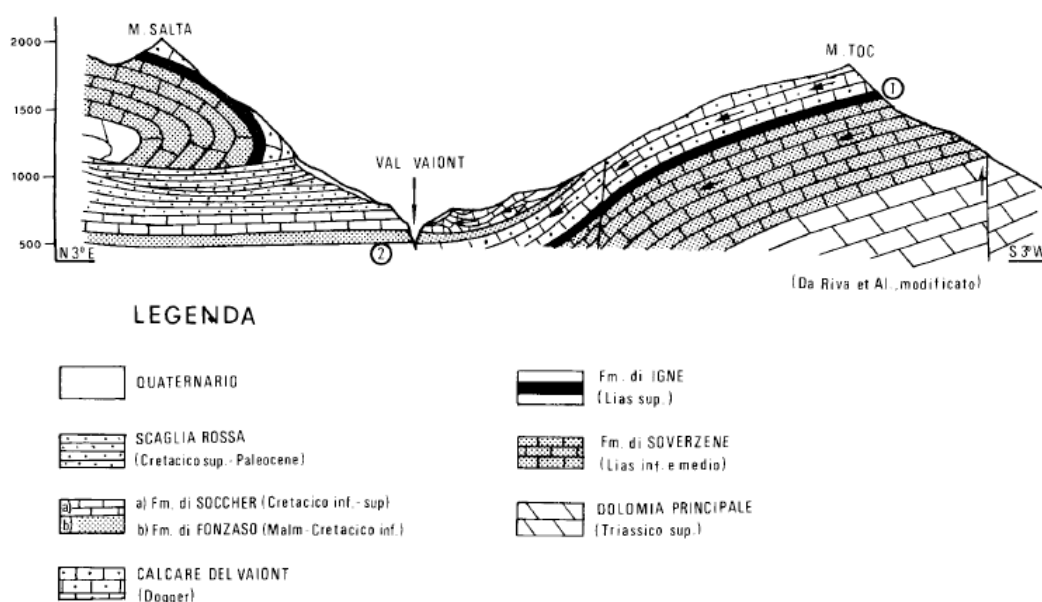


Figura 18- Sezione geologica della valle del Vajont e schema idrogeologico del versante settentrionale del Monte Toc con indicazione delle principali linee di flusso. Con i livelli 1 e 2 sono indicati i livelli da scarsamente permeabili a impermeabili (da Riva *et alii*, modificato).

La dottoressa Ghirotti, inoltre, evidenzia che i valori delle altezze piezometriche utilizzati da Hendron e Patton erano state artificiosamente incrementate, non corrispondenti quindi alla situazione reale prima e al momento dell'evento franoso. Inoltre i livelli freatici erano orizzontali mentre avrebbero dovuto mostrare un incremento del gradiente verso Est almeno nella sezione orientale, in

quanto la faglia che limita il lato destro della frana si comportava come una struttura drenante di collegamento tra i livelli permeabili sottostanti la base impermeabile (Formazione di Fonzaso) (Ghirotti, 1994) (Figura 19).

La faglia rappresenta quindi un limite di permeabilità nella parte dello “schienale” ma non in corrispondenza del “sedile” dove il corpo di frana è a contatto con micriti e calcareniti della Formazione di Soccher caratterizzati da permeabilità più elevata.

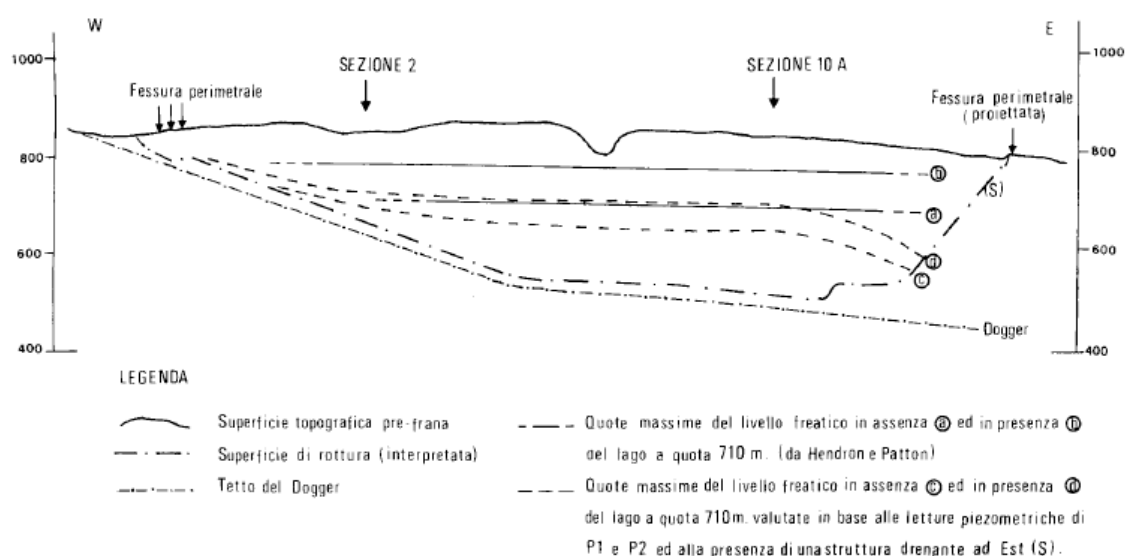


Figura 19- Sezione E-W: profilo topografico pre-frana con indicazioni dei livelli freatici valutati da Hendron e Patton in assenza (a) e presenza (b) del lago a quota 710 m e dei massimi probabili livelli freatici corrispondenti alle due precedenti condizioni (c e d) valutati in base alle letture piezometriche di P₁ e P₂ ed alla presenza di una struttura drenante ad Est.

- I lavori inseriti all'interno del Progetto Strategico d'Ateneo *Geo-Risks*, del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Padova, coordinato da Rinaldo Genevois:

- a) “Implementation of a geodatabase of published and unpublished data on the catastrophic Vajont landslide” ad opera della dottoressa Laura Superchi che ha provveduto alla raccolta e all'implementazione di un database bibliografico in cui compaiono articoli di carattere scientifico e

non, monografie, atti dei seminari, materiale cartografico, relazioni non pubblicate e indice delle pagine web d'interesse.

- b) “A geomechanical evaluation of the rock mass involved in the 1963 Vajont landslide (NE Italy)” ad opera di Superchi Laura, Zorzi Luca, Ferri Fabio, Genevois Rinaldo, Iafelice Maria. Lo studio si è reso possibile grazie alla collaborazione della Fondazione Vajont e del comune di Longarone che hanno permesso di esaminare i sondaggi effettuati dalla Rodio dopo cinquanta anni. I sondaggi hanno fornito un buon numero di campioni sui quali è stato possibile effettuare prove di laboratorio (compressioni uniassiali e triassiali con misura delle deformazioni) che, unite ad un rilievo geomeccanico dettagliato dell'area, sia in frana sia fuori frana, hanno permesso una più precisa caratterizzazione dell'ammasso roccioso e l'influenza dei maggiori sistemi di discontinuità sul fenomeno di instabilità.
- c) “Preliminary results of a photogrammetric characterisation of the 1963 Vajont rockslide” di Andrea Wolter, Doug Stead e John J. Clague del Department of Earth Sciences della Simon Fraser University, Vancouver coadiuvati da docenti e dottorandi delle Università di Padova e Bologna. In questo lavoro sono stati illustrati i risultati preliminari dell'analisi fotogrammetrica effettuata sulla superficie di scivolamento e sono stati comparati con i dati geomeccanici raccolti sul campo. Il lavoro inoltre include un'analisi statistica e cinematica delle discontinuità mappate.

4. LA MODELLAZIONE NUMERICA

Il metodo agli elementi distinti DEM (Cundall,1971) fu creato per l'analisi del comportamento meccanico di un sistema composto da blocchi discreti. L'ammasso roccioso veniva considerato come un sistema discontinuo soggetto a condizioni quasi statiche o dinamiche e la formulazione teorica del metodo fu codificata per l'analisi di problemi bidimensionali nel programma di calcolo chiamato Universal Distinct Element Code (UDEC, Itasca, 1983).

UDEC è stato costantemente aggiornato fino alla versione più aggiornata 5.0 (Itasca, 2012). Nel 1983 si avviò anche lo sviluppo di una rappresentazione tridimensionale degli ammassi rocciosi e nel 1988 Itasca presentò un programma chiamato 3DEC anch'esso usato per eseguire tutti i tipi di calcolo necessari nelle applicazioni di carattere geotecnico. Il linguaggio di programmazione utilizzato dai programmi Itasca è chiamato Fish, applicabile in UDEC, in 3DEC e anche nel programma agli elementi finiti Fast Lagrangian Analysis of Continua (FLAC) sviluppato anch'esso da Itasca.

Come codice di modellazione numerica, UDEC si mostra estremamente utile sia per l'analisi geotecnica di suoli e rocce e di supporti strutturali (come le gallerie) in due dimensioni sia per le analisi di stabilità dei versanti.

Nelle simulazioni delle grandi deformazioni, i modelli continui e le più conosciute teorie all'equilibrio limite, possono risultare fortemente inadeguati; al contrario, i modelli discontinui, possono essere applicati con maggior successo in quanto implementati proprio per studiare i processi e i meccanismi di deformazione e di rottura correlati direttamente alla presenza di discontinuità (Marcato et al., 2005). L'ammasso roccioso, infatti, è modellizzato come un sistema a blocchi rigidi o deformabili, che interagiscono lungo le superfici, che rappresentano le discontinuità (Pasuto e Tecca, 1996).

4.1 UDEC: caratteristiche del programma di calcolo

Le principali caratteristiche del programma di calcolo UDEC sono:

- il sistema è costituito da un insieme di blocchi che interagiscono lungo i contatti: i blocchi hanno la possibilità di compenetrarsi e di sovrapporsi;
- le discontinuità sono considerate come zone di interazione tra i blocchi: è prescritto un modello di comportamento per tali interazioni;
- il metodo utilizza un algoritmo esplicito nel tempo che permette grandi rotazioni, spostamenti e relazioni costitutive lineari o non-lineari sia per la matrice rocciosa, sia per le discontinuità;
- il codice include la simulazione del flusso nelle fratture di un sistema costituito da blocchi impermeabili in condizioni di regime stazionario e transitorio.

Nel caso di una trattazione bidimensionale, la massa rocciosa presa in considerazione dall'analisi viene suddivisa in blocchi. Le dimensioni e la geometria dei blocchi dipendono dalle caratteristiche di fratturazione della roccia, cioè dall'orientazione e dalla spaziatura delle discontinuità naturali dell'ammasso roccioso.

UDEC utilizza le seguenti equazioni fondamentali:

- la legge forza-spostamento, che specifica le forze di interazione tra i blocchi;
- la legge del moto, che definisce il moto di ogni blocco come dovuto a forze non bilanciate che agiscono sul blocco stesso.

Gli spostamenti di ogni blocco vengono calcolati indipendentemente ad ogni sequenza di calcolo e con l'interazione di tale processo, si ottiene la configurazione all'equilibrio o alla rottura.

La scelta dei parametri geometrici e geomeccanici, usati come input nel modello, è funzione delle caratteristiche peculiari del programma di calcolo. Occorre per prima cosa definire il modello geologico-tecnico del versante sulla base dei dati geologici, geomeccanici e idrogeologici ricavati dai dati di campagna.

Inevitabilmente, i passaggi dal modello geologico a quello geologico-tecnico, ed infine a quello numerico, richiedono una forte semplificazione ed una serie di assunzioni che in ogni caso, devono essere congruenti con l'assetto geologico.

4.2 Analisi dei caratteri geomeccanici della frana

Gli studi bibliografici e i rilievi di campagna condotti precedentemente alla modellazione numerica sono stati finalizzate alla caratterizzazione geologica e geomeccanica dell'ammasso roccioso interessato dalla frana del Vajont.

Il rilievo geomeccanico è stato eseguito su 89 stazioni ed ha interessato tutti i termini della serie, dal Calcare del Vajont alla Formazione di Soccher che costituiscono la successione stratigrafica sia all'interno del corpo di frana (superficie di rottura e accumulo), sia al di fuori di esso. Le caratteristiche rilevate sono quelle indicate dalle norme ISRM (1978) e includono:

- descrizione litologica
- analisi e caratterizzazione delle discontinuità
- analisi e caratterizzazione della roccia intatta
- caratterizzazione degli ammassi rocciosi

Le misure effettuate lungo la superficie di scivolamento si possono considerare rappresentative delle condizioni dell'ammasso roccioso prefrana, mentre quelle rilevate nel corpo di frana riflettono le direzioni del movimento e i processi deformativi imputabili al movimento stesso.

L'elaborazione dei dati ha permesso l'individuazione dei principali sistemi di discontinuità e di attribuire ad essi i valori di orientazione, spaziatura, persistenza, apertura, resistenza alla compressione semplice della parete del giunto (JCS), coefficiente di rugosità (JRC) e angolo di attrito residuo dei giunti (Barton & Choubey, 1977).

In particolare, l'area è stata inizialmente suddivisa su basi geografiche e geomorfologiche in tre domini identificati con l'area di accumulo, l'area fuori frana e il piano di scivolamento. Quest'ultimo è stato ulteriormente suddiviso in tre sottodomini sulla base delle diverse caratteristiche morfologiche e strutturali (Figura 20).



Figura 20– Suddivisione dell’area in domini che delimitano le zone coinvolte nel movimento franoso e quelle rimaste indisturbate.

Gli stereodiagrammi cumulativi di figura 21 per i domini definiti in precedenza hanno mostrato tre sistemi di discontinuità meccaniche a direzione Nordest-Sudovest, Nordovest-Sudest, ed Est-Ovest ed una quarta a direzione Nord-Sud. A scala mesoscopica quest’ultimo caratterizza i limiti occidentali ed orientali della frana mentre i set a direzione Nordovest-Sudest e Nordest-Sudovest possono essere identificati con i gradini attraverso cui la superficie di rottura sale nella serie andando da Ovest verso Est.

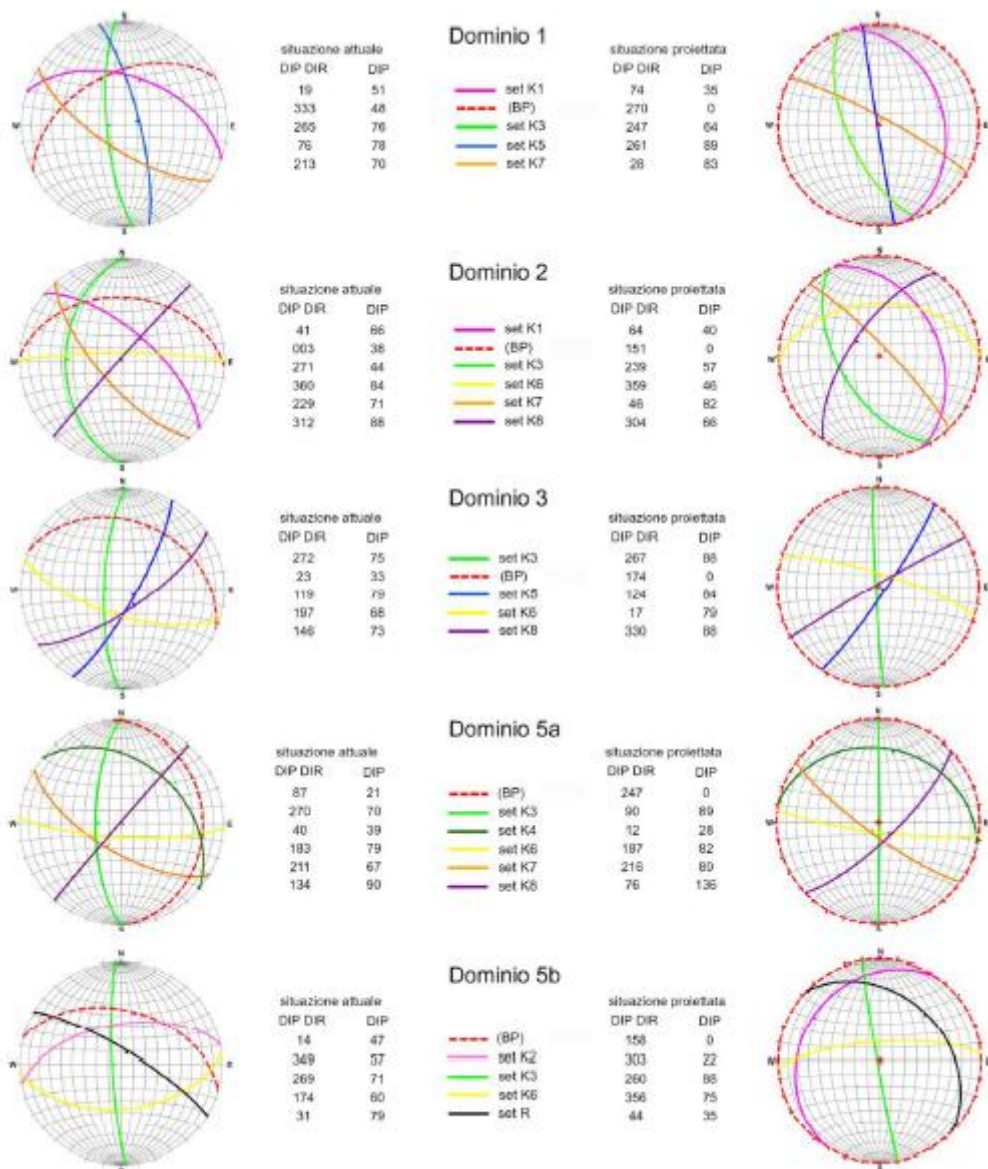


Figura 21 – Stereoplot dei sistemi di discontinuità suddivisi nei vari domini (Bergamo A., 2010)

4.3 Scelta della sezione e dei parametri per la modellazione del versante

La modellazione con UDEC è stata eseguita sulla base del profilo geologico la cui traccia è riportata nella carta di Rossi e Semenza (1965) presente in Figura 22. Il profilo A-A' si estende in direzione Nord-Sud all'interno del lobo occidentale del versante del Monte Toc per una lunghezza complessiva di 1,6 km (Figura 22).

La complessa successione stratigrafica è stata semplificata con la definizione di quattro livelli corrispondenti ad altrettanti insiemi litologici con caratteristiche fisico-meccaniche diverse. I livelli presi in considerazione sono:

- il Calcere del Vajont che costituisce il bedrock
- la fascia cataclastica lungo la quale si è sviluppato il movimento
- la Formazione di Fonzaso
- il Calcere di Soccher

Ad essi è stato attribuito un comune comportamento di tipo elastico-lineare con i rispettivi valori di densità, modulo di elasticità normale o modulo di Young (E), modulo di rigidità normale o *bulk modulus* (K) e modulo di taglio G per velocizzare la prima fase di inizializzazione degli sforzi.

Per le ultime due la misura diretta è alquanto problematica tuttavia è stato possibile calcolarle sulla base dei valori di modulo di Young e di coefficiente di Poisson (ν) misurati attraverso prove di compressione uniassiale effettuate su provini di roccia.

Le relazioni utilizzate sono le seguenti:

$$\text{Derivazione di K} \quad \frac{E}{3(1-2\nu)}$$

$$\text{Derivazione di G} \quad \frac{E}{2(1+2\nu)}$$

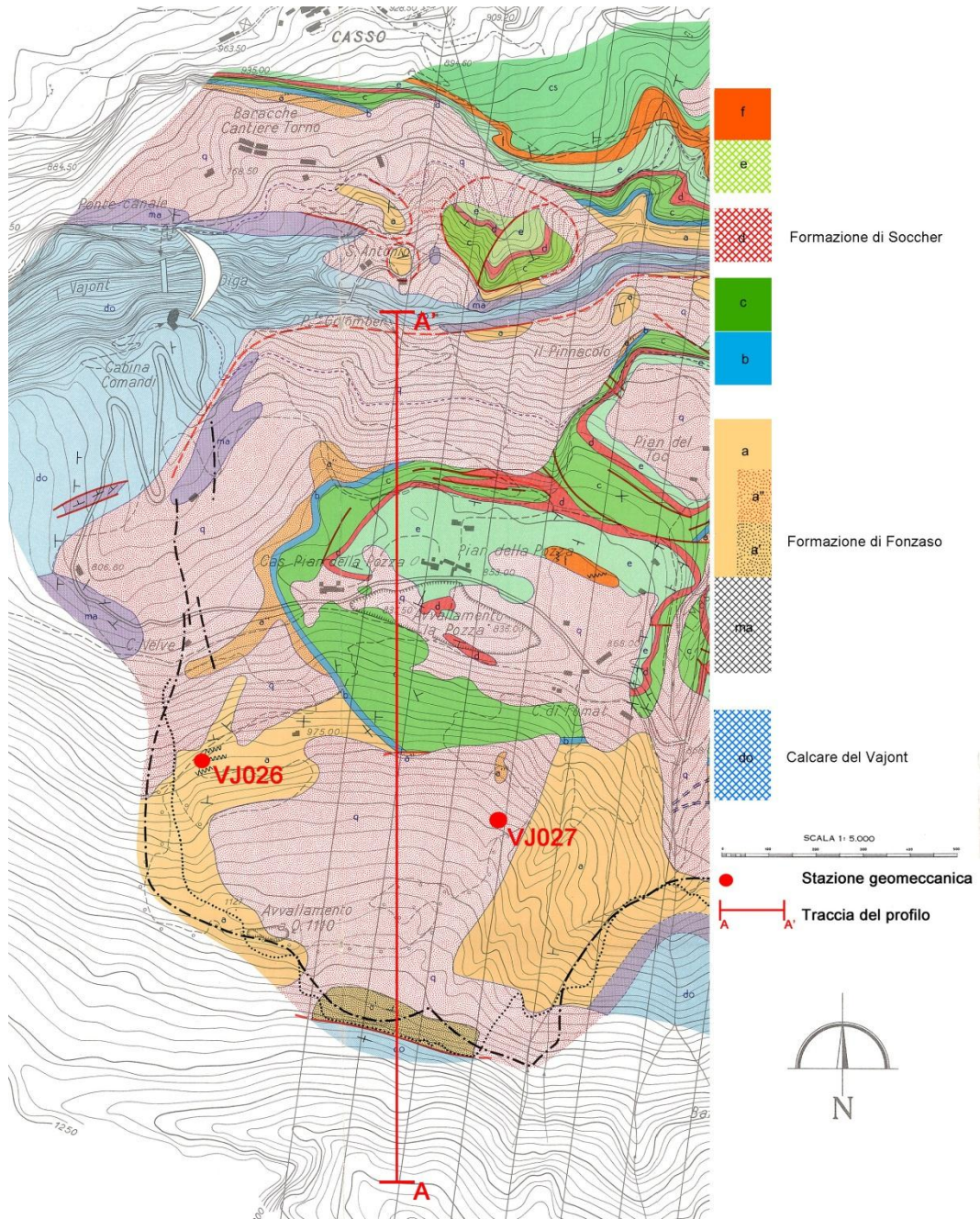


Figura 22 - Traccia del profilo A-A' che ricade nella porzione occidentale del versante settentrionale del Monte Toc (Rossi e Semenza, 1965 mod.)

Per quanto riguarda le superfici di discontinuità sono stati introdotti nel modello numerico tre sistemi di cui il primo rappresenta la stratificazione mentre gli altri due i principali set di giunti.

Le giaciture dei vari sistemi sono state misurate direttamente sulle stazioni geomeccaniche *in situ* e i valori elaborati con il software Dips 5.1 (www.rockscience.com). Le stazioni rappresentative del piano di scivolamento sono indicate con le sigle VJ026 e VJ027.

La stratificazione, che segue l'andamento del pendio, è stata ricostruita geometricamente in modo da preservare la continuità delle superfici da monte a valle mentre gli altri due sistemi di giunti che si sviluppano in direzione Nordovest-Sudest e Nordest-Sudovest hanno inclinazioni rispettivamente pari a 65° e 90° (Tabella 1).

STOP	AREA	LITOLOGIA	N.JOINT SET	SETS	GIACITURE		SPAZIATURA (cm)
					DIP_DIR	DIP	
VJ026	Superficie di scivolamento	Form. Fonzaso	4	BP	30	30	3
					200	65	8
					160	90	8
					220	65	6
VJ027	Superficie di scivolamento	Form. Fonzaso	4	BP	360	35	5
					225	80	4
					180	75	4
					115	85	5

Tabella 1 – Stazioni geomeccaniche e relative giaciture (Superchi L.,2012)

Queste discontinuità sono state considerate continue dalla superficie topografica sino alla superficie di rottura e con spaziatura elevata di 40 m. Tale

approssimazione da un lato non induce modificazioni sostanziali nel comportamento deformativo dell'intero sistema e, dall'altro implica tempi di calcolo sostanzialmente ridotti.

È stata inserita nel modello anche la faglia (CE) a monte del profilo che rappresenta il punto di svincolo dell'intera massa in frana (Figura 23).

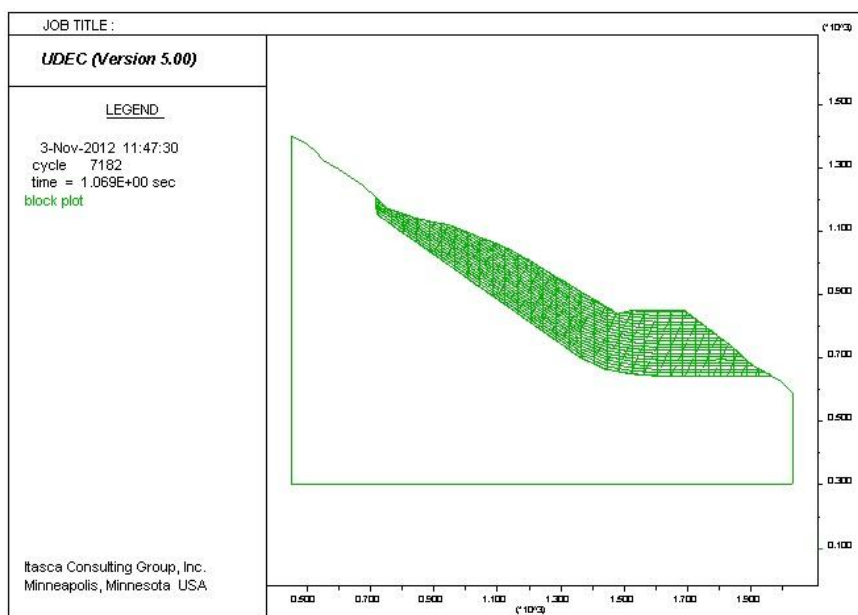


Figura 23– Modello geometrico della sezione.

All'insieme delle discontinuità che concorrono a formare l'ammasso roccioso è stato assegnato il criterio di rottura di Mohr-Coulomb in modo da rendere deformabile il corpo di frana e lasciare solo al bedrock un comportamento di tipo elastico (Figura 24).

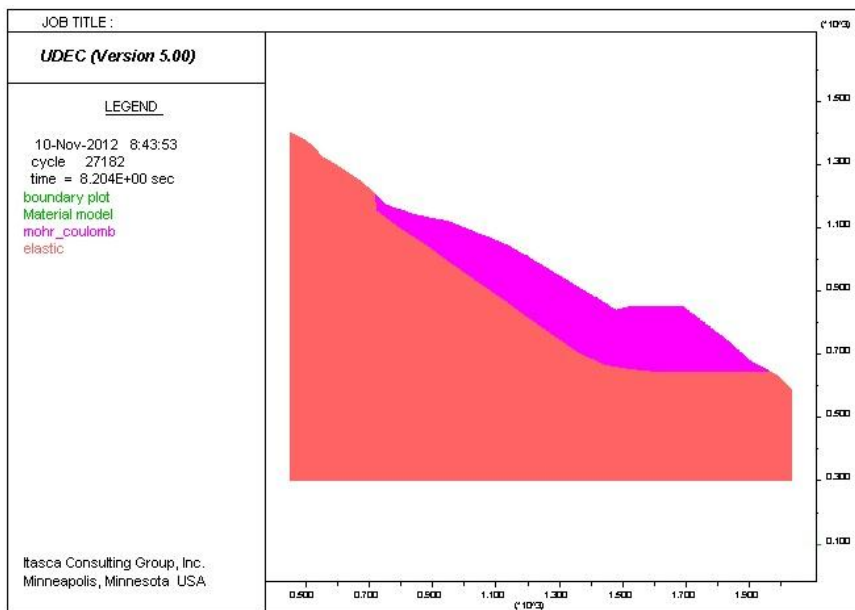


Figura 24 – Modelli di comportamento: 1) elastico per il bedrock; 2) mohr-coulomb per il versante in frana.

Poi, a completamento delle caratteristiche dei materiali coinvolti sono state aggiunte le proprietà dei giunti quali la coesione (c), l'angolo di attrito (φ) e le rigidzze normali (k_n) e di taglio (k_s) (Figura 25).

Le proprietà delle discontinuità sono state derivate dalle prove di laboratorio (prove di compressione uniassiale e triassiale con misura delle deformazioni) che, oltre a fornire i valori di coesione e angolo d'attrito, hanno permesso il calcolo delle rigidzze normali e di taglio attraverso le seguenti relazioni:

$$k_n = \frac{E_m E_r}{s(E_r - E_m)}$$

Dove E_m = modulo di Young dell'ammasso roccioso;

E_r = modulo di Young della roccia intatta;

k_n = rigidzza normale delle discontinuità;

s = spaziatura;

$$k_s = \frac{G_m G_r}{s(G_r - G_m)}$$

Dove G_m = modulo di taglio dell'ammasso roccioso;

G_r = modulo di taglio della roccia intatta;

k_s = rigidezza di taglio delle discontinuità;

s = spaziatura.

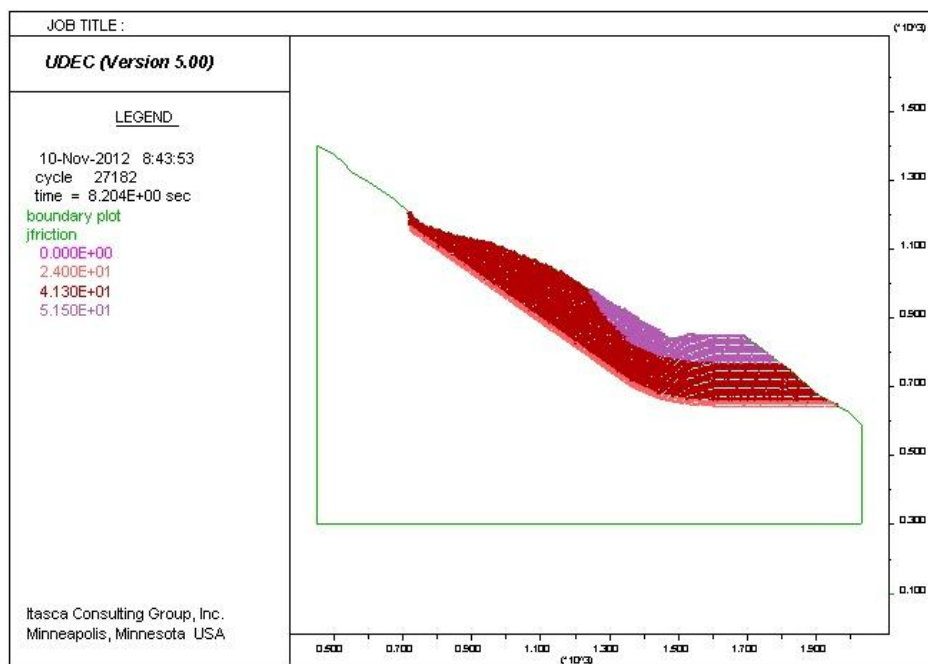


Figura 25 – Modello geomeccanico. Suddivisione dell'ammasso coinvolto nel movimento in funzione dell'angolo d'attrito

I dati utilizzati per la costruzione del modello (ubicazione delle stazioni geomeccaniche , caratteristiche degli ammassi rocciosi, valori derivanti dalle prove di laboratorio) sono ampiamente trattati nelle tesi del Dottor Alessandro Bergamo (2010) e della Dottoressa Laura Superchi (2012).

4.4 Sequenze di calcolo

Al sistema precedentemente definito nelle sue caratteristiche geometriche e fisico-meccaniche, è stata, in una prima fase, imposta l'inizializzazione degli sforzi per effetto della gravità. Successivamente sono state effettuate una serie di prove in assenza di acqua variando i valori di coesione e di angolo d'attrito della fascia cataclastica per valutare la risposta del versante in funzione della variazione di questi parametri. Nello specifico l'angolo d'attrito è stato fatto variare dal valore di 24° fino a 14° mentre la coesione è stata fatta variare dal valore di $5 \cdot 10^3$ Pa fino a 0 Pa. Il comportamento deformativo sotto l'azione della gravità e delle condizioni critiche può essere seguito attraverso le "time histories" (Figura 26) di punti particolarmente significativi. Tuttavia, i risultati del modello saranno mostrati nel capitolo successivo in cui verrà discussa l'analisi parametrica.

Nella terza ed ultima fase, il modello è stato fatto girare aggiungendo la presenza della falda acquifera alle quote di 665 m s.l.m. e 710 m s.l.m. che corrisponde anche alla quota raggiunta dal terzo e ultimo invaso prima del movimento franoso. Bisogna specificare che il programma di calcolo non permette di simulare la presenza di acqua al di fuori del modello, di conseguenza, il contro bilanciamento della pressione dell'acqua all'interno all'ammasso, dovuto alla presenza del lago artificiale, è stato ovviato inserendo spinte di tipo meccanico lungo il pendio. La condizione imposta è di tipo idrostatica infatti si ammette che la fascia cataclastica sia continua e che impedisca quindi qualsiasi fenomeno di filtrazione. Le prove alle due diverse quote della falda sono state eseguite con gli stessi valori di coesione e di angolo d'attrito utilizzati per le prove in assenza di acqua tranne che per il valore di $\varphi = 20^\circ$.

Step di calcolo				
		A secco	Con falda	
c (Pa)	φ°		665	710
$5 \cdot 10^3$	24°	X	X	x
0	20°	X		
0	16°	X	X	x
0	14°	X	x	x

Tabella 2 – Prove eseguite con il programma di calcolo UDEC

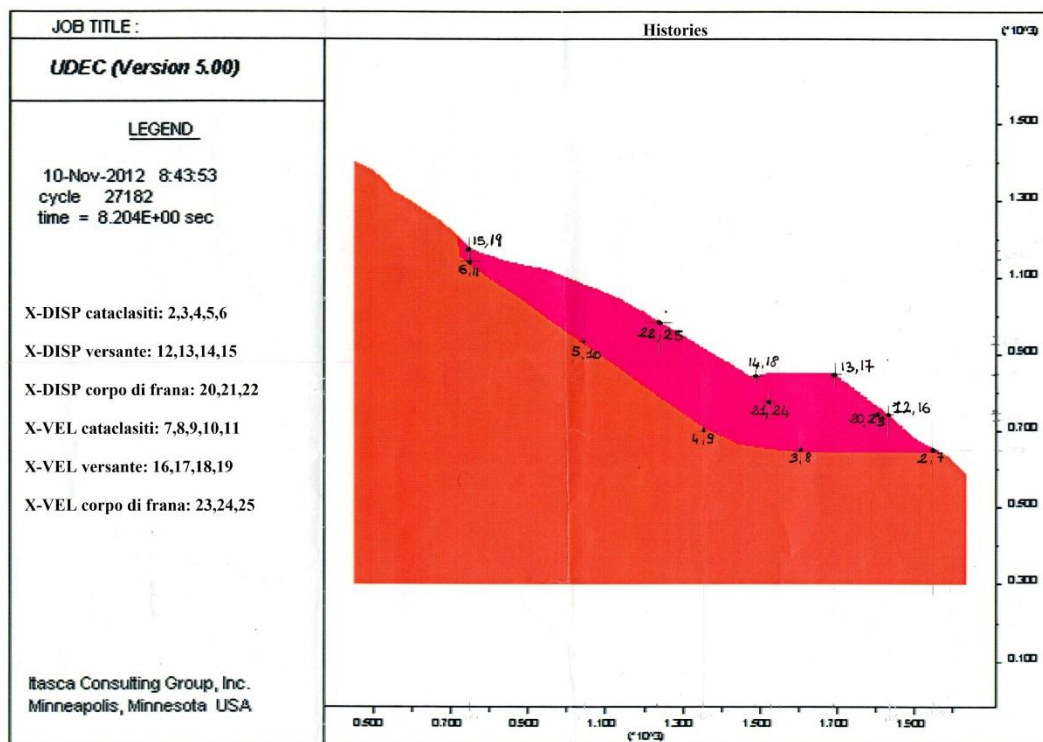


Figura 26- Localizzazione delle Histories (X-Displacement, X-Velocity) lungo il versante, nel corpo di frana e sulle cataclasi

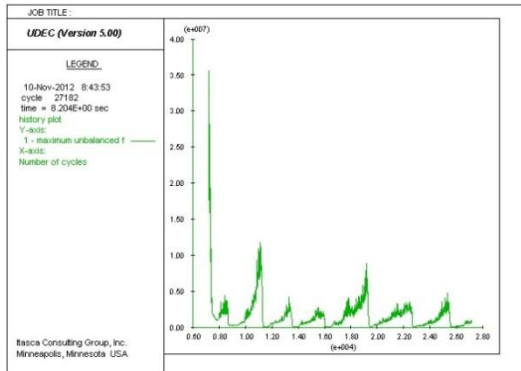
5. ANALISI PARAMETRICA

In questo capitolo verranno mostrati i risultati della modellazione eseguita sulla sezione rappresentativa del lobo occidentale del versante settentrionale del Monte Toc utilizzando il Metodo agli Elementi Distinti (UDEC).

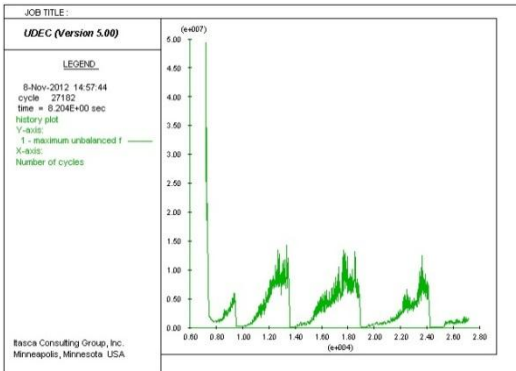
In particolare l'attenzione verrà focalizzata sul confronto delle risposte del versante ai vari step di calcolo partendo da condizioni di stabilità (angolo d'attrito elevato) fino ad arrivare a condizioni di instabilità con angolo d'attrito nettamente più basso. L'analisi effettuata, sia in assenza sia in presenza della falda acquifera, ha fornito dati riguardanti lo sbilanciamento delle forze dell'intero sistema e sulle zone di plasticizzazione. È inoltre stato possibile valutare l'andamento degli spostamenti orizzontali al piede, sul versante e all'interno del corpo di frana. Verranno infine riportati i grafici dell'andamento delle velocità.

5.1 Simulazione in assenza di acqua

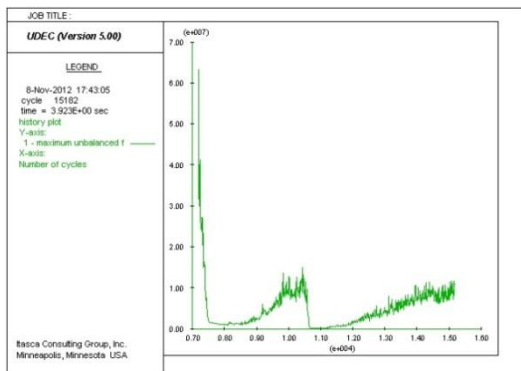
Andamenti delle forze sbilanciate



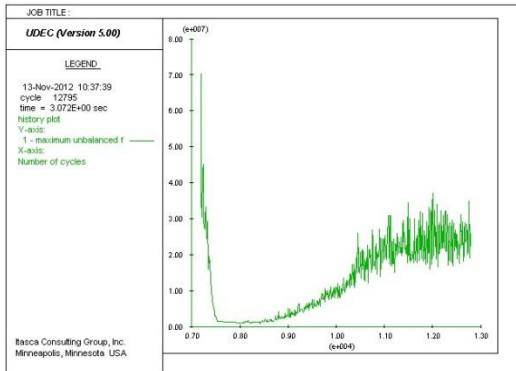
A) $c = 5 \cdot 10^3$ Pa, $\phi = 24^\circ$



B) $c = 0$ Pa, $\phi = 20^\circ$



C) $c = 0$ Pa, $\phi = 16^\circ$



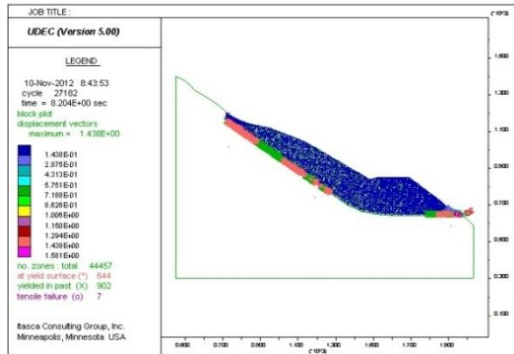
D) $c = 0$ Pa, $\phi = 14^\circ$

Nei quattro grafici è possibile valutare l'andamento delle forze sbilanciate (unbalanced forces) in funzione del numero di cicli imposti al programma. Si è deciso di mettere a confronto gli andamenti nelle quattro diverse condizioni di instabilità considerate, in modo da avere una visione di insieme.

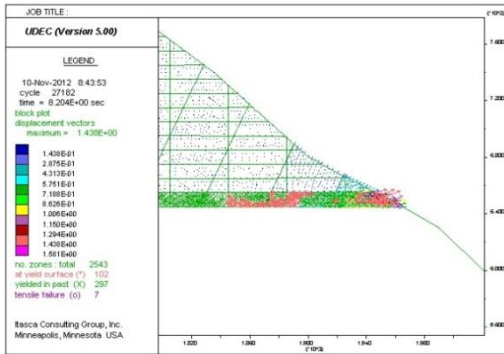
Si parte da una condizione stabile A con angolo d'attrito elevato, fino alla condizione instabile D con angolo d'attrito basso. Il sistema mostra instabilità in tutti e quattro i grafici tuttavia in A e B è possibile notare un andamento a pulsazioni (fatta eccezione per il picco iniziale imputabile all'inizializzazione del sistema) in cui si legge un chiaro recupero della stabilità. Le forze sbilanciate infatti vanno a zero nei primi due casi anche se si nota che gli intervalli per il

recupero dello sbilanciamento tra una pulsazione e un'altra è maggiore nel caso B rispetto al caso A. Nei casi C e D invece, è abbastanza evidente come la stabilità non sia più recuperabile tant'è che il sistema va in overlap, cioè i blocchi si sovrappongono dopo un numero di cicli nettamente inferiori. In definitiva anche considerando valori alti delle resistenze al taglio disponibili, il sistema mostra chiaramente il comportamento tipico dei fenomeni di creep caratterizzati quindi da fasi di movimento alternate a fasi di stabilità.

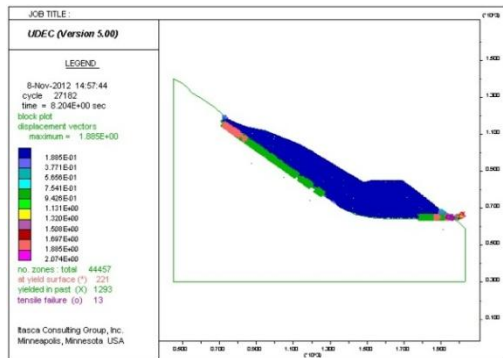
Distribuzione dei vettori spostamento e zone plasticizzate



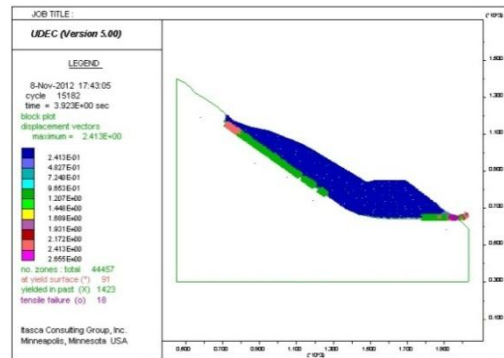
A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\phi = 24^\circ$



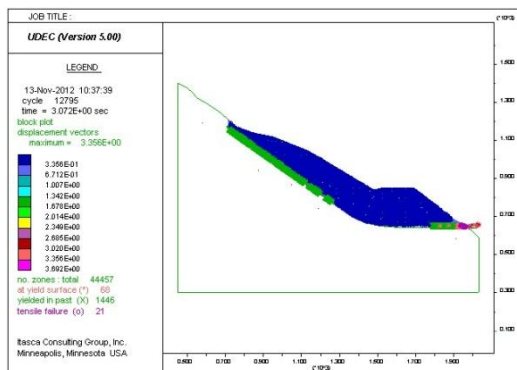
A') Dettaglio al piede del versante



B) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 20^\circ$



C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 16^\circ$

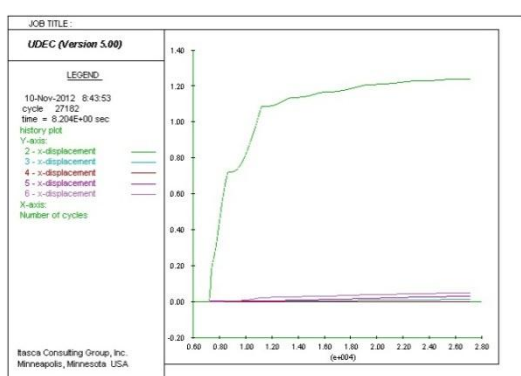


D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 14^\circ$

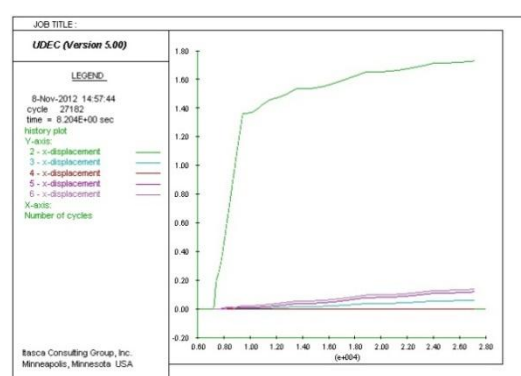
Tenendo conto del fatto che gli spostamenti calcolati dal modello sono solo orientativamente indicativi di quelli realmente avvenuti, si può osservare che quelli maggiori si concentrano al piede della frana a prescindere dal valore differente dell'angolo d'attrito delle quattro casistiche considerate. Infatti, se nel corpo di frana abbiamo spostamenti dell'ordine di 14 cm nel caso più stabile fino

a valori di 33 cm nel caso più instabile, al piede abbiamo spostamenti dell'ordine del metro che vanno da 1,6 m fino a 3,7 m. Nelle zone al piede si sviluppa anche rottura per trazione dovuta al fatto che il blocco non essendo vincolato risulta libero di deformarsi in tal modo. Nei grafici è anche ben evidenziata la zona di plasticizzazione in corrispondenza della fascia cataclastica sulla quale si sviluppa la superficie di scivolamento.

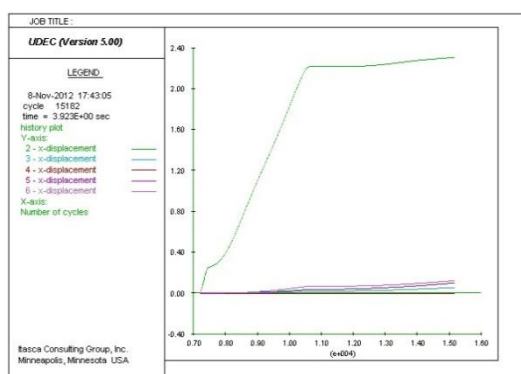
Spostamenti orizzontali delle cataclasi



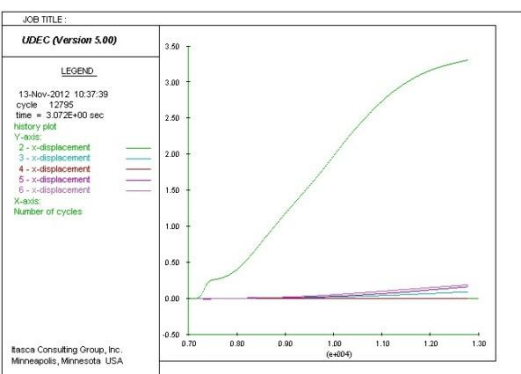
A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\phi = 24^\circ$



B) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 20^\circ$



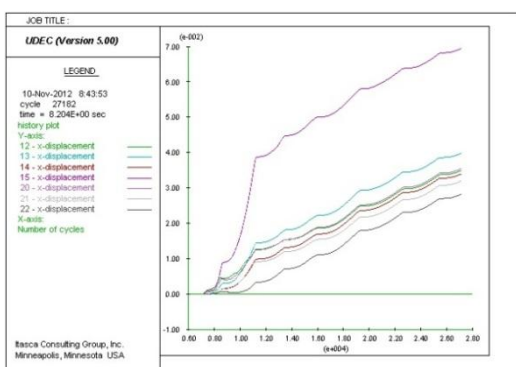
C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 16^\circ$



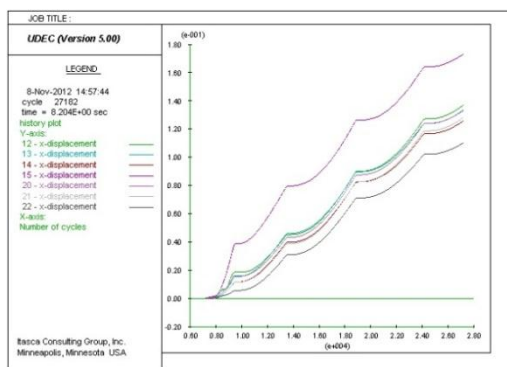
D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 14^\circ$

Queste osservazioni sono confermate anche dall'andamento degli spostamenti orizzontali in funzione del numero di cicli calcolati all'interno delle cataclasi. Essi infatti si muovono da valori di 1,20 m nel caso A fino a valori di 3,30 m nel caso D. Risalendo lungo la fascia cataclastica gli spostamenti risultano quasi trascurabili se si fa riferimento alla lunghezza complessiva della superficie di scivolamento in quanto si attestano intorno a valori di 10 cm.

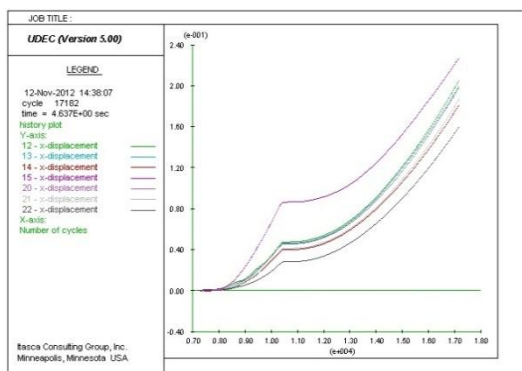
Spostamenti orizzontali sul versante e all'interno del corpo di frana



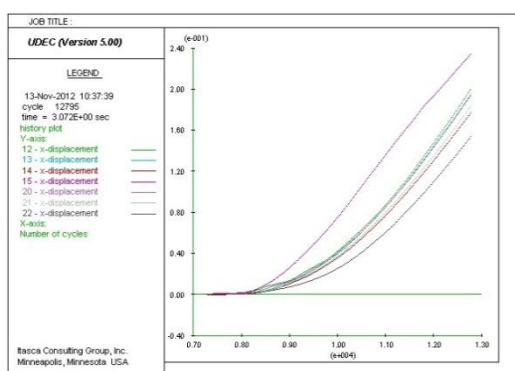
A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\varphi = 24^\circ$



B) $c = 0 \text{ Pa}$, $\varphi = 20^\circ$



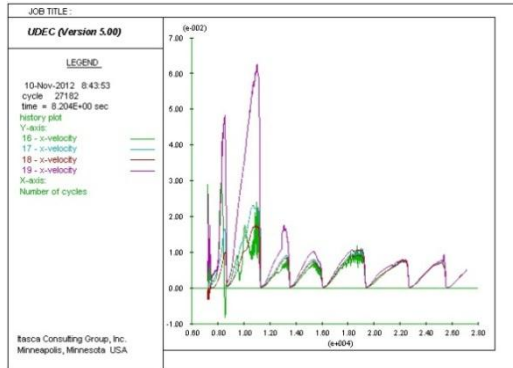
C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\varphi = 16^\circ$



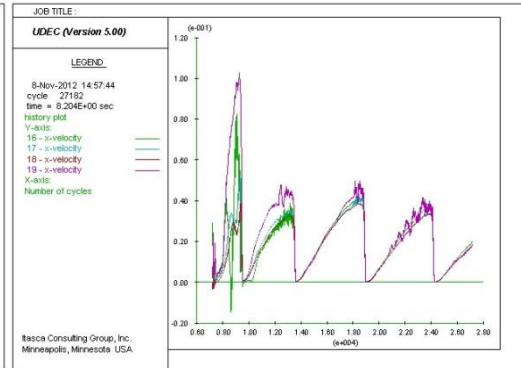
D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\varphi = 14^\circ$

Nei grafici che raffigurano gli andamenti degli spostamenti orizzontali sul versante e all'interno del corpo di frana, si nota nuovamente come essi siano di ordine inferiore rispetto a quelli che si sviluppano al piede del versante. Siamo infatti nell'ordine di pochi centimetri e in particolare si riscontra un range di variazione da $1 \div 7 \text{ cm}$ nel caso A fino a valori di 24 cm per il caso D. Quello che inoltre si nota è che l'andamento degli spostamenti nei vari punti presi in considerazione all'interno del sistema hanno un andamento analogo. C'è tuttavia da sottolineare, che nei casi A e B gli spostamenti dopo un aumento iniziale tendono alla stabilizzazione, nel caso C dopo un recupero iniziale gli spostamenti tendono semplicemente ad aumentare, mentre nel caso D è totalmente assente la fase di stabilizzazione. Questo comportamento è maggiormente visibile nei grafici degli andamenti delle velocità.

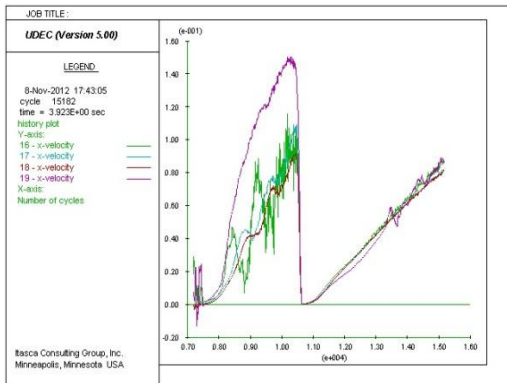
Andamento delle velocità sull'intero versante



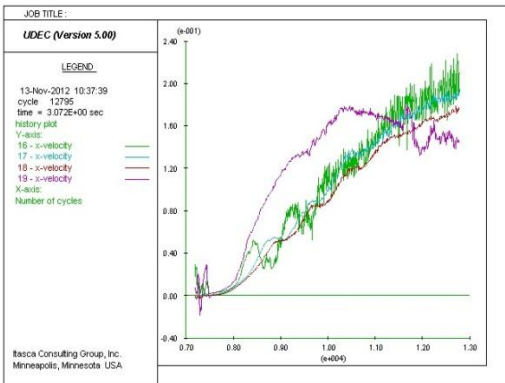
A) $c = 5 \cdot 10^3$ Pa, $\phi = 24^\circ$



B) $c = 0$ Pa, $\phi = 20^\circ$



C) $c = 0$ Pa, $\phi = 16^\circ$

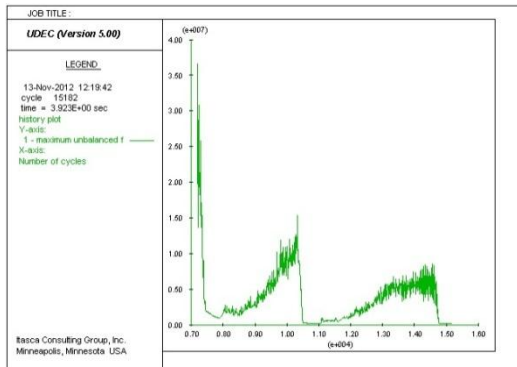


D) $c = 0$ Pa, $\phi = 14^\circ$

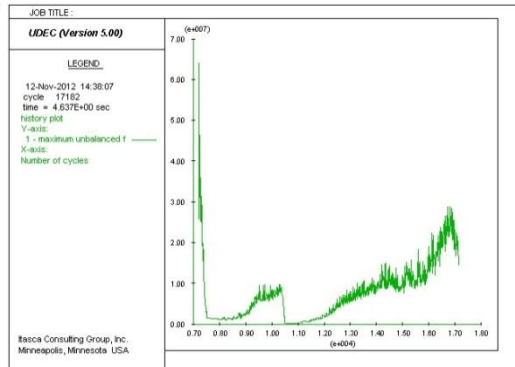
Le velocità sono monitorate in quattro punti significativi (histories) lungo il versante in esame. Nei casi A e B si nota un andamento pulsante e una tendenza alla stabilizzazione (le velocità vanno a zero) dopo un certo numero di cicli. I tempi di recupero tra una pulsazioni e un'altra aumentano nel caso B. Nel caso C invece e nel D maggiormente, il sistema aumenta la sua velocità, compatibilmente agli spostamenti orizzontali precedentemente mostrati, e non è più in grado di recuperare la stabilità. Il programma di calcolo UDEC non è in grado di proseguire l'elaborazione nel caso in cui si avesse una condizione di teorica sovrapposizione dei blocchi in cui è stato suddiviso l'intero versante. Di conseguenza quando avviene la sovrapposizione dei blocchi (overlap) è impossibile valutare i valori della velocità assunti dal versante.

5.2 Simulazione in presenza di falda acquifera a quota 665 m s.l.m. (altezza della colonna d'acqua di 20 m)

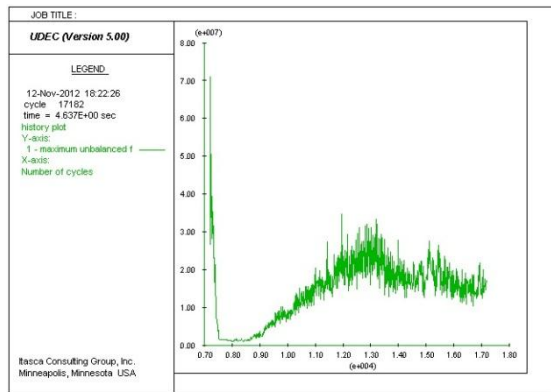
Andamento delle forze sbilanciate



A) $c = 5 \cdot 10^3$ Pa, $\varphi = 24^\circ$



C) $c = 0$ Pa, $\varphi = 16^\circ$

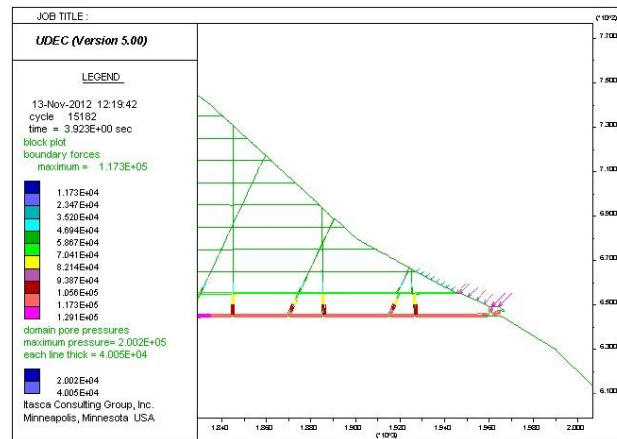


D) $c = 0$ Pa, $\varphi = 14^\circ$

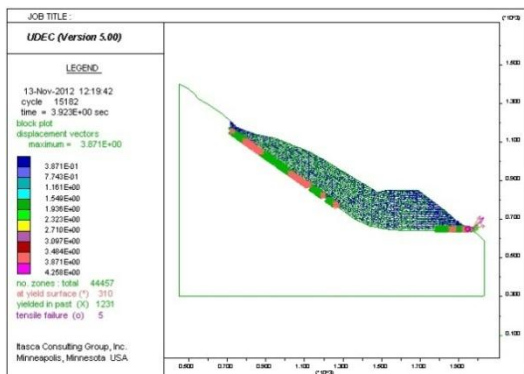
Avendo considerato un numero di casi ridotto (da quattro a tre), per poter avere un immediato riscontro delle possibili variazioni dello stato deformativo e delle condizioni di stabilità in presenza di una falda acquifera, i tre casi qui considerati sono stati indicati con le stesse lettere che avevano nelle precedenti condizioni a secco. L'andamento delle forze sbilanciate valutate sempre in funzione del numero di cicli, mostra in tutti e tre i casi considerati un'instabilità del sistema.

Tuttavia, mentre nel caso A si ripete il fenomeno pulsante già visto nelle condizioni a secco, in cui il sistema recupera stabilità (le forze vanno a zero), nel caso C dopo un recupero iniziale il sistema diventa instabile e nel caso D non si ha alcun tipo di recupero. In tutti e tre i casi il sistema va in overlap dopo un numero relativamente basso di cicli. Non vi è quindi una sostanziale differenza con la condizione a secco.

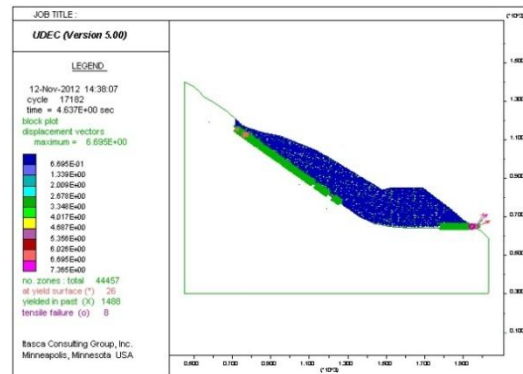
Distribuzione della pressione dell'acqua, dei vettori spostamento e zone plasticizzate



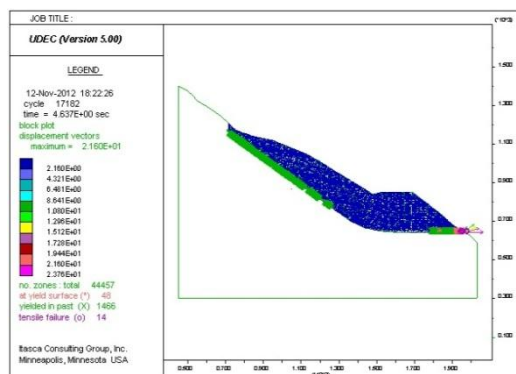
1) distribuzione della pressione dell'acqua, dettaglio al piede



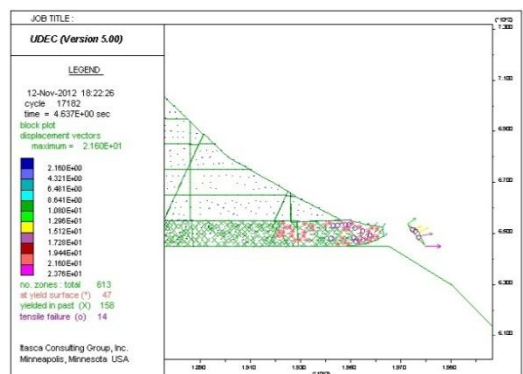
A) $c = 5 \cdot 10^3$ Pa, $\phi = 24^\circ$



C) $c = 0$ Pa, $\phi = 16^\circ$



D) $c = 0$ Pa, $\phi = 14^\circ$



2) vettori spostamento (caso D), dettaglio al piede

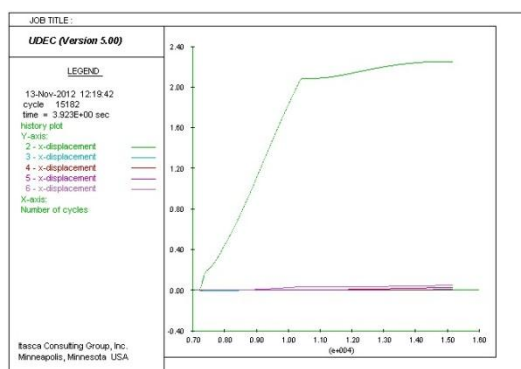
Nella prima immagine, è possibile osservare la distribuzione della pressione dell'acqua sui primi 20 m al di sopra della fascia cataclastica e la presenza delle spinte sul versante necessarie al modello per simulare la presenza dell'acqua nel bacino.

La distribuzione dei vettori spostamento mostra nuovamente come essi si concentrino al piede dove, oltre ad avere rottura per trazione con blocchi che raggiungono spostamenti di oltre 20 m (vedi immagine 2), si hanno spostamenti dell'ordine di 2,30 m nel caso A, 3 m nel caso C e 5 m nel caso D.

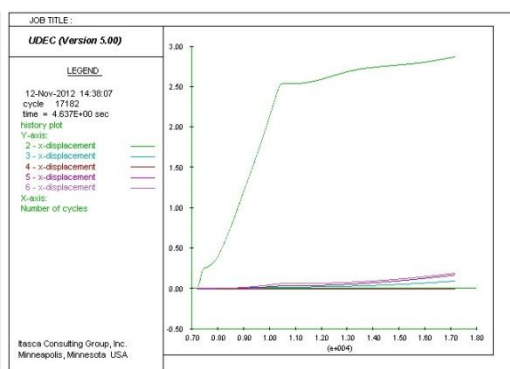
La fascia cataclastica risulta nuovamente plasticizzata e mostra chiaramente la superficie di rottura.

La presenza dell'acqua sembra influenzare esclusivamente la parte terminale del corpo di frana che presenta infatti spostamenti molto maggiori di quelli osservati nelle condizioni a secco.

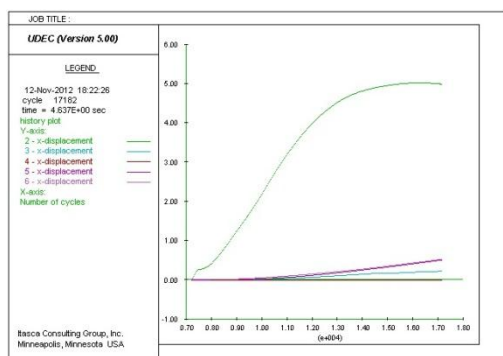
Andamento degli spostamenti orizzontali all'interno delle cataclasi



A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\varphi = 24^\circ$



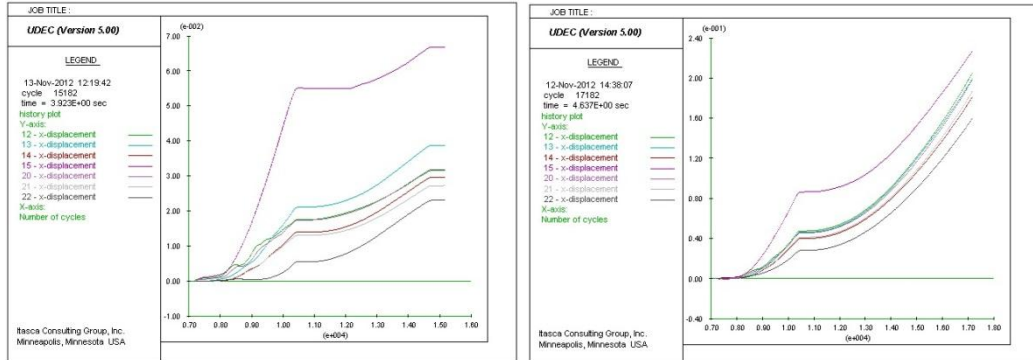
C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\varphi = 16^\circ$



D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\varphi = 14^\circ$

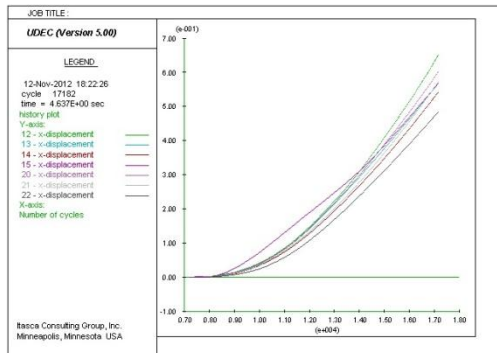
Come per la distribuzione dei vettori precedentemente mostrata, anche gli spostamenti orizzontali all'interno della fascia cataclastica sono maggiormente concentrati al piede, rendendo relativamente trascurabili quelli che si sviluppano lungo il versante. Alla diminuzione delle resistenza al taglio disponibili, si leggono spostamenti al piede di 2,2 m (caso A), 2,6 m (caso C) e 5,0 m (caso D) mentre lungo il versante gli spostamenti non superano i 50 cm.

Andamento degli spostamenti orizzontali sul versante e all'interno del corpo di frana



A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\varphi = 24^\circ$

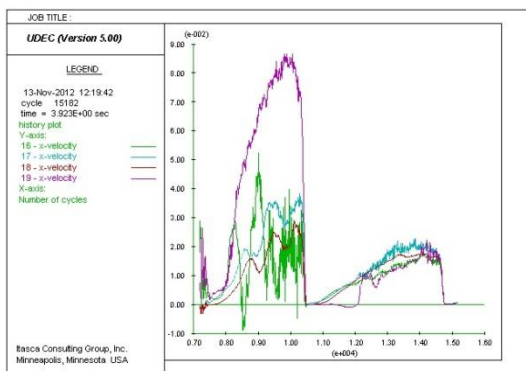
C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\varphi = 16^\circ$



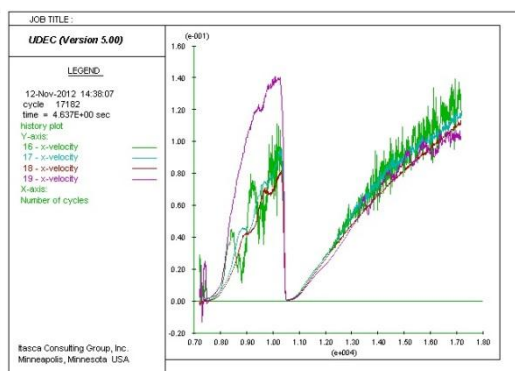
D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\varphi = 14^\circ$

Il trend degli spostamenti è analogo per ogni singolo caso e questo dimostra come la massa si muova sostanzialmente in maniera rigida al di sopra della superficie di scivolamento. Tuttavia mentre nei primi due casi sembra esserci un assettamento dei movimenti nel terzo gli spostamenti tendono solo ad aumentare. Il tutto risulta ancora più evidente nei grafici delle velocità.

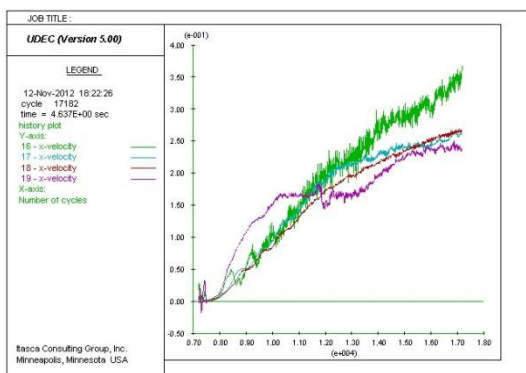
Andamento delle velocità



A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\phi = 24^\circ$



C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 16^\circ$

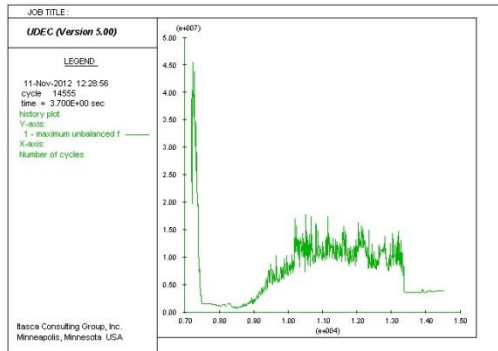


D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 14^\circ$

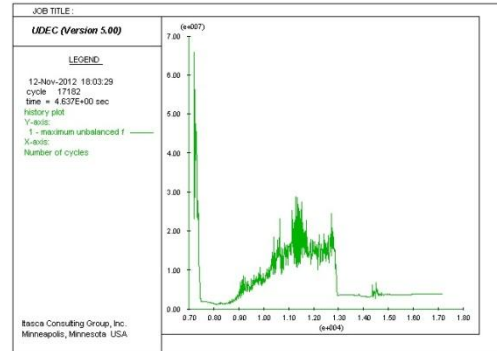
L'andamento nei primi due casi risulta pulsante. Il sistema sembra tendere alla stabilizzazione nel caso A, mentre nel caso C dopo un decremento delle velocità mostra una sempre maggiore instabilità. Nel caso D invece, compatibilmente anche agli spostamenti, il sistema è sempre instabile e va in overlap dopo un numero relativamente breve di cicli.

5.3 Simulazione in presenza di falda acquifera a quota 710 m s.l.m. (altezza della colonna d'acqua di 65 m)

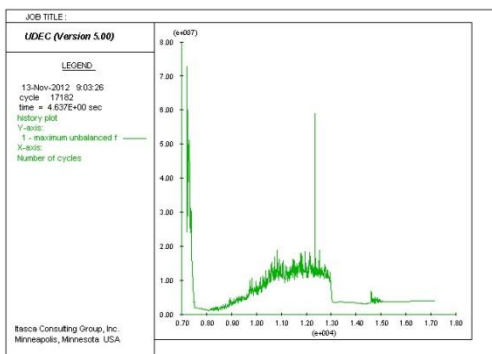
Andamento delle forze sbilanciate



A) $c = 5 \cdot 10^3$ Pa, $\phi = 24^\circ$



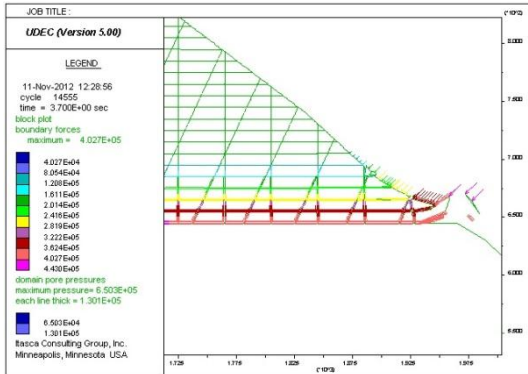
C) $c = 0$ Pa, $\phi = 16^\circ$



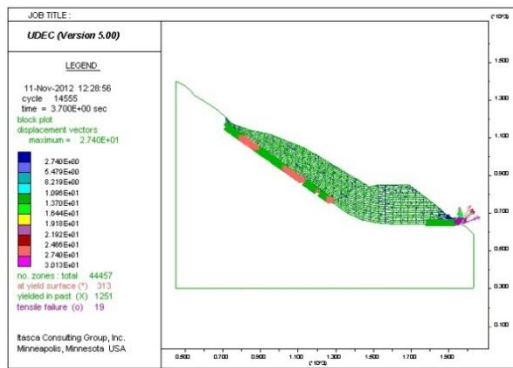
D) $c = 0$ Pa, $\phi = 14^\circ$

I grafici dell'andamento delle forze sbilanciate mostrano in tutti e tre i casi l'instabilità del sistema il che non vuol dire che la massa sia necessariamente in movimento. Inoltre il modello va in overlap dopo un numero relativamente basso di cicli a causa della sovrapposizione dei blocchi che si ha ai piedi del versante. Come osservato in precedenza l'effetto della presenza dell'acqua è maggiore dove lo stato tensionale litostatico è minore, cioè al piede del versante.

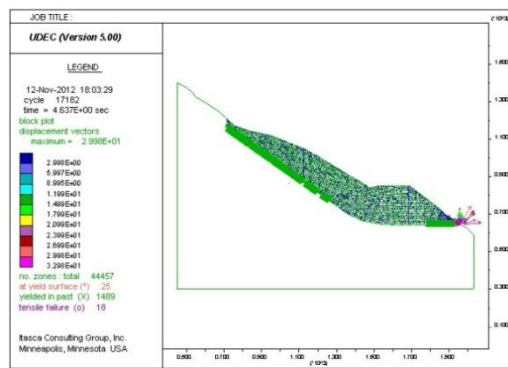
Distribuzione della pressione dell'acqua, dei vettori spostamento e zone di plasticizzazione.



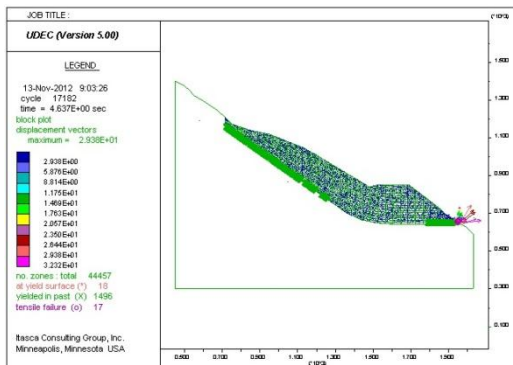
1) distribuzione delle pressioni



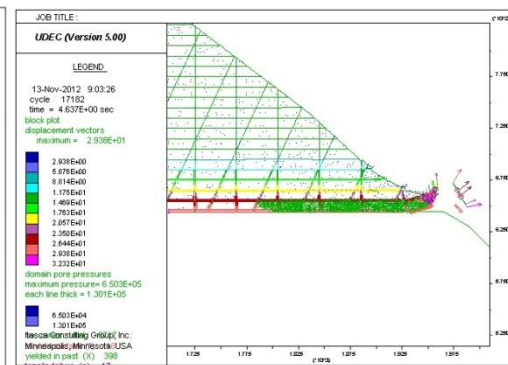
A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\phi = 24^\circ$



C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 16^\circ$



D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 14^\circ$

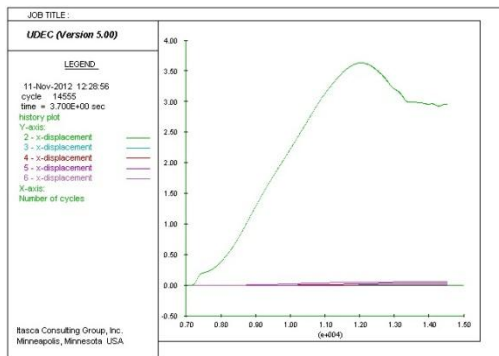


2) Dettaglio al piede (caso D)

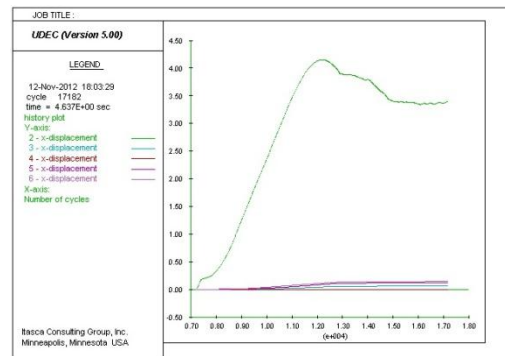
Nella prima immagine si evidenzia la distribuzione delle pressioni dell'acqua la cui altezza è di 65 m a partire dalla fascia cataclastica, controbilanciata nel modello dalle spinte sul versante che aumentano all'aumentare della profondità. Anche in questo caso, gli spostamenti si concentrano al piede della massa in frana

e risultano trascurabili man mano che si risale lungo il versante. Le zone plasticizzate sono ben evidenti e sono concordi con le altre casistiche analizzate fino ad ora.

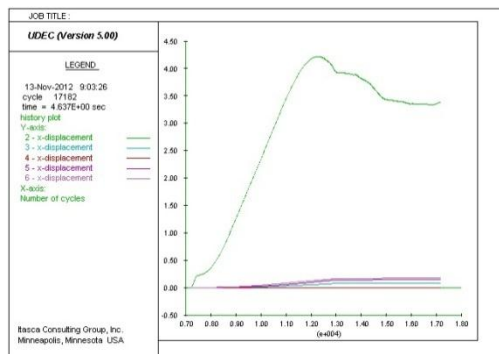
Andamento degli spostamenti orizzontali all'interno delle cataclasi



A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\phi = 24^\circ$



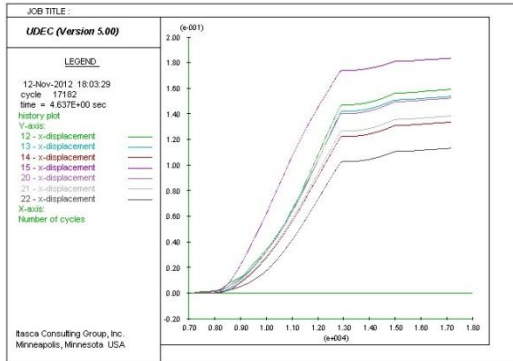
C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 16^\circ$



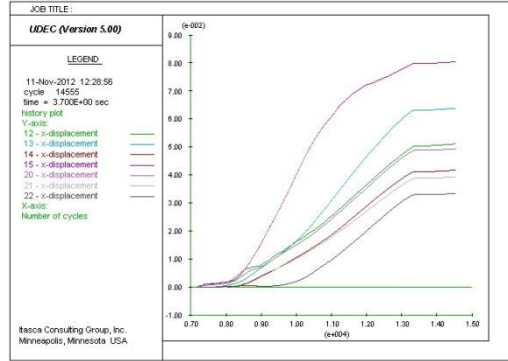
D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 14^\circ$

Analizzando gli spostamenti (x-displacement) all'interno della fascia cataclastica, si nota quanto già accennato in precedenza e cioè che gli spostamenti maggiori si concentrano al piede della massa. Si hanno, infatti, spostamenti dell'ordine di 3÷4 m mentre lungo la superficie si aggirano attorno ai 10 cm.

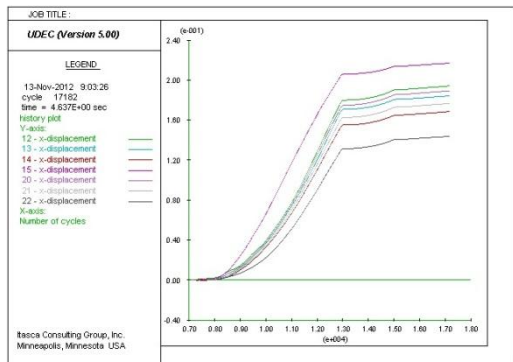
Andamento degli spostamenti orizzontali sul versante e all'interno del corpo di frana



A) $c = 5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$, $\phi = 24^\circ$



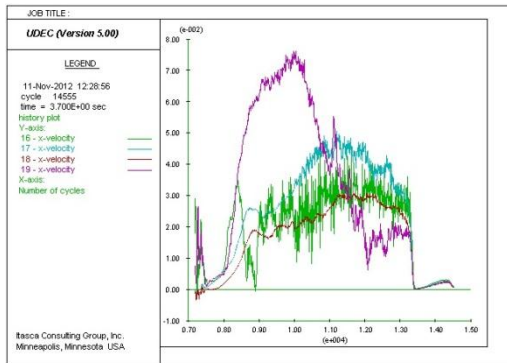
C) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 16^\circ$



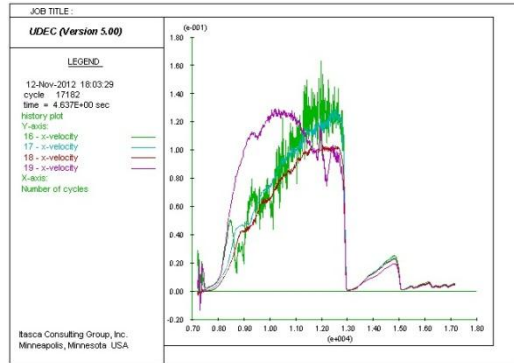
D) $c = 0 \text{ Pa}$, $\phi = 14^\circ$

Gli spostamenti lungo il versante e all'interno del corpo di frana hanno valori molto bassi. Si aggirano intorno ai 3 cm per il caso A fino a un massimo di 20 cm per il caso D. Anche in questo caso la massa si comporta in maniera molto rigida il che risulta evidente dall'analogia degli andamenti. Si nota un aumento repentino degli spostamenti in una prima fase, seguito però da un assestamento e da un recupero di stabilità. Questo comportamento è ancora più evidente nei grafici delle velocità

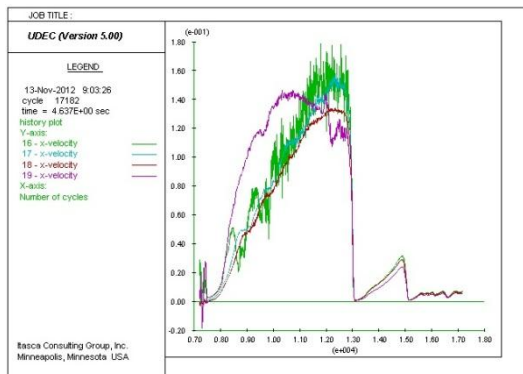
Andamento delle velocità sul versante



A) $c = 5 \cdot 10^3$ Pa, $\phi = 24^\circ$



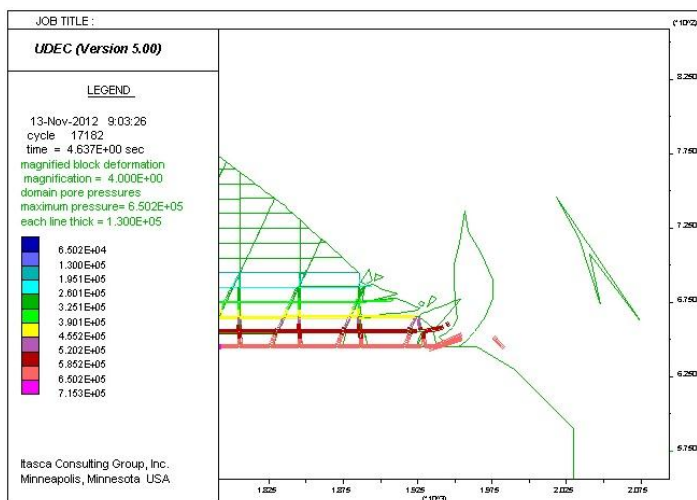
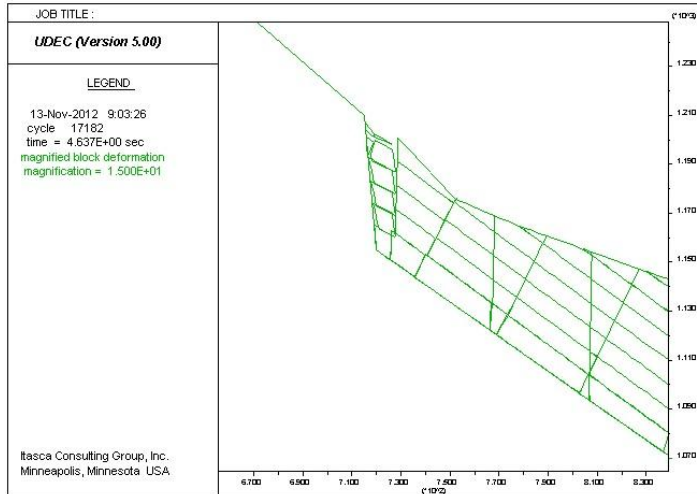
C) $c = 0$ Pa, $\phi = 16^\circ$



D) $c = 0$ Pa, $\phi = 14$

La velocità nei quattro punti considerati e per tutte e tre le casistiche analizzate, a parte un aumento iniziale, si azzerano a circa 13000 cicli e dopo un secondo picco sembrano assestarsi su valori relativamente bassi all'aumentare del numero di cicli.

Maglia deformata: particolare del coronamento e del piede del corpo di frana.



Al fine di mostrare come la presenza dell'acqua influenzi quasi esclusivamente il piede della massa in frana, si è scelto di evidenziare ciò che accade al coronamento e al piede in quanto rappresentano le zone di maggiore deformazione. In particolare al piede si legge chiaramente la distribuzione della pressione dell'acqua che risulta massima in corrispondenza della base della fascia cataclisitica nonché la deformazione e la rottura dei blocchi.

5.4. Discussione della simulazione

La modellazione con UDEC del lobo occidentale del versante settentrionale del monte Toc è stata eseguita considerando tre condizioni idrauliche:

- assenza della falda
- falda a quota 665 m s.l.m.
- falda a quota 710 m s.l.m.

Lo studio della bibliografia nonché l'esame delle caratteristiche di permeabilità attribuibili alle varie formazioni, ha avvalorato l'idea della presenza di due acquiferi, uno contenuto nel corpo di frana e uno nel sottostante Calcere del Vajont separati da livelli cataclastici argillosi impermeabili alla base della Formazione di Fonzaso, dove sembra porsi gran parte delle superficie di scivolamento della frana. L'assunzione di una condizione confinata, ha quindi portato, ai fini della modellazione, all'analisi delle pressioni idrauliche solo nell'acquifero superiore, non avendo l'altro nessuna connessione diretta al corpo di frana.

Quindi per quanto la falda sia stata posta alle quote assolute di 665 m e 710 m s.l.m. sono da considerare al fine della distribuzioni delle pressioni idrauliche solo le altezze delle colonne d'acqua che corrispondono rispettivamente a 20 m e 65 m al di sopra del livello impermeabile.

La modellazione numerica ha cercato di seguire la storia idraulica della frana ripercorrendone i momenti principali e cioè in assenza di bacino artificiale fino alla quota di massimo invaso corrispondente proprio a 710 m. Come già spiegato nel Capitolo 4 però, UDEC non permette di valutare o inserire parametri che siano al di fuori del modello, quindi per simulare la presenza del lago si è reso necessario applicare delle spinte meccaniche sul versante che controbilanciassero le pressioni al suo interno.

Per quanto riguarda la prima condizione (assenza del bacino artificiale) sono stati effettuati quattro step di calcolo diminuendo gradualmente le condizioni di

stabilità. I parametri che si è scelto di far variare sono nello specifico la coesione e l'angolo d'attrito avendo attribuito al corpo di frana un modello di rottura di Mohr-Coulomb.

La diminuzione dell'angolo d'attrito dal valore di 24° fino a 14° e della coesione da $5 \cdot 10^3$ Pa fino a 0 Pa comporta inevitabilmente una destabilizzazione del sistema e un incremento degli spostamenti sia nelle cataclasi sia all'interno del corpo di frana. A tal proposito c'è però da sottolineare che in entrambi i casi gli spostamenti sono maggiormente concentrati al piede al punto tale da rendere quasi trascurabili quelli che si creano risalendo il versante.

Per la seconda condizione (bacino a quota 665 m), la risposta del versante è compatibile con quanto già descritto in precedenza. La diminuzione dell'angolo dell'attrito unita alla pressione idrostatica porta nuovamente alla destabilizzazione del sistema con spostamenti maggiori rispetto a quelli misurati in assenza d'acqua. Anche in questo caso, tuttavia, si concentrano al piede della massa più che nel corpo di frana.

L'introduzione nella terza ed ultima fase del bacino a quota 710 m e di una falda alla conseguente posizione, induce nella massa spostamenti di ordine di grandezza superiore rispetto alle condizioni iniziali: le deformazioni sono comunque limitate in valore assoluto e il sistema, con la prosecuzione dei cicli di calcolo mostra l'arrivo ad una condizione di equilibrio.

In tutte e tre le condizioni idrauliche considerate, si legge chiaramente la plasticizzazione della fascia cataclastica su cui si imposta la superficie di scivolamento nonché il distacco e la deformazione dei blocchi nella porzione più alta del versante ma le condizioni di stabilità al livello massimo della falda considerato risultano dall'analisi non critiche.

Le ipotesi fatte potrebbero quindi spiegare i lenti movimenti che si sono registrati negli anni precedenti ma di certo non l'accelerazione improvvisa della massa che ha condotto al fenomeno del 1963.

6. CONCLUSIONI

La catastrofe del Vajont dell'ottobre 1963 è stata non solo una frana di grandi dimensioni (270 milioni di m³), ma anche un fenomeno complesso dal punto di vista geomeccanico ed idrogeologico. Questi aspetti hanno attirato l'attenzione di un gran numero di ricercatori in tutte le parti del mondo con la conseguenza di una serie ipotesi molto differenziate. In realtà tutte le analisi condotte per spiegare la meccanica e la dinamica del fenomeno (soprattutto l'elevata velocità apparentemente raggiunta) sono state basate esclusivamente sulle osservazioni di campagna fatte principalmente da Semenza e Giudici, sia prima che dopo l'evento, e sui risultati delle analisi ed elaborazioni condotte successivamente all'evento da Hendron e Patton.

In questa tesi si sono affrontati principalmente i problemi relativi alla stabilità del versante settentrionale del Monte Toc limitando lo studio al solo lobo occidentale del corpo di frana. A tal fine è stato utilizzato un codice di calcolo bidimensionale agli Elementi Distinti (UDEEC) che consente di suddividere la massa in blocchi elementari per rappresentare lo stato di fratturazione realmente esistente. L'ammasso roccioso coinvolto nel corpo di frana è stato oggetto di approfonditi studi e ricerche sia geologiche che fisico-meccaniche, le quali hanno consentito di costruire un modello "geomeccanico" soddisfacentemente accettabile. Tale modello è stato implementato anche dal punto di vista idrogeologico ricostruendo la posizione al giorno d'oggi della falda acquifera naturale che è ragionevolmente quella che si aveva al momento del collasso.

La sezione utilizzata per i calcoli è complessivamente rappresentativa delle condizioni morfologiche generali ed ha preso in considerazione una superficie di scivolamento corrispondente a quella indicata da Semenza e Giudici che non è stata mai messa in discussione. Su questa superficie, per semplificare il modello e anche per avere un'idea delle peggiori condizioni possibili, è stata ipotizzata la

presenza continua di un livello di materiali argillosi derivanti dalla paleofrana (cataclasiti).

Non avendo a disposizione valori puntuali delle caratteristiche fisico-meccaniche delle cataclasiti, le analisi sono state condotte in via parametrica riducendo progressivamente i valori delle resistenze disponibili. Inoltre, è stata simulata all'interno della massa in frana la presenza di una falda acquifera, con distribuzione delle pressioni di tipo idrostatico, dovuta esclusivamente all'innalzamento del livello dell'acqua nel bacino di ritenuta della diga.

I risultati così ottenuti sono stati illustrati e discussi nel precedente capitolo arrivando sostanzialmente alle seguenti conclusioni:

- anche considerando l'assenza della falda e valori di resistenza al taglio delle cataclasiti relativamente alti ($c = 5 \cdot 10^3$ Pa, $\varphi = 24^\circ$) la massa successivamente collassata si presenta in una condizione di deformazione lenta e progressiva, caratterizzata da un'alternanza di periodi di movimento e di stabilità;
- la riduzione progressiva delle resistenze al taglio delle cataclasiti porta inevitabilmente ad una condizione di collasso per valori dell'ordine di 14° in definitiva accettabili per quel tipo di materiali se considerati delle "terre";
- la presenza dell'acqua nella massa in frana, ipotizzata con distribuzione idrostatica delle pressioni, non porta a sostanziali variazioni delle condizioni di stabilità dell'intera massa, riducendo i suoi effetti al solo piede del versante dove le pressioni idrauliche sono massime mentre quelle litostatiche sono minime;
- l'osservazione degli spostamenti e delle velocità teoricamente calcolati indica una sostanziale rigidità della massa e quindi un'assoluta rilevanza delle resistenze proprie del livello di cataclasiti.

Si deve tuttavia osservare che le condizioni imposte nella simulazione condotta corrispondono ad una prima valutazione del fenomeno di instabilità ed i risultati

non possono essere quindi considerati in via definitiva. In particolare si deve osservare che:

- ❖ l'analisi è stata condotta sul lobo occidentale e dato che quello orientale sembra essersi mosso in maniera sostanzialmente indipendente, i risultati sulla sezione analizzata non possono essere estesi acriticamente su tutto il versante;
- ❖ il livello di cataclasi è stato considerato per semplicità continuo su tutta la superficie, condizione che non può essere realisticamente attribuita; nella realtà tale livello dovrebbe essere considerato discontinuo, comportando resistenze al taglio sulla superficie di scivolamento corrispondenti in parte a quelle delle cataclasi ed in parte a quelle di una discontinuità in roccia;
- ❖ la non continuità del livello di cataclasi comporta una condizione idraulica del versante corrispondente all'innalzamento del livello dell'acqua nel bacino di ritenuta di tipo non idrostatico; le analisi di stabilità dovrebbero essere condotte in modo accoppiato determinando prima le condizioni di filtrazione reale e poi valutando le condizioni di stabilità meccanica sulla base dei risultati dell'analisi di filtrazione;
- ❖ le analisi qui condotte non considerano l'ipotesi da molti autori fatta relativamente alle possibili condizioni di "svaso rapido", critiche per la stabilità e corrispondenti al fatto che il collasso si è avuto subito dopo l'inizio dell'abbassamento del livello dell'acqua nel bacino. Questo necessiterebbe di una conferma tramite un'indagine sperimentale diretta delle caratteristiche di permeabilità delle differenti formazioni presenti, poiché, almeno allo stato attuale delle conoscenze, la permeabilità dell'ammasso roccioso coinvolto nell'evento sembra essere tale da non permettere lo sviluppo di pressioni idrauliche in eccesso rispetto a quelle idrostatiche o idrodinamiche.

7. BIBLIOGRAFIA

BARTON, N., CHOUBEY, V., 1977. *The shear strenght of rock joints in theory and practice*. Rock Mechanics and Rock Engineering, 54 (1), 1-54

BERGAMO, A., 2010. Prima ricostruzione del modello geologico e geologico-tecnico delle frana del Vajont. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Padova.

BOSELLINI, A., 1996. *Geologia delle Dolomiti*. Athesia, Bolzano, 192.

BOSELLINI, A., MASETTI, D., 1972. *Ambiente e dinamica deposizionale del Calcare del Vajont (Giurassico medio, Prealpi Bellunesi e Friulane)*. Annali Università di Ferrara, 5 (4), 87-100, Ferrara

BOSELLINI, A., MASETTI, D., SARTI, M., 1981. *A jurassic "tongue of the Ocean" infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy*. Marine Geology, 44, 59-95.

BROLI, L., 1967. *New knowledge on the geomorphology of the Vajont slide slip surface*. Rock Mechanics and Rock Engineering, 1, 38-88.

BRUSCHI, A., 2004. *Meccanica delle rocce nella pratica geologica ed ingegneristica*. Dario Flaccovio Editore.

CALOI, P., 1966. *L'evento del Vajont nei suoi aspetti geodinamici*. Annali di geofisica, XIX, 1.

CARLONI, G.C., MAZZANTI, R., 1964 a. *Rilevamento geologico della frana del Vajont*. Giornale di Geologia, XXXII (I), 105-138.

CARLONI, G.C., MAZZANTI, R., 1964 b. *Aspetti geomorfologici delle frana del Vajont*. Rivista Geografica Italiana, 71 (3), 201-231.

- CASTELLARIN, A., CANTELLI, L., 2000. *Neo-alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. Journal of Geodynamics., 30, 251-274.
- CARULLI, G.B., COZZI, A., LONGO SALVADOR, G., PERNARCIC, E., PODDA, F., PONTON, M., 2000. *Geologia delle Prealpi carniche (con carta geologica 1:50000)*. Edizione Museo Friulano Storia Naturale. Pubbl. n.°44, 48.
- CIABATTI, M., 1964. *La dinamica della frana del Vajont*. Giornale di Geologia, XXXII (I), 139-154.
- CUNDALL, P. A., 1971. *A computer model for simulating progressive, large-scale movements in block rock system*. Proc. Int. Symp. on Rock Fracture, 2-8, Nancy.
- DAL PIAZ, G., 1928. *Relazioni di massima su due sezioni del Vajont prese in considerazione per progetti di sbarramento idraulico*. Unpublished technical report for S.A.D.E., Venezia, Italy.
- DAL PIAZ, G., BISTACCHI, A., MASSIRONI, M., 2003. *Geological outline of the Alps*. Episodes, 26, 175-180.
- DOGLIONI, C., 1987. *Tectonics of Dolomites (Southern Alps Northern Italy)*. Journal of Structural Geology, 9, 181-193.
- DOGLIONI, C., 1990. *Thrust Tectonic examples from the Venezia Alps*. Studi Geologici Camerti, 117-129.
- DOGLIONI, C., BOSELLINI, A., 1987. *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geologische Rundschau.
- GENEVOIS, R., GHIROTTI, M., 2005. *The 1963 Vaiont landslide*. Giornale di Geologia Applicata, 1, 41-52.
- GHIROTTI, M., 1992. *Aspetti geomeccanici e modellazione numerica della frana del Vaiont*. Unpublished PhD thesis.

GHIROTTI, M., 1994. *Modellazione numerica della frana del Vaiont sulla base di nuovi dati*. *Geologica Romana*, 30, 208-216.

GHIROTTI, M., 2006. *Edoardo Semenza: the importance of geological and geomorphological factors for the identification of the ancient Vaiont landslide*. In *Landslide from Massive Rock Slope Failure* (S.G. Evans, G. Scarascia Mugnozza, A. Strom and R.L. Hermanns eds.) NATO Science Series 2003, Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publisher, 395-406.

GHIROTTI, M., GENEVOIS, R., 2007. *A complex rock slope failure investigated by means of numerical modelling based on laser scanner technique*. In *Proceedings: 1st Canada-US Rock Mechanics Symposium*, Vancouver, 917-924.

GHIROTTI, M., SEMENZA, E., 2000. *History of 1963 Vaiont Slide. The importance of the geological factors to recognize the ancient landslide*. *Bullet of Engineering Geology and the Environment*, 59, 87-97.

GIUDICI, F., SEMENZA, E., 1960. *Studio geologico del serbatoio del Vaiont*. Unpublished report for S.A.D.E., Part A: 21 pp, text, Part B: 68 photos with discussion, 42 pp. Venezia, Italy.

HENDRON, A.J., PATTON, F.D., 1985. *The Vajont Slide, a Geotechnical Analysis Based on New Geologic Observations of the Failure Surface*. Technical Report GL- 85-5, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS. I,II.

ISRM, 1978. *Suggested method for the quantitative description of the discontinuities in rock masses*.

ISRM, 1985. *Suggested Method for Determining Point Load Strength*. *International Journal of Rock Mechanics and mining sciences*. Abstract. 22, 51-60.

ITASCA Cons. Group., 1990. *UDEC: Universal Distinct Element Code (Version ICG 5.0)*, (I-II). Itasca Cons. Group, Minneapolis, Minnesota.

MARCATO, G., SILVANO, S., ZABUSKI, L., 2005. *Modellazione di ammassi rocciosi instabili con il metodo degli elementi distinti*. *Giornale di Geologia Applicata* 2, 87-92.

MARTINIS, B., 1978. *Contributo alla stratigrafia dei dintorni di Erto-Casso (Pordenone) e dalla conoscenza delle caratteristiche strutturali e meccaniche della frana del Vajont*. *Memorie di Scienze Geologiche*, Università di Padova, 32, 1-33.

MASETTI, D., 1986. *Stratigrafia delle formazioni pre quaternarie affioranti nella valle del Vajont e nei gruppi montuosi adiacenti*. *Atti del convegno Frane del Vajont*. Ferrara.

MASETTI, D., BIANCHIN, G., 1987. *Geologia del Gruppo della Schiara (Dolomiti Bellunesi). Suo inquadramento nell'evoluzione giurassica del margine orientale della Piattaforma di Trento*. *Memorie Scienze Geologiche*, Padova, 39, 87-212.

MULLER, L., 1961. *Talsperre Vajont-15° Baugeologischer Bericht: Die Felsgleitung im Bereich Toc*. Unpublished technical Report for S.A.D.E., Venezia, Italy.

MULLER, L., 1964. *The Rock slide in the Vajont valley*. *Rock Mechanics and Engineering Geology*, 2, 148-212.

MULLER, L., 1968. *New considerations on the Vajont Slide*. *Rock Mech. Eng. Geol.*, 6 (1-2), 1-91.

MULLER, L., 1978 a. *The Vajont catastrophe- A personal review*. *Engineering Geology*, 24 (1-4), 423-444.

MULLER, L., 1987 b. *The Vajont Slide*. *Engineering Geology*, 24 (1-4), 513-523.

PASUTO, A., TECCA, P.R., 1996. *Use of distinct element method in the analysis of deformation mechanism of the Giau Pass landslide (North-Easter Italy)*. Proceeding of the Seventh International Symposium on Landslides, Athens, Balkema, Rotterdam- Brookfield, 1317-1321.

RIVA, M., BESIO, M., MASETTI, D., ROCCATI, F., SAPIGNI, M., SEMENZA, E., 1990. *La geologia delle valli Vajont e Gallina (Dolomiti orientali)*. Annali dell'Università di Ferrara, Sezione Scienze della Terra, 2 (4), 55-76.

ROSSI, D., 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*. Istituto di Geologia, Università di Ferrara, 2 Maps.

SELLI, R., TREVISAN, L., 1964. *Caratteri e interpretazione della Frana del Vajont*. Giornali di Geologia, Serie 20, XXXII (I), 8-104.

SELLI, R., TREVISAN, L., CARLONI, C.G., MAZZANTI, R., CIABATTI, M., 1964. *La Frana del Vajont*. Giornali di Geologia, serie 20, XXXII (I), 1-154.

SEMENTA, E., 1965. *Sintesi degli studi geologici sulla frana del Vaiont dal 1959 al 1964*. Memorie del Museo Tridentino di Scienz. Naturali, 16, 1-52.

SEMENTA, E., 1986. *New geological studies on the Vaiont area*. Proceedings meeting on the 1963 Vaiont landslide, Ferrara, 199-213.

SEMENTA, E., 2000. *La storia del Vaiont raccontata dal geologo che ha scoperto la frana*, Tecomproject Ed., Ferrara, Italia, 280 pp.

SEMENTA, E., 2010. *The Story of Vaiont told by the Geologist who discovered the landslide*, K-flash Ed., pp. 205. <http://www.k-flash.it>.

SEMENTA, E., GHIROTTI, M., 1998. *Vaiont-Longarone 34 anni dopo la catastrofe*. Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie), Sezione Scienze della Terra, 7 (4), 63-94.

SEMENZA, E., GHIROTTI, M., 2000. *History of 1963 Vaiont slide. The importance of the geological factors to recognize the ancient landslide.* Bulletin of Engineering and the Environment, 59, 87-97.

SERAFIM, J.L., PEREIRA, J.P., 1983. *Considerations of the geomechanics classifications of Beniawski.* Proceeding of International Symposium Engineering Geology and Underground Construction. Lisbon.

SUPERCHI, L., 2012. *The Vajont Rockslide: New Techniques and Traditional Methods to Re-Evaluate the Catastrophic Event.* PhD thesis, Università degli Studi di Padova.

SUPERCHI, L., BISTACCHI, A., MASSIRONI, M., 2011. *3D modeling of the catastrophic 1963 Vaiont landslide (N Italy) with implicit surface methods: pre- and post- slide models.* 31th Gocad Meeting, Nancy, France.

SUPERCHI, L., FLORIS, M., GHIROTTI, M., GENEVOIS, R., JABOYEDOFF, M., STEAD, D., 2010. *Implementation of a geodatabase of published and unpublished data on the catastrophic Vajont landslide.* Natural Hazards and Earth System Sciences, 10, 865-873.

SUPERCHI, L., WOLTER, A., STEAD, D., CLAGUE, J.J., GHIROTTI, M., GENEVOIS, R., 2011. *Comparison of photogrammetric and field survey data from the sliding surface of the 1963 Vajont Slide, Italy.* Geophysical Research Abstract, 13.

SUPERCHI, L., ZORZI, L., FERRI, F., GENEVOIS, R., IAFELICE, M., 2011. *Geomechanical evaluation of the rock mass involved in the 1963 Vajont landslide (NE Italy).* The Second World Landslide Forum, Rome, Italy, 3-9 october.

WOLTER, A., SUPERCHI, L., STEAD, D., CLAGUE, J., GENEVOIS, R., GHIROTTI, M., 2011. *Preliminary results of a photogrammetric characterization of the 1963 Vajont Rockslide.* In Geohazards 5th Canadian Conference on Geotechnique and Natural Hazards, Kelowna, B.C., Canada, 9.