

# INDICE

<b>SOMMARIO.....</b>	<b>9</b>
<b>1. INTRODUZIONE.....</b>	<b>11</b>
1.1. STORIA DEL VAJONT.....	11
1.2. OBIETTIVO DELLA TESI.....	19
<b>2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....</b>	<b>21</b>
2.1. LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA .....	21
2.2. ASSETTO STRUTTURALE .....	22
2.2.1. INQUADRAMENTO REGIONALE.....	22
2.2.2. INQUADRAMENTO DI DETTAGLIO DELLA VALLE DEL VAJONT.....	26
2.3. STRATIGRAFIA E LITOLOGIA .....	30
2.3.1. FORMAZIONE DI IGNE (Lias medio e superiore) .....	32
2.3.2. CALCARE DEL VAJONT (Dogger - Malm inferiore) .....	33
2.3.3. FORMAZIONE DI FONZASO (Oxfordiano).....	34
2.3.4. FORMAZIONE DEL CALCARE DI SOCCHÈR (Cretacico inf. – Cretacico sup.).....	35
2.3.5. FORMAZIONE DELLA SCAGLIA ROSSA (Cretacico sup. – Paleocene inf.).....	36
2.3.6. FLYSCH DI CLAUT (Eocene) .....	37
<b>3. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO E ASSETTO IDROGEOLOGICO .....</b>	<b>41</b>
3.1. FORME E DEPOSITI EROSIVI.....	41
3.2. MORFOLOGIA PRE E POST FRANA DEL 1963 .....	47
3.3. IDROLOGIA E ASSETTO IDROGEOLOGICO .....	57

<b>4. RILIEVO GEOMECCANICO E CLASSIFICAZIONE DELL'AMMASSO ROCCIOSO.....</b>	<b>63</b>
4.1. RILIEVO GEOMECCANICO.....	63
4.1.1. STAZIONI GEOMECCANICHE .....	64
4.2. DOMINI AREALI .....	69
4.2.1. DOMINI SU BASE GEOGRAFICA.....	69
4.2.2. ANALISI DELLE ORIENTAZIONI DELLE FAMIGLIE DI DISCONTINUITÁ .....	70
4.2.3. DOMINI SU BASE LITOLOGICA.....	75
4.2.4. VALORI DEL G.S.I.....	77
4.3. CLASSIFICAZIONE DELL'AMMASSO ROCCIOSO .....	81
4.3.1. CLASSIFICAZIONE DI BENIAWSKY .....	81
4.3.2. SLOPE MASS RATING (SMR, Romana 1985) .....	90
4.3.3. CLASSIFICAZIONE E PARAMETRI GEOMECCANICI DELL'AMMASSO .....	92
<b>5. ANALISI NUMERICA .....</b>	<b>95</b>
5.1. IL SOFTWARE UDEC .....	95
5.2. LA SEZIONE .....	99
5.3. COSTRUZIONE DEL MODELLO .....	102
5.3.1. ANALISI IN FLAC <sup>2D</sup> .....	104
5.3.2. COSTRUZIONE DEL MODELLO .....	105
5.3.3. RISULTATI OTTENUTI IN FLAC <sup>2D</sup> .....	106
5.4. CORREZIONI APPORTATE AL MODELLO IN UDEC E RISULTATI OTTENUTI .....	111
<b>6. CONCLUSIONI.....</b>	<b>121</b>
<b>ALLEGATI.....</b>	<b>123</b>
<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>125</b>

## SOMMARIO

Il presente lavoro si inserisce in un Progetto Strategico dell'Ateneo di Padova intitolato "Georisk", che riunisce competenze scientifiche diverse in un team di ricerca allo scopo di fornire nuovi dati interpretativi sulla dinamica della disastrosa frana che il 9 Ottobre 1963 si staccò dal versante settentrionale del Monte Toc.

Lo studio, articolato in diverse fasi, è stato preceduto da un'iniziale ricerca bibliografica in modo da acquisire le informazioni necessarie per poter programmare al meglio la successiva fase di indagine *in situ*.

Una volta acquisite le necessarie conoscenze sull'area in esame, è stato effettuato un rilievo geologico e geomeccanico non solo della zona interessata direttamente dalla frana (superficie di scivolamento e corpo di frana) ma anche nella zona circostante. Durante questa fase sono state raccolte tutte le informazioni necessarie per definire un corretto modello geologico – geologico tecnico della frana del Vajont (famiglie di giunti, spaziatura dei giunti, JRC, JCS, GSI, etc.), nonché campioni delle diverse litologie presenti sia per le prove triassiali sia per i Point Load Test.

Dall'analisi dei dati raccolti in campagna si è giunti poi alla definizione dei parametri geomeccanici utilizzati nell'ultima fase, quella dell'analisi numerica mediante il software dell'Itasca UDEC (Universal Distinct Element Code), un programma di calcolo bidimensionale sviluppato per analizzare i meccanismi di deformazione e rottura correlati alla presenza di discontinuità nel sottosuolo.

Il presente lavoro di tesi si suddivide in sei capitoli; in particolare, nel primo capitolo "Introduzione" verrà brevemente descritta la storia del Vajont, dalle prime indagini dell'area fino alla notte in cui è avvenuta la frana; inoltre verranno introdotti gli obiettivi della tesi.

Il secondo capitolo, "Inquadramento geologico", tratterà quelli che sono gli aspetti geologici dell'area, verranno descritte la localizzazione geografica, l'assetto

strutturale, l'inquadramento regionale e quello di dettaglio della valle, passando infine alla descrizione delle litologie presenti e del loro assetto stratigrafico.

Il terzo capitolo, "Inquadramento geomorfologico e assetto idrogeologico", riguarderà i principali agenti morfologici, tra cui i fenomeni gravitativi che sono i maggiori responsabili dell'attuale morfologia della valle e le forme e i depositi che ne derivano. Sempre nel terzo capitolo verranno trattati gli aspetti idrogeologici dell'area.

Nel quarto capitolo "Rilievo geomeccanico e classificazione dell'ammasso roccioso" saranno descritte le diverse fasi del rilevamento, dalle schede utilizzate alle misurazioni effettuate. Dall'elaborazione dei dati raccolti si è potuto suddividere l'area in domini sulla base del parametro preso in considerazione (litologia, GSI, orientazione delle famiglie di discontinuità). Infine sono stati utilizzati i sistemi di classificazione di Beniauskas (RMR) e Romana (SRM) per classificare l'ammasso roccioso e ricavare i parametri geomeccanici necessari all'analisi numerica.

Il quinto capitolo, "Analisi numerica", riguarderà quelli che sono gli aspetti legati all'analisi numerica, le sue applicazioni e come viene raggiunta la soluzione. Si passerà quindi alla descrizione della sezione presa in esame e al processo di realizzazione mediante le diverse linee di comando.

Infine, nel sesto capitolo "Conclusioni", verranno analizzati i risultati ottenuti mediante UDEC e i possibili sviluppi del presente lavoro di tesi.

# 1. INTRODUZIONE

## 1.1. STORIA DEL VAJONT

Quella del Vajont è una lunga e intricata vicenda che, se da un lato ha portato alla costruzione di quella che era l'allora diga ad arco a doppia curvatura più alta del mondo dall'altro un sinistro che difficilmente il tempo riuscirà a cancellare e non per l'immenso corpo di frana che oggi occupa quello che doveva essere il bacino previsto o per la lunga cicatrice a "M" impressa lungo il versante del monte Toc che ne ha messo a nudo il cuore ma per le 1910 persone che quella notte hanno perso la vita e per i superstiti che invece hanno perso tutto.

La storia del Vajont inizia nel 1926, anno in cui l'Ing. Carlo Semenza redige il primo progetto di massima dell'impianto idroelettrico del Vajont che prevede una diga al restringimento della gola e una centrale a Dogna. Le indagini preliminari (Jakob Hug 1925 e 1927, Giorgio Dal Piaz 1928) condotte nella zona di imposta della diga portano a due diverse ipotesi di fattibilità: al ponte di Casso secondo Hug e poco a valle del ponte del Colombè su roccia più compatta secondo Dal Piaz. Non vengono presi in considerazione i versanti a monte della diga, all'epoca non ritenuto necessario.

Il 30 gennaio del 1929 viene presentata la prima domanda di concessione per il Vajont, il progetto prevede una diga al ponte di Casso e massimo invaso a quota 656 metri. Il progetto è presentato a nome della Siv (Società idroelettrica veneta). Nel 1930 sulla base delle analisi effettuate da Dal Piaz, il geologo redige una relazione in cui attesta che i versanti del Toc, dalla Pineda al ponte di Casso, sono sicuri.

Il progetto esecutivo viene presentato il 12 agosto del 1937 e prevede la diga al Colombè (non più al ponte di Casso) e una quota massima di invaso a 660 metri. L'invaso prospettato passa da 33.6 milioni di metri cubi a 46 milioni. Questa

seconda opzione è preferita da Dal Piaz perché qui la roccia è più uniforme e compatta.

Il 22 giugno del 1940 Carlo Semenza presenta un progetto che prevede il collegamento dei diversi impianti esistenti in un unico progetto integrato, con bacini collegati mediante gallerie, centrali intermedie, serbatoio di regolazione in Val Gallina e grande centrale finale a Soverzene. Il progetto prevede, inoltre, l'innalzamento del massimo invaso fino a quota 667 metri per la diga del Vajont. La Sade (Società Adriatica di Eletticità fondata nel 1905) si presenta come titolare legittima delle richieste avanzate precedentemente dalla Società idroelettrica Dolomiti (Boite e Piave) e della Idroelettrica veneta (Vajont). Nasce l'idea del "Grande Vajont".

Il giorno precedente la caduta del fascismo la Direzione generale delle acque (ministero dei Lavori pubblici) esprime un primo parere favorevole al progetto del Grande Vajont e alla vigilia dell'armistizio il 6 settembre 1943 esprime nuovamente un parere favorevole e trasmette il progetto Vajont al Consiglio Superiore dei Lavori pubblici.

Il 15 ottobre dello stesso anno il Consiglio Superiore dei Lavori pubblici rilascia parere favorevole al progetto ma essendo presenti alla votazione solo 13 membri su 34 il numero legale non viene raggiunto. Il via libera al progetto si avrà il 2 marzo 1945.

Nel marzo del 1948 la Sade presenta un nuovo progetto con la diga a quota 679 metri e invaso di circa 71 milioni di metri cubi. A dicembre Dal Piaz presenta una relazione sulla stabilità dei versanti con parere favorevole ma le indagini erano limitate all'abitato di Erto e di Pineda. Successivamente Semenza chiede a Dal Piaz di aggiornare i suoi studi perché ha in mente di elevare la diga fino a quota 730 metri.

Nel frattempo Longarone vende alla Sade 7 ettari di terreno a Dogna per un costo complessivo di 578 mila lire e nel 1946 e 1954 stipula convenzioni con la Sade per servitù di elettrodotto per compensi di 177 mila lire. Il 23 gennaio del 1949 è la volta di Erto, che cede alla Sade 88 ettari e mezzo per 3,5 milioni di lire. Il ricavato che doveva essere collocato in titoli di Stato presso il ministero

dell'Agricoltura e foreste, fu speso invece dal comune in altre cose «urgenti e indifferibili». Nel 1951 però, messo alle strette e senza soldi in cassa, la Sade anticiperà i 3,5 milioni al Comune, a valere però sui futuri sovracani elettrici.

Nello stesso anno Dal Piaz effettua dei sondaggi nella zona del Passo di S. Osvaldo per valutare le possibili conseguenze di un invaso a quota 727 metri, quota poi fissata a 722,5 e invaso di 170 milioni di metri cubi. Le ricerche, estese pure all'abitato di Erto, continueranno fino al 1961 anche da parte del geologo Ervinio Milli che sarà la fonte delle successive denunce della giornalista Tina Merlin.

Nel 1954, per volere di Carlo Semenza, viene realizzato il Centro Modelli idraulici a Nove di Fadalto che avrà un ruolo importante nella vicenda del Vajont nel periodo 1961 – 1962.

Nell'anno successivo, invece, si costituisce un "Comitato provinciale d'azione per il progresso della montagna" e contemporaneamente vengono presentati i primi ricorsi alla Sade e al Genio civile da parte di alcuni ertocassani a causa dei danni provocati alle strutture e ai terreni successivamente ai sondaggi preliminari in roccia.

Nel gennaio del 1957 iniziano i lavori di scavo ma l'autorizzazione non c'è ancora, autorizzazione che arriverà, seppur provvisoria il 17 luglio dopo l'approvazione del nuovo progetto da parte del Consiglio superiore dei Lavori pubblici. Il 16 agosto il geotecnico austriaco Leopold Müller scriverà, nel suo rapporto, della presenza di "alcune unità rocciose molto grandi, di cui una di circa 1 milione di metri cubi, disgregata e instabile segnata da fessure verticali nella zona del Pian del Toc".

L'anno seguente, il 1° aprile, viene nominata la Commissione di collaudo e ne fanno parte Luigi Greco, Pietro Frosini, Francesco Penta, Francesco Sensidoni, di cui tre si trovano in situazione di incompatibilità avendo approvato il progetto in sede di Consiglio Superiore dei Lavori pubblici e uno addirittura (Penta) era un consulente della Sade. A luglio dello stesso anno si iniziano i getti per la diga.

Nel frattempo, i rapporti tra la popolazione e la Sade si fanno sempre più difficili a causa, soprattutto, della preoccupazione dei valligiani sulla sorte della propria

economia, fondata prevalentemente sulla pastorizia e la produzione di legname e sulle ripercussioni che la diga avrà su di esse.

Rapporti che peggioreranno il 22 marzo 1959, in seguito alla frana che ha interessato il bacino di Forno di Zoldo, dove, una massa di circa 3 milioni di metri cubi scivolata nel bacino ha dato vita a un'onda alta circa 20 metri e che ha travolto ed ucciso un operaio, Arcangelo Tiziani, dipendente dell'impresa Cargnel mentre si stava recando a lavoro alle baracche poste alla base della diga.

Nel mese di luglio la Commissione di collaudo sale al Vajont per una prima visita, e Sensidoni chiede a Tonini (capo dell'Ufficio studi della Sade) una relazione da presentare al Consiglio superiore. In contemporanea la Sade, allarmata dalla frana di Pontesei, affida nuove indagini sulla stabilità dei versanti del Vajont a Müller, che dopo un primo sopralluogo decide, in accordo con Carlo Semenza e Pancini di incaricare Edoardo Semenza, geologo e figlio dell'Ing. Carlo Semenza, per lo studio geologico – tecnico dell'area.

Semenza, esaminando i versanti insieme a Franco Giudici, individua sul versante destro della valle un corpo roccioso di circa 50 milioni di metri cubi residuo di una più estesa paleofrana (circa 200 milioni di metri cubi) staccatasi dal versante settentrionale del Monte Toc in epoche remote e successivamente erosa parzialmente dal torrente. I due geologi sostengono che la paleofrana potrebbe rimettersi in moto a seguito dell'invaso, ma quest'ipotesi non viene condivisa da Dal Piaz e Caloi.

Il 1959 si concluderà con il secondo contributo statale alla Sade, la seconda visita della Commissione di collaudo e con la richiesta di invaso fino a quota 600 metri. Nonostante le indagini sulla stabilità dei versanti siano ancora in corso, il 2 febbraio del 1960 la Sade dà inizio agli invasi, pur essendo priva della necessaria autorizzazione (che arriverà il 9 febbraio e con quota fissata a 595 metri).

Dalle analisi geosismiche eseguite da Caloi tra il 1959 e il 1960, la roccia risulta eccezionalmente solida, a differenza di quanto affermato da Semenza. Anche il geologo Penta viene incaricato di svolgere ricerche per conto della Sade, indagini eseguite tra maggio e luglio del 1960 e relativi all'area compresa tra Pian del Toc e Pian della Pozza. Dai carotaggi la roccia risulta essere estremamente fratturata,

segno che lo spessore della paleofrana è maggiore di quello fino ad allora stimato. Viene inoltre scavata una trincea a sud del Pian della Pozza e le indagini confermano l'esistenza di una paleofrana con un volume maggiore di quello ipotizzato da Semenza, ma poiché coi sondaggi non era stato raggiunto il piano di scivolamento si ritenne improbabile una sua riattivazione. Una terza indagine fu condotta dai tecnici della Sade, volta a misurare eventuali spostamenti (registrati fin dall'inizio delle rilevazioni) e conclusasi il 9 ottobre 1963.

Nel mese di marzo e con l'invaso che ha raggiunto quota 590 metri si verificano due piccole frane all'estremità orientale ed occidentale, segno probabilmente che la paleofrana ha ripreso a muoversi.

A fine luglio Semenza estende le sue indagini oltre gli 850 metri di quota individuando così il vero perimetro della frana e disegnando ad ottobre la fessura ad M ed indicando nel 1961 il profilo della superficie di distacco. Tuttavia considerando le basse velocità (1 millimetro al giorno) le sue conclusioni riguardo ai movimenti futuri sono meno pessimistiche.

Nel settembre del 1960 si concluderanno i getti per la costruzione della diga.

A fine ottobre la velocità della frana aumenta, registrando velocità di circa 3 centimetri al giorno, compare la fessura perimetrale a forma di M nella parte alta del versante e, il 4 novembre, a monte della diga una frana di circa 700 mila metri cubi si stacca dal versante settentrionale del Monte Toc generando un'onda alta 10 metri. La frana rappresenta una minima parte del fronte franoso, che invece si sposta come un blocco unico verso il bacino. Pochi giorni dopo Tina Merlin scriverà un articolo in cui denuncerà l'esistenza effettiva di una situazione di pericolo e della presenza di «larghe fenditure nel terreno che abbracciano una superficie di interi chilometri». Secondo i carabinieri di Udine invece la portata del pericolo è limitata e che la stampa li ha esagerati.

Le probabili cause dei movimenti vengono associati o alle abbondanti piogge del periodo o all'innalzamento del lago, senza mai stabilirne la causa prevalente. Vengono installati una serie di capisaldi lungo tutta la linea di frana per monitorarne i movimenti e, in seguito alla visita della Commissione di collaudo la

Sade decide di abbassare il livello del bacino a quota 592 metri. I movimenti della frana diminuiscono per poi arrestarsi.

Il 28 novembre la Commissione di collaudo visita per la terza volta il Vajont e Penta Le scrive che tra le due ipotesi, frana di 10 – 20 metri di spessore e velocità basse o frana veloce con spessore di 100 – 200 metri, è quasi certa la prima. In realtà la prima ipotesi fu formulata da Caloi che però in seguito ammise l'errore e quindi un'ipotesi già superata.

A dicembre Caloi effettua nuove indagini geosismiche estendendole fino alla fessura perimetrale, i risultati evidenziarono la presenza di un ammasso roccioso fortemente fratturato poggiate su roccia compatta in profondità. Anche Dal Piaz prepara una relazione e, pur ammettendo la presenza della paleofrana, ne limita la pericolosità e l'estensione.

Al fine di valutare le possibili conseguenze della frana, a gennaio la Sade incarica Augusto Ghetti (direttore dell'Istituto di Idraulica di Padova) di effettuare una serie di esperimenti su modello.

Nella centrale di Nove viene realizzato un modello in scala 1:200 del Vajont e la frana viene fatta cadere all'interno del bacino variando di volta in volta materiale e velocità. Gli idraulici, volutamente tenuti separati dai geologi, non ebbero nemmeno la possibilità di visionare le precedenti relazioni geologiche, ed il risultato fu quindi un modello impreciso a causa dei dati forniti dalla Sade (caduta della frana in due parti e tempi da 1 – 2 fino a 8 minuti), per simulare il corpo di frana inoltre, fu utilizzata della ghiaia e non del materiale compatto. Secondo i tecnici ai fini dell'impatto non vi sono grandi differenze. La Sade chiese a Ghetti anche di valutare la ripartizione di un'onda proveniente dal Vajont in corrispondenza dell'abitato di Longarone. Ghetti rispose che la caduta di una frana nel bacino col massimo invaso possibile avrebbe comportato gravi conseguenze anche per Longarone. La Sade non autorizzerà ulteriori accertamenti e la relazione sulle prove effettuate a Nove non verrà mai invitata al Ministero.

Il 3 febbraio 1961, su richiesta della Sade, Müller presenta una minuziosa analisi sulla frana e sulle possibili contromisure da adottare. Egli afferma che oramai la

frana non è più arrestabile e che l'unica soluzione possibile sarebbe quella di tentare di controllarne la velocità di caduta.

Preoccupata che il bacino venga separato in due parti senza emissario dalla possibile caduta della grande frana, la Sade decide di costruire una galleria di sorpasso che, in caso la frana fosse caduta, avrebbe consentito di far defluire l'acqua da una parte all'altra del lago in modo da non compromettere la funzionalità dell'impianto.

Il 5 ottobre la Sade chiede al Servizio Dighe l'autorizzazione per un secondo invaso fino a quota 680 metri da raggiungere in primavera. Il giorno 10 inizia il secondo invaso, partendo da quota 592 metri e alzando il livello del bacino pochi metri per volta fermandosi poi per alcuni giorni. Contemporaneamente vengono tenuti sotto controllo i movimenti della frana che, con la quota di invaso di 700 metri raggiunta il 20 novembre del 1962, si muove di circa 1,5 centimetri al giorno. Si decide di svasare lentamente il bacino e raggiunta quota 647 metri la frana rallenta per poi arrestarsi nel marzo del 1963.

Il mese di ottobre si chiude con l'inaugurazione della diga il giorno 17, la relazione di Penta secondo la quale la frana sarebbe profonda dai 10 ai 20 metri, senza escludere però la possibilità di una rottura profonda e scivolamento improvviso di un'enorme massa di materiale e la morte di Carlo Semenza il giorno 30 a causa di una emorragia celebrale. Al suo posto subentrerà Nino Alberico Biadene.

Il 16 novembre arriva l'autorizzazione per il secondo invaso (iniziato già il 10 ottobre) ma fino a quota 640 metri e innalzando il livello del bacino di 1 metro al giorno e presentando rapporti quindicinali. Dopo due domande di autorizzazione all'invaso fino a quota 680 metri (5 dicembre 1961 e 31 gennaio 1962) la Sade ottiene l'autorizzazione per arrivare fino a quota 675 metri.

I mesi compresi tra febbraio e maggio saranno caratterizzati da continui tremolii del terreno, boati e scosse. Secondo Caloi (8 maggio) le scosse rappresenterebbero la normale attività sismica del prealpino bellunese, non collegato al Vajont.

Il 20 aprile muore Giorgio Dal Piaz.

Il 3 maggio la Sade chiede l'autorizzazione all'invaso fino a quota 700 metri, autorizzazione ottenuta l'8 giugno. Nel frattempo il sindaco di Erto vieta l'accesso nella zona della diga al disotto dei 730 metri.

La legge di nazionalizzazione approvata il 6 dicembre 1962 prevedeva che l'indennizzo sulla base dei valori di borsa del triennio precedente la presentazione del progetto di legge e tale valore era basato sugli impianti esistenti su quelli di cui è previsto l'entrata in esercizio, e che quindi senza collaudo l'impianto del Vajont non poteva essere indennizzabile. Mancava inoltre da incassare ancora la terza parte dei finanziamenti statali col rischio di dover restituire l'intera somma se l'impianto non avesse superato il collaudo entro 6 mesi dalla nazionalizzazione.

Il 16 marzo la Sade passa all'Enel che nella fase di transizione, fino al 27 luglio, si chiamerà Enel – Sade il cui amministratore sarà Feliciano Benvenuti.

Il 20 marzo Biadene, per conto della Sade, chiede l'autorizzazione per procedere con il terzo ed ultimo vaso necessario per il collaudo. Questa volta la quota richiesta è di 715 metri, superiore ai 700 metri indicati da Ghetti come quota massima di sicurezza. Il Servizio Dighe, ignaro dello studio di Ghetti perché mai ricevuto, autorizza il 22 aprile l'invaso fino a quota 715 metri.

La terza manovra di vaso inizia da quota 650 metri raggiunge i 700 metri a fine giugno e i 710 metri a luglio per poi restare a tale quota per tutto il mese di settembre. Durante le operazioni di vaso la frana riprendersi a muoversi con velocità crescenti all'aumentare della quota del lago, si passa da 1 centimetro al giorno a metà settembre a 2 centimetri verso la fine del mese.

A fine settembre inizia un vaso veloce, che però porta la velocità della frana a 5 centimetri ad inizio ottobre e a ben 30 centimetri la mattina del 9 con la quota del lago a 700,40 metri, prossima alla quota di sicurezza indicata da Ghetti e quindi un'altezza dell'onda di circa 30 metri con una esigua tracimazione d'acqua dal coronamento.

Nel frattempo le fessure nel terreno continuano ad allargarsi, si vedono alberi inclinarsi e poi cadere e si sentono tremolii, boati, colpi sordi in profondità provenire dalla montagna. A questo punto l'Enel avvisa le prefetture di Belluno e Udine per far sfollare trenta case poste sul versante del Monte Toc. L'8 ottobre

sindaco di Erto con pubblico avviso invita i residenti alla base del Toc di abbandonare le case e di usufruire dei mezzi messi a disposizione dall'Enel – Sade per allontanarsi dalla zona.

Il 9 ottobre alle 22:39 dal versante settentrionale del Monte Toc si staccano circa 270 milioni di metri cubi di roccia. L'enorme frana precipita nel lago impiegandoci appena 20 – 25 secondi e con una velocità di circa 30 metri al secondo. Dall'impatto si genera un'onda alta 270 metri che si divide in due parti, la prima risale il corso del torrente dirigendosi verso Erto e spazzando via le frazioni di Pinedo, San Martino e Le Spesse, l'altra danneggia Casso per poi scavalcare la diga e dirigersi verso Longarone. Il tempo impiegato dall'onda per raggiungere il paese è di appena 4 minuti, presentandosi allo sbocco della valle con un'altezza di 70 metri e un'energia pari a due volte quella prodotta dalla bomba atomica di Hiroshima. Longarone viene raso al suolo così come le frazioni Vajont, Villanova, Pirago, Rivalta, parte di Faè e parte di Codissago.

L'onda proveniente dal Vajont raggiungerà anche le zone a monte di Longarone, risalendo il Piave arriverà fino a Davestra dove distruggerà il ponte e a Termine di Cadore, a valle invece arriverà fino a Belluno dove travolgerà alcune case a Borgo Piave.

I morti quella notte furono 1910 persone, di cui 1450 a Longarone, 158 a Erto e Casso, 111 a Codissago, 54 nei cantieri Sade e 137 in altri luoghi. A Fortogna verranno sepolte 1454 persone di cui solo 704 identificate, le altre non verranno mai ritrovate.

## 1.2. OBIETTIVO DELLA TESI

Sebbene quella del Vajont, con i suoi studi e articoli pubblicati sin'ora, sia la frana più studiata al mondo, ad oggi ci si pone ancora degli interrogativi su come abbiano fatto 270 milioni di metri cubi di roccia a velocità di decine di metri al secondo.

Con lo sviluppo dei software per l'analisi dei meccanismi di deformazione e rottura correlati alla presenza di discontinuità nel sottosuolo è possibile oggi modellare la cinematica di movimenti franosi in roccia, attraverso l'utilizzo di codici di calcolo agli elementi distinti. Necessitano però, di specifici dati in ingresso, in grado di definire la risposta tenso – deformativa del corpo da modellare, che in tal caso, è rappresentato dall'ammasso roccioso definito dall'insieme di roccia e dai piani di discontinuità.

Al fine di perseguire gli obiettivi predisposti è stato effettuato un rilievo geologico e geomeccanico di dettaglio, fase in cui sono state raccolte tutte le informazioni riguardanti la geologia, le litologie presenti nonché i parametri da misurare che serviranno in seguito per definire le famiglie di giunti principali, classificare l'ammasso roccioso, e ricavare infine i parametri necessari per la modellazione numerica del versante.

Nello specifico, verrà eseguita un'analisi numerica utilizzando il software agli elementi distinti dell'Itasca e trattandosi di una back – analysis le proprietà geomeccaniche dell'ammasso e delle superfici di discontinuità verranno variate in base alla risposta ottenuta dal modello, in modo da riprodurre uno la fase iniziale del fenomeno quanto più aderente alla reale situazione osservata *in situ*.

La presente tesi si pone come naturale continuazione dei precedenti lavori ed, in particolare, degli studi condotti dal Dott. A. Bergamo<sup>1</sup> e dalla Dott.ssa L. Rignanese<sup>2</sup>.

---

<sup>1</sup> BERGAMO, A., 2010. *Prima ricostruzione del modello geologico e geologico-tecnico delle frana del Vajont*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Padova

<sup>2</sup> RIGNANESE, L., 2012. *Analisi di stabilità del versante sinistro del Monte Toc (Pordenone)*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Padova

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

### 2.1. LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA

Situata in una zona di transizione tra la fascia prealpina a sud e quella dolomitica a nord, l'area oggetto di studio si estende su di una superficie di circa 11 km<sup>2</sup> interessando le regioni Veneto e Friuli Venezia Giulia e nello specifico i comuni di Longarone e di Erto-Casso. Posta alla confluenza tra il torrente Vajont che scorre in direzione E – W e il fiume Piave che scorre in direzione N – S, confina a nord con le pendici del Monte Salta, a sud col versante del Monte Toc, a est con la valle del torrente Mesazzo e a ovest con la diga. Quella del Vajont è una valle stretta e con orientamento E – W, formatasi in conseguenza dell'erosione operata dai due corsi d'acqua principali della zona, il torrente Vajont, che nasce da Col Nudo, 2471 m, e che attribuisce il nome alla valle e il suo affluente maggiore, il torrente Mesazzo, che confluisce in sponda sinistra a est della Pineda.

È caratterizzata da versanti scoscesi e dirupati e in corrispondenza a modesti ripiani presenti su entrambe le sponde del torrente, sorgono i paesi di Erto e Casso e le borgate di Le Spesse, San Martino, Prada, Liron e Pineda.

La frana invece, sviluppatasi lungo il versante settentrionale del Monte Toc, con direzione di movimento verso N, occupa un'area di circa 2.8 km<sup>2</sup> di cui 1.2 km<sup>2</sup> di piano di scivolamento e 1.6 km<sup>2</sup> di zona di accumulo.

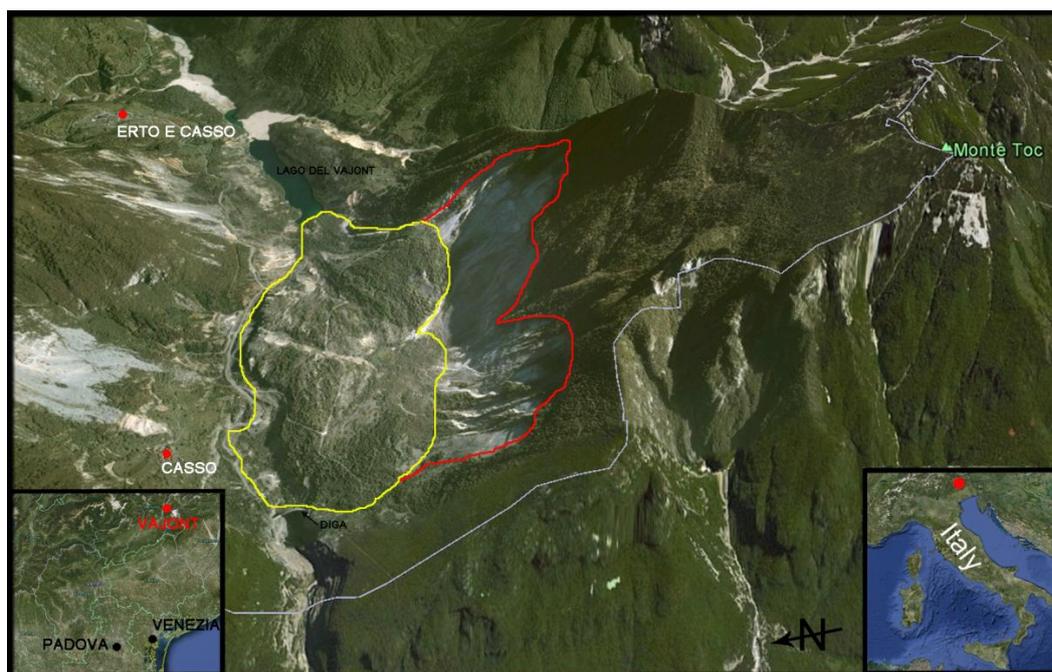


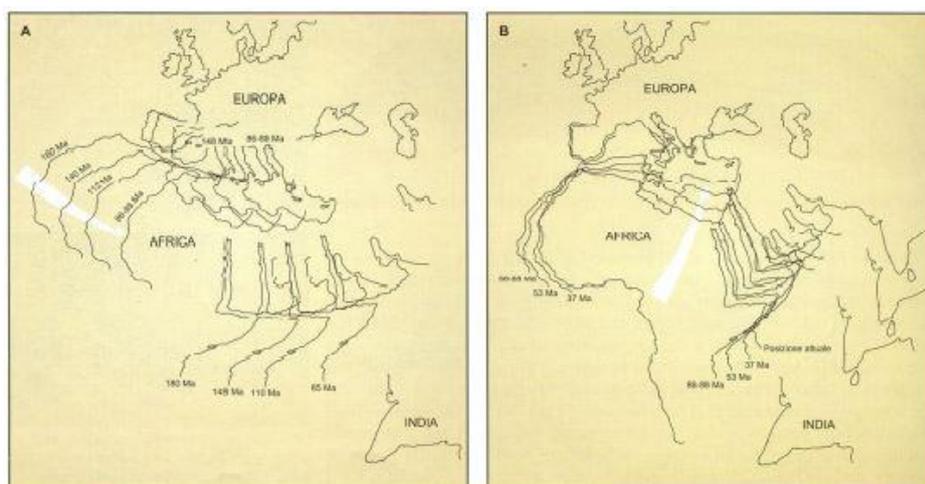
Figura 1 – Localizzazione geografica dell'area.

La base cartografica utilizzata durante le fasi di rilevamento, è quella fornita dalla Regione Friuli Venezia Giulia, vale a dire le Carte Tecniche Regionali Numeriche (C.T.R.N.) alla scala 1:5000.

## 2.2. ASSETTO STRUTTURALE

### 2.2.1. INQUADRAMENTO REGIONALE

La storia evolutiva della catena alpina inizia nel Cretaceo medio quando con una rotazione antioraria la placca africana si separa dall'attuale America Meridionale decretando la chiusura dell'allora Oceano Ligure – Piemontese e l'apertura dell'odierno Oceano Atlantico (Figura 2).



**Figura 2 - Progressivo allontanamento dell’Africa dall’America meridionale e l’avvicinamento all’Europa. In A è riportata la situazione concernente, il Giurassico inferiore – Cretaceo superiore; in B dal Cretaceo superiore a Oggi. Tratta da Bosellini, 2005.**

L’Oceano Ligure – Piemontese fu gradualmente consumato per subduzione sotto il margine africano e Adria finì per collidere con i margini di Europa, formando le Alpi (Bosellini, 2005). Pertanto, la catena alpina è il prodotto dell’evoluzione cretacico – attuale del margine convergente Europa/Adria.

Nonostante l’evoluzione della catena alpina sia un processo cinematico continuo, per inquadrare meglio i fenomeni avvenuti è utile suddividerla in tre tappe fondamentali.

**Evento eoalpino** (Cretaceo – Paleocene): rappresenta la fase precollisionale, in cui si hanno la chiusura della Tetide e la subduzione del fondo oceanico sotto la placca Adriatica;

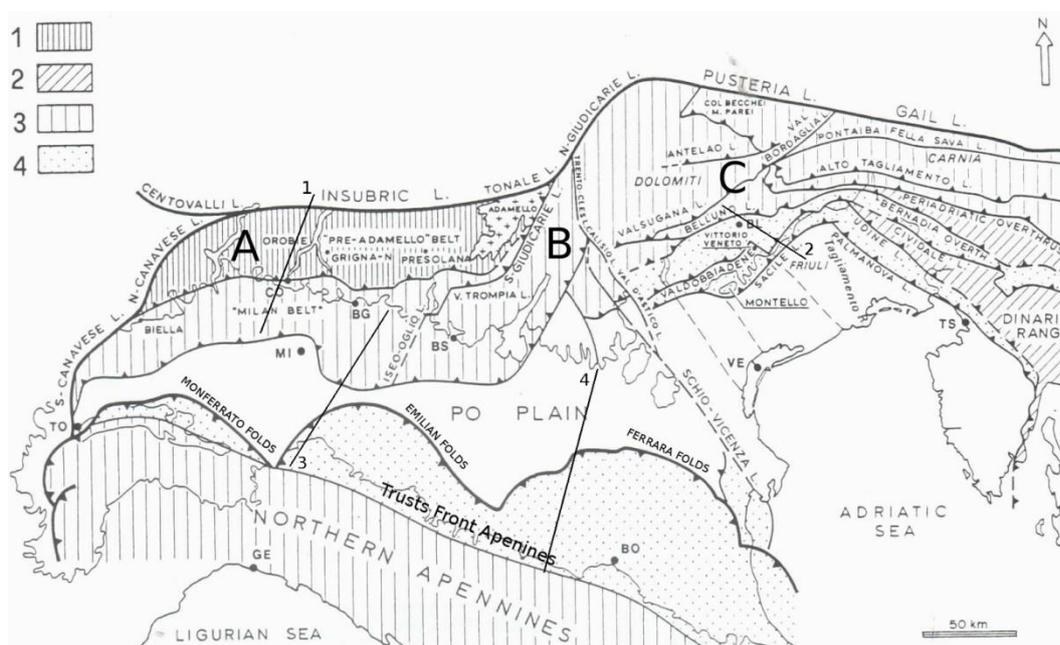
**Evento mesoalpino** (Eocene – Oligocene inferiore): in questa fase si hanno la chiusura completa della Tetide e la collisione continentale vera e propria tra la microplacca adriatica e il continente europeo. Durante questa fase s’innesca un ciclo eruttivo di età oligocenica indicato col nome di magmatismo Periadriatico, e che rappresenta la fase matura della collisione continentale. Nel settore orientale delle Alpi Meridionali inoltre, ritroviamo una serie di sovrascorrimenti con direzione NW – SE e vergenza SW correlabile con l’evento compressivo avvenuto nel Paleogene;

**Evento nealpino** (Miocene – Attuale): successiva al magmatismo oligocenico la fase nealpina determina in modo definitivo la struttura a doppia vergenza.

Tutta la precedente struttura viene rimodellata dalla compressione SSE – vergente, proprio in quest'ultima fase si ha la formazione dei sovrascorrimenti caratterizzanti il Sudalpino veneto-friulano (Castellarin, 2000).

Il Sudalpino rappresenta quella parte di catena alpina posta a sud della Linea Insubrica, caratterizzato da sovrascorrimenti SSE – vergenti, a differenza di quella a nord caratterizzata da vergenza europea e dominata da accavallamenti con pronunciate anticlinali di rampa.

Si estendono in direzione E – W per circa 700 km e sono suddivise in tre blocchi, quello orientale veneto – friulano, quello centrale trentino – lessineo e un blocco occidentale lombardo (Figura 3); e corrispondevano alla parte più settentrionale del margine continentale africano.



**Figura 3 - Schema strutturale della Pianura Padana (microplacca Adria) e delle aree adiacenti (modificato da: CASTELLARIN *et al.*, 1982). Legenda: Il Sudalpino è tettonizzato in età eoalpina (Cretaceo-Paleocenica) (1) e in età Eocene inf. e medio (2). L'area Appenninica è coeva al settore più occidentale delle Alpi (3) di età Messiniana e Plio-Pleistocenica; L'area in forte accorciamento Appenninica e Veneto-Friulana (4) caratterizzata dalle strutture sepolte sotto i depositi di pianura. Il Sudalpino è diviso in Blocco Lombardo (A); Blocco Trentino-Lessineo (B); Blocco Veneto-Friulano (C).**

In epoca post-ercinica, l'intero settore orientale fu sottoposto a una serie di fasi deformative ben schematizzate da Doglioni (1992).

1. Fase di *rifting*: iniziata nel Permiano e responsabile della dislocazione in *horst* e *graben* a direzione N – S (Figura 4).

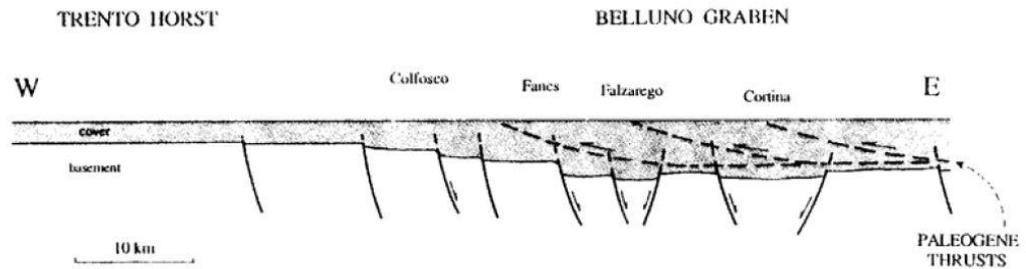


Figura 4 - Sezione schematica della regione dolomitica alla fine del Mesozoico, tratta da Doglioni, 1992.

2. Fase d'inversione compressiva: inizia nel Paleogene e determina la formazione di sovrascorrimenti WSW – vergenti, correlabili regionalmente alla Catena Dinarica.
3. Nel Neogene, tutta la precedente strutturazione fu tagliata e piegata a seguito della compressione SSE – vergente delle Dolomiti. Le Prealpi Venete sono una catena di sovrascorrimenti formatasi principalmente durante questa fase.

I principali sovrascorrimenti che interessano l'area veneta – friulana sono: Linea della Valsugana, Linea di Belluno, Linea Pinedo Avasin, Linea di Tezze, Linea di Bassano e la Linea di Maniago (Figura 5).

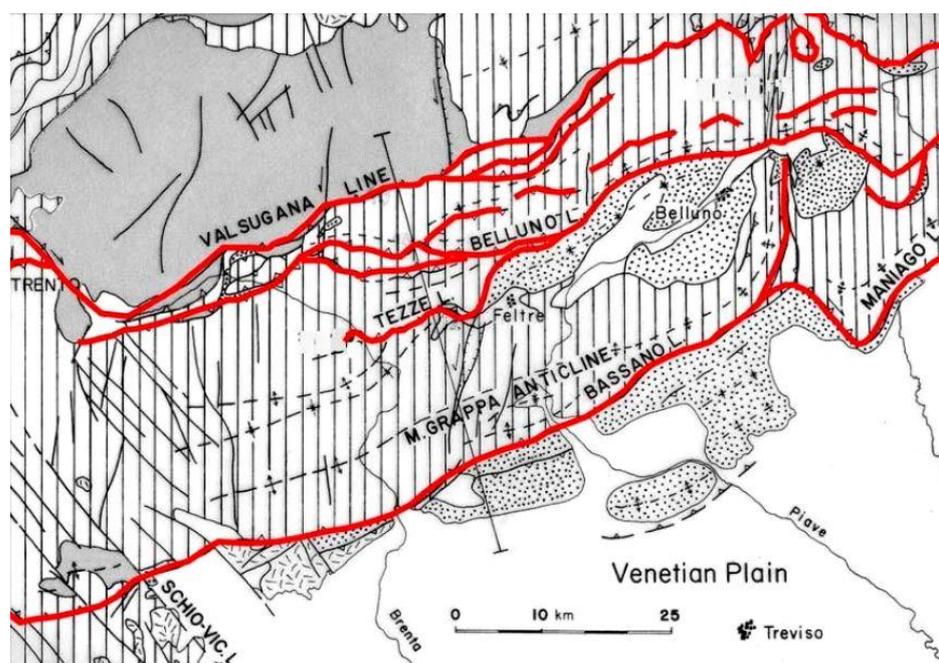


Figura 5 - Carta tettonica delle Prealpi Venete, tratta da Doglioni, 1992.

## 2.2.2. INQUADRAMENTO DI DETTAGLIO DELLA VALLE DEL VAJONT

L'assetto geologico di dettaglio della valle del Vajont è stato derivato, oltre che dal personale rilievo di campagna, dai numerosi studi e ricerche condotti in passato principalmente da E. Semenza e dai più recenti risultati delle ricerche condotte da ricercatori dell'Università di Padova e Milano (Bistacchi et alii, 2013 e Massironi et alii, 2013)

Gli studi geologici condotti da E. Semenza, sia prima che dopo la frana del 1963, sono considerati a tutt'oggi la base sostanziale della ricostruzione geologica del versante settentrionale del Monte Toc.

I risultati di questi studi sono riportati schematicamente qui di seguito.

### La ricostruzione geologica di E. Semenza

L'elemento geologico – strutturale di maggior rilievo è rappresentato dalla Sinclinale di Erto, ben visibile dall'abitato di Longarone e responsabile della geometria del piano di scivolamento lungo il quale si è sviluppata la frana del 9 Ottobre del 1963.

Con piano assiale immergente a sud e asse della piega immergente debolmente a est, presenta fianchi con strati inclinati mediamente di circa  $20^\circ$  sul versante meridionale del Monte Salta e i  $30^\circ - 50^\circ$  sul versante opposto, entrambi immergenti verso Nord.

Quest'ultima inoltre è tagliata da numerose dislocazioni con andamento diverso e ripiegata da pieghe minori (Figura 6).

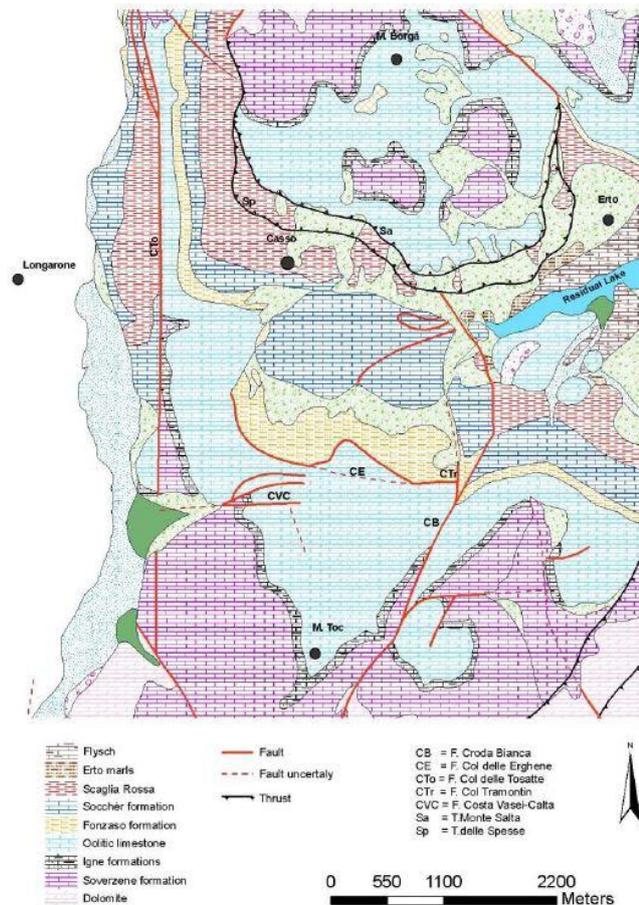
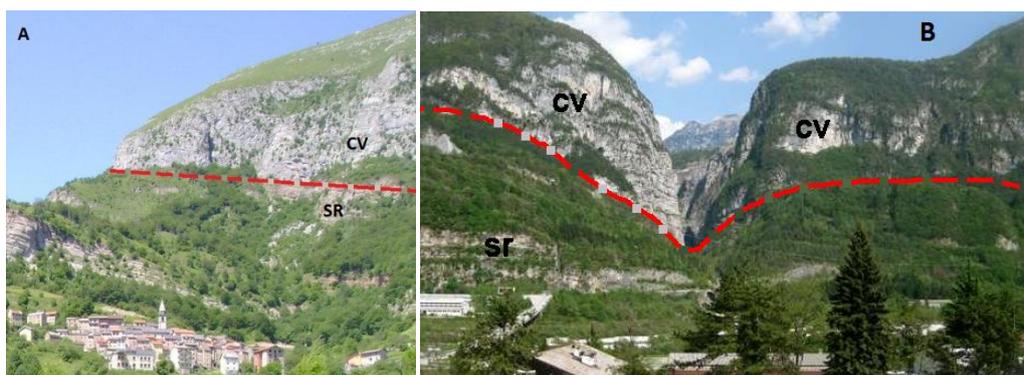


Figura 6 - Schema geologico e strutturale semplificato (Besio e Semenza, 1990 modificato).

Tra le dislocazioni di maggior rilievo con andamento longitudinale all'asse della sinclinale ritroviamo la Linea (L.) del Duranno, la L. della Cima Fortezza, mentre tra quelle ad andamento trasversale la più importante è rappresentata dalla L. del Col delle Tosatte (Semenza, 1986) che costituisce il margine orientale della fossa tettonica di Longarone (Figura 7B).

Vi sono poi diverse dislocazioni subverticali con andamento obliquo rispetto alle longitudinali tra cui la L. dello Spitz Gallina, la L. della Val Mesazzo, la L. della Croda Bianca, la L. del Col Tramontin e la L. del Col delle Erghene, di notevole importanza queste ultime poiché rappresentano rispettivamente il confine orientale e meridionale della frana del 9 Ottobre.

Il lembo del Borgà inoltre, è limitato a Est, Sud e Ovest dalla L. del Monte Salta, che mette in contatto il Calcere del Vajont con la Scaglia Rossa (Figura 7A).



**Figura 7 – A) Situazione geologico – strutturale sopra l’abitato di Casso. CV: Calcere del Vajont; SR: Scaglia Rossa. In rosso la L. del Monte Salta. B) Panoramica dall’abitato di Longarone. In rosso la L. del Colle delle Tosatte.**

Le pieghe minori invece con andamento paragonabile a quello della Sinclinale di Erto sono interpretate come pieghe parassite e devono la loro origine alla formazione di quest’ultima.

A queste si aggiungono una serie di pieghe con asse normale alle precedenti la cui genesi sembrerebbe implicabile alla formazione della Sinclinale stessa, in particolar modo all’interazione avvenuta tra la faglia della Croda Bianca e quella del Col delle Tosatte con la Sinclinale durante la sua genesi. Le due faglie,

disposte rispettivamente a est e a ovest della frana e convergenti a sud, durante le fasi di formazione della sinclinale hanno ostacolato il normale scivolamento fessurale con conseguente fuoriuscita di pacchi di strati in seguito deformati e compressi in senso E – W dando origine a una piega con asse N – S e una serie di pieghe parassite (Figura 8).

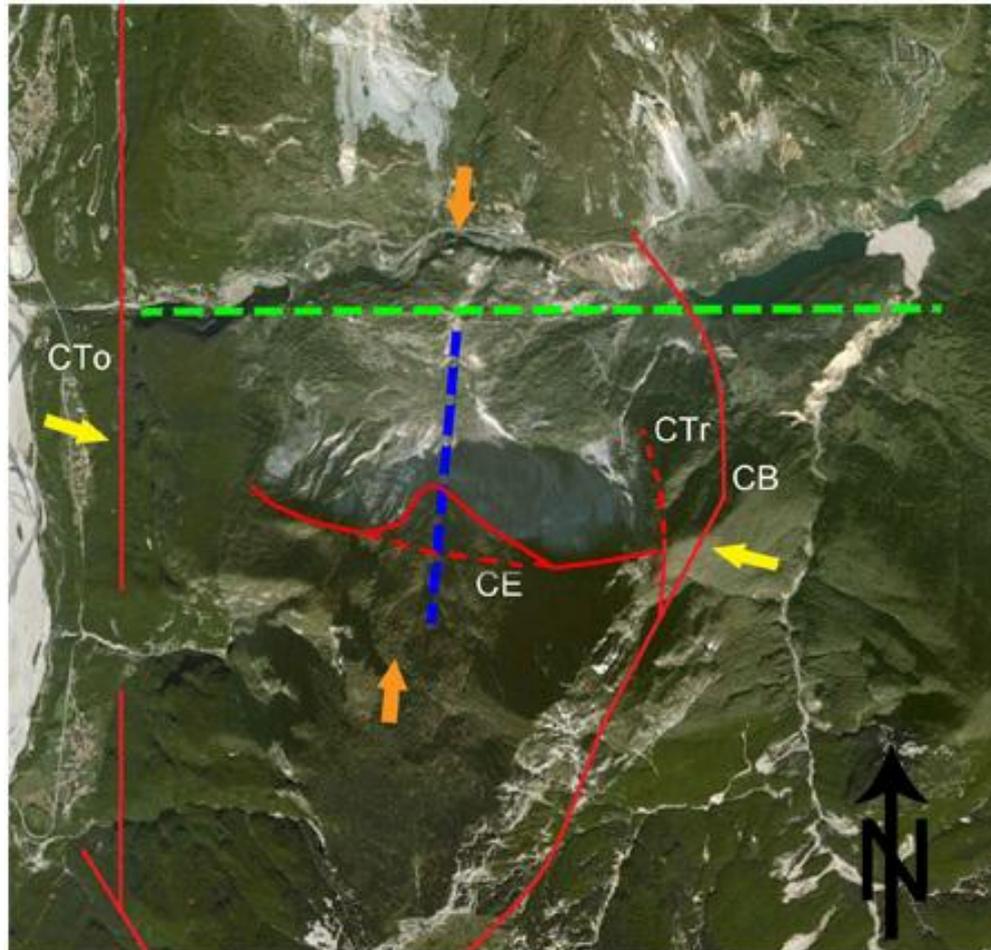


Figura 8 – Schema delle strutture e delle forze responsabili dell'origine dei due sistemi di pieghe riscontrabili sulla superficie di scivolamento. In rosso sono rappresentati i maggiori lineamenti tettonici (C. To = Col delle Tosatte, CE = Colle Erghene, C. Tr = Col Tramontin e CB = Croda Bianca). La linea tratteggiata in verde rappresenta l'andamento dell'asse della Sinclinale di Erto e le frecce in arancione la direzione delle forze compressive della fase nealpina, mentre quella tratteggiata in blu indica l'andamento dell'asse della Sinclinale del Massalezza (Semenza, 2001) e le frecce in giallo la direzione delle forze generatesi quando il fronte in avanzamento è stato ostacolato dalla presenza delle due faglie convergenti a sud.

La sezione N – S, tratta dagli studi eseguiti da R. Genevois e M. Ghirotti (2005) dopo il movimento franoso del '63, ben rappresenta l'andamento delle strutture presenti tra il Monte Salta e il Monte Toc (Figura 9).

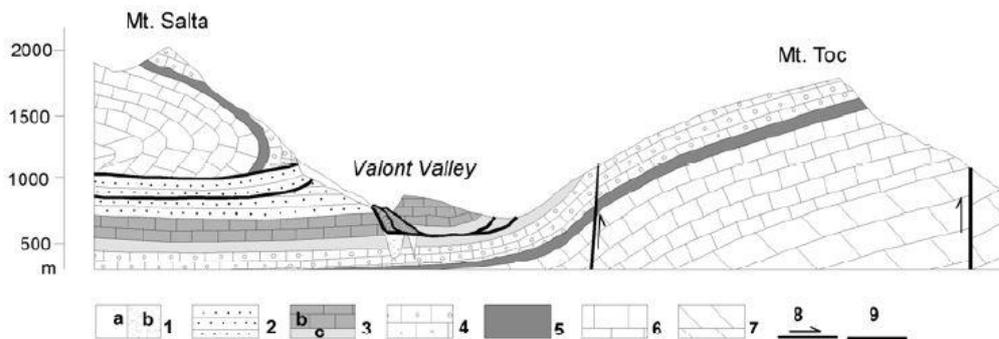


Figura 9 - Sezione geologica dal M. Salta al M. Toc dopo il 1963. Legenda: 1a Quaternario; 1b depositi alluvionali; 2 Scaglia Rossa; 3b Fm. Di Soccher; 3c Rosso Ammonitico e Fm. Fonzaso; 4 Calcari del Vajont; 5 Formazione di Igne; 6 Fm. Soverzene; 7 Dolomia Principale; 8 Faglie e Overthrust; 9 Superficie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

## 2.3. STRATIGRAFIA E LITOLOGIA

Le formazioni affioranti nell'area di studio hanno età comprese tra il Lias e il Paleogene (Figura 11) e sono costituite prevalentemente da rocce carbonatiche con presenza di selce, tipiche delle aree bacinali. Nel Lias, infatti, inizia lo sprofondamento di vaste porzioni della piattaforma peritidale

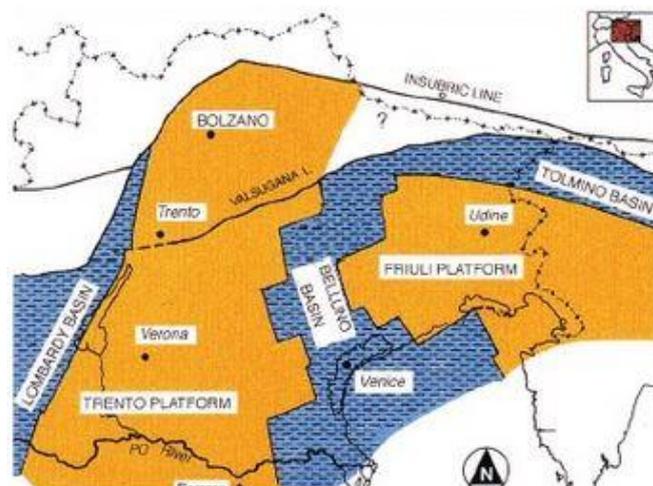
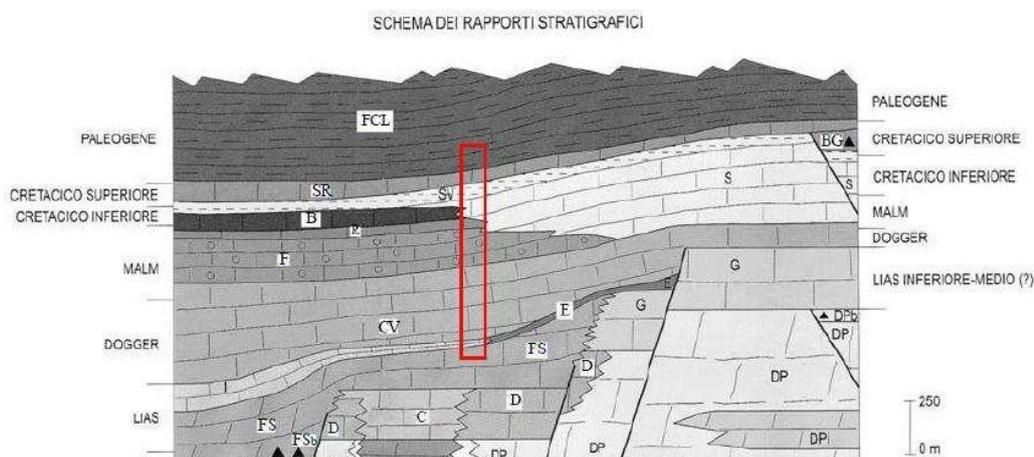


Figura 10 – Individuazione di bacini e piattaforme nella paleogeografia del Giurassico inf. delle Alpi Venete a seguito della tettonica distensiva (da Masetti, 1996).

dando origine a due ambienti deposizionali differenti, la piattaforma friulana ed il bacino bellunese (Figura 10). All'interno di quest'ultimo sedimentavano micriti selcifere a fauna pelagica a cui s'intercalavano, in varia misura, calcareniti e calciruditi oolitiche o bioclastiche che, prodotte nell'ambito delle vicine piattaforme (Piattaforma di Trento a occidente e Piattaforma Friulana a oriente), erano periodicamente scaricate nei bacini da correnti di torbidità e altri flussi gravitativi (M. Riva et al., 1980).

Le formazioni di seguito descritte sono ben visibili sotto l'abitato di Casso, dove è possibile osservare litologie appartenenti alla F. di Socchér fino alla F. della Scaglia Rossa e lungo il sentiero CAI 905, sul versante orientale del Monte Toc, dove affiora l'intera successione stratigrafica partendo dalla Scaglia Rossa fino alla F. di Soverzene.

In Figura 11 sono rappresentati i rapporti stratigrafici tra le varie formazioni e in evidenza, all'interno del riquadro, le formazioni che interessano l'area di studio (Carulli et al., 2000). In Figura 12 invece, è riportata la colonna stratigrafica delle formazioni presenti nell'area del Vajont secondo diversi autori.



**Figura 11 - DP: Dolomia principale (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 Socchér"; 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 modificata).**

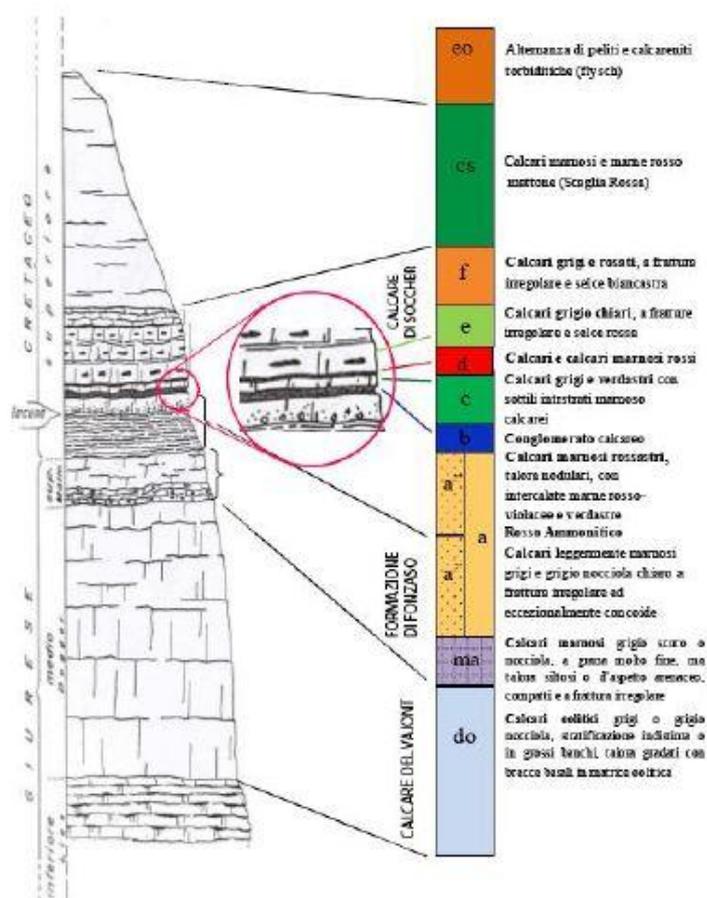


Figura 12 - Colonna stratigrafica delle formazioni affioranti nella Valle del Torrente del Vajont, a sinistra, rappresentazione secondo CARLONI e MAZZANTI (1964); a destra, secondo BESIO e SEMENZA (1963).

### 2.3.1. FORMAZIONE DI IGNE (LIAS MEDIO E SUPERIORE)

Osservabile alla base della diga, la Formazione (F.) di Igne ha uno spessore che raggiunge i 150 m ed è costituita dal basso verso l'alto da marne e calcari marnosi grigi in alternanze cicliche; scisti organici neri e bruni, laminati, intercalati a calcari manganiferi; calcari nodulari verdi e rossi. È spesso troncata a vari livelli da uno o più eventi erosivi coincidenti con l'arrivo delle prime torbiditi oolitiche del Calcare del Vajont.

### 2.3.2. CALCARE DEL VAJONT (DOGGER - MALM INFERIORE)

Costituiti da calcareniti oolitiche e pisolitiche nella parte alta della formazione, di colore grigio o grigio – nocciola, a stratificazione indistinta o in grossi banchi (spessore variabile da 1 a 4 m), talora gradate (Figura 13). Nella parte superiore degli strati sono presenti *ripples*, laminazioni parallele e incrociate. Il suo spessore varia dai 370 m all'interno della valle del Vajont ai 440 m a Soverzene. L'ambiente deposizionale è rappresentato dalla base della scarpata continentale interessata da risedimentazione oolitica con formazione di depositi torbiditici, mentre il dominio paleogeografico di appartenenza è rappresentato dal Bacino Bellunese fino al confine con la Piattaforma Friulana.



Figura 13 – Calcarea del Vajont presso la spalla sinistra della diga.

### 2.3.3. FORMAZIONE DI FONZASO (OXFORDIANO)

Costituita da biocalcareni e calcari micritici bruni, fortemente selciferi (liste e noduli di selce nera, giallastra e rossa), in strati di 5 – 20 cm a lamine parallele e oblique, con associazioni di fossili di tipo pelagico (Figura14). Questa formazione evidenzia un radicale cambiamento nella sedimentazione nel Bacino bellunese, la produzione delle torbiditi oolitiche del Calcarea del Vajont si arresta e la sedimentazione diventa di tipo pelagica con la deposizione di calcari e fanghi a radiolari, saltuariamente intercalati con qualche torbidite di spessore decimetrico. Lo spessore riscontrato nell'area d'interesse si aggira intorno ai 20 m. La stratificazione si presenta molto regolare con interstrati di argilliti verdi con spessori di circa 5 – 10 cm, molto importanti questi ultimi per il ruolo svolto nello scivolamento della frana.



Figura 14 – Formazione di Fonzaso.

#### 2.3.4. FORMAZIONE DEL CALCARE DI SOCCHÈR (CRETACICO INF. – CRETACICO SUP.)

Con uno spessore di 150 m, questa formazione (Figura 15) è costituita da una complessa alternanza di calcari microcristallini e di calcareniti e calciruditi bioclastico – intraclastiche, dove 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 lenti, mentre la componente più grossolana, messa in posto da flussi gravitativi, può essere ulteriormente suddivisa in calcareniti bioclastiche e in conglomerati e brecce derivanti dalla vicina piattaforma friulana, i cui elementi sono rappresentati da ciottoli calcari rosati e verdastri e da selce, il cemento è calcareo, grigio e spesso cristallino. I diametri dei ciottoli variano da 1 a 5 centimetri. A essa si associa anche la Formazione di Ammonitico Rosso, costituita da micriti nodulari ad Ammoniti, di solito grigie, massicce o in strati di spessore superiore a 1 m. Lo spessore di quest'ultima varia dai 5 ai 15 m.



Figura 15 – Calcari marnosi rossi con strati di selce rossa e selce bianca (presso bar La Roccia).

### 2.3.5. FORMAZIONE DELLA SCAGLIA ROSSA (CRETACICO SUP. – PALEOCENE INF.)

Costituita da marne e da calcari marnosi rossi, in tipica facies di Scaglia (Figura 16), del tutto priva di sedimenti gravitativi per uno spessore totale di circa 300 m. La fratturazione non omogenea le dà un aspetto a bande e spesso ne nasconde la reale stratificazione. Depositata in ambiente emipelagico con cessazione di apporti fangosi e torbidity, lasciando spazio al materiale terrigeno. Rilevabile sopra l'abitato di Casso, dove un sovrascorrimento la mette in contatto col Calcarea del Vajont, e in prossimità della galleria di by-pass sulla sponda destra del lago residuo dove è in contatto col Flysch di Claut.



Figura 16 – Formazione della Scaglia Rossa nei pressi della S.S. N. 251 a sud – est del bivio per Casso.

### 2.3.6. FLYSCH DI CLAUT (EOCENE)

Costituita da un'alternanza di arenarie torbiditiche intercalata a peliti, dove le prime sono composte da calcareniti passanti ad arenarie litiche grigie o gialle, mentre le seconde da marne e marne argillose di colore grigio (Figura 17). Lo spessore dei livelli varia dai 10 cm ai 30 cm per uno spessore complessivo della formazione di circa 200 m. Nei livelli più spessi è possibile riconoscere la struttura gradata tipica delle correnti di torbida. È rinvenibile sotto la S.S. N. 251 nei pressi della galleria di by-pass sulle sponde del lago residuo.



**Figura 17 – Flysch di Claut nei pressi del lago residuo del Vajont.**

La recente ricostruzione geologico – strutturale (Bistacchi et alii, 2013 e Massironi et alii, 2013).

Recentemente al fine di comprendere meglio la meccanica e la dinamica della frana del 1963, si è ricostruito un primo modello geologico tridimensionale che ha permesso di indagare più accuratamente la struttura e la cinematica della frana (Bist et alii 2013).

Il lavoro suddiviso in diverse fasi, ha visto come prima fase la modellazione delle discontinuità in grande scala e successivamente una in cui è stata modellata in dettaglio la stratigrafia della superficie di scivolamento affiorante per ciascun lobo. Il risultato finale ha permesso la costruzione di un modello tridimensionale del Vajont da cui è possibile ricavare: i volumi mobilitatisi durante la frana del 1963; la cinematica; nonché la possibilità di esportare le geometrie e le caratteristiche geologiche da utilizzare per la modellazione geomeccanica o idrogeologica dell'area.

Gli aspetti tridimensionali delle strutture geologiche del versante settentrionale del Monte Toc, essenziali ai fini di una corretta modellazione geomeccanica ed idrogeologica, sono stati studiati da Massironi et alii, 2013.

Dallo studio effettuato, risulta che nell'evoluzione del versante del Monte Toc hanno giocato un ruolo fondamentale sia la sinclinale del Massalezza e la concavità della superficie di scorrimento, favorendo la mobilitazione dei due lobi, sia i sistemi di pieghe presenti sulla superficie di scorrimento e antecedenti il movimento franoso del 1963. Quest'ultimi in particolare possono aver influenzato in diversi modi il fenomeno gravitativo studiato, controllando la distribuzione dei sistemi di discontinuità che caratterizzano la roccia in posto, attraverso le ondulazioni distribuite lungo la superficie di scivolamento e attraverso la riattivazione dei piani di rampa.

In relazione alla complessità dell'assetto geologico e strutturale del versante in esame, nella presente modellazione numerica si è fatto riferimento alla

ricostruzione geologica di E. Semenza. I più recenti risultati sono stati invece considerati per la ricostruzione e la posizione della superficie di scivolamento.

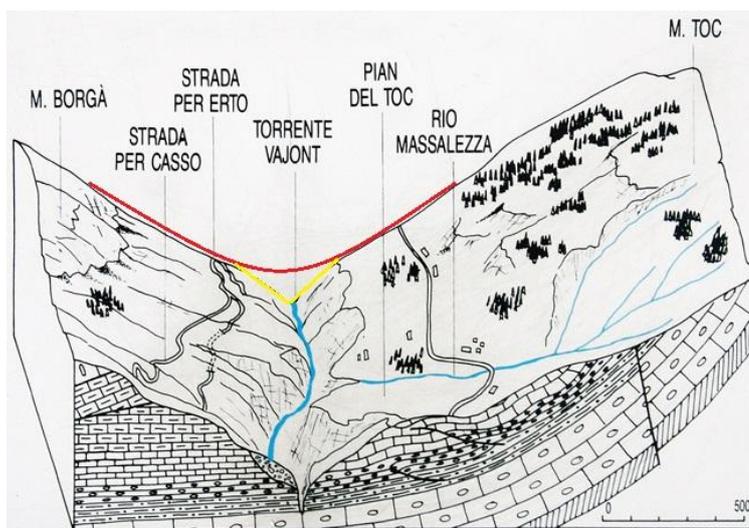


### 3. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO E ASSETTO IDROGEOLOGICO

#### 3.1. FORME E DEPOSITI EROSIVI

In termini morfologici la valle del Vajont corrisponde a un'antica doccia glaciale, la cui evoluzione è possibile riassumerla in due fasi erosive ben distinte:

- Il glacialismo wurmiano che ha conferito alla valle il tipico profilo trasversale a forma di "U";
- E un'erosione post-wurmiana dove l'azione erosiva glaciale venne modificata dalla successiva erosione torrentizia, che ha profondamente inciso la doccia, data la sua pensilità sulla valle del Piave, conferendole l'attuale profilo trasversale a "V" con pareti spesso sub verticali e alte fino a 300 m, geometricamente favorevole per l'ubicazione di una diga di sbarramento (Figura 19).



**Figura 19 – Evoluzione morfologica della valle del Vajont prima dell'evento del 1963. In rosso la geometria dovuta all'erosione glaciale e in giallo quella post-glaciale.**

Attualmente i processi erosivi che interessano l'area sono rappresentati da fenomeni gravitativi, carsici e di dilavamento dei versanti.

La presenza di strutture di tipo glaciale è carente e soprattutto limitata alla sola porzione orientale dell'area di studio. Gli unici depositi, infatti, sono stati rinvenuti in località Case Liron, dove la presenza di una serie di cordoni morenici testimonia le fasi di ritiro del ghiacciaio che dalla valle del Mesazzo confluiva in quello del Vajont.

Depositi di tipo fluvio-glaciali invece sono stati rinvenuti più a nord, in località Case Prada e sul versante opposto a quello della frana e sono costituiti da ghiaie grossolane e ciottoli arrotondati, con diametri fino a 10 cm e mediamente cementati (Figura 20).



**Figura 20 – Deposito fluvio-glaciale rinvenuto nella parte orientale del versante opposto a quello della frana.**

Il basso grado di cementazione di questi depositi e l'intensità dei processi erosivi olocenici sono la principale causa della loro scarsa estensione.

Per quanto riguarda i fenomeni carsici invece, la natura carbonatica delle litologie affioranti, le ha rese particolarmente sensibili, alcune più delle altre, ai processi di dissoluzione per opera delle acque di ruscellamento superficiale e profondo, soprattutto lungo le discontinuità tettoniche e giunti di strato presenti. Le strutture

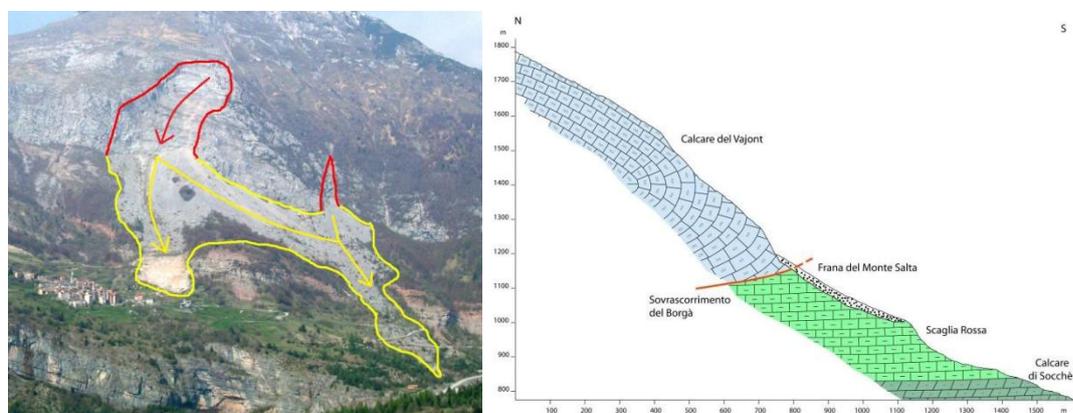
carsiche di maggior rilievo si riscontrano soprattutto nella parte alta del versante settentrionale del Monte Toc, in località Costa Vasei, dove affiora principalmente il Calcarea del Vajont e consistono in una serie di doline e inghiottitoi carsici. Altre forme dovute a questo fenomeno sono state individuate nei pressi della spalla sinistra della diga e lungo il sentiero CAI 905 (Figura 21), dove affiora la medesima litologia, e consistono solchi sub-paralleli, profondi da pochi centimetri a circa una decina, denominati *Karrenfelder*.



Figura 21 – Solchi carsici sul Calcarea del Vajont individuati lungo il sentiero CAI 905.

I fenomeni gravitativi, sono di certo i fenomeni che maggiormente contraddistinguono l'area di studio, e non solo per i volumi in gioco ma anche per la varietà con cui si presentano. L'intera area, infatti, è caratterizzata da forme e depositi dovuti a crolli, ribaltamenti e scorrimenti più o meno profondi, favoriti dall'elevata energia dei versanti e dall'assetto giaciturale spesso favorevole. Tralasciando l'evento del 9 ottobre 1963, argomento del paragrafo successivo, i fenomeni gravitativi di maggior rilievo sono la frana del Monte Salta (1674 e

successive), che in passato ha in parte distrutto l'abitato di Casso e la frana in località Le Spesse.



**Figura 22 – Frana del Monte Salta. In rosso sono evidenziate le zone di alimentazione, mentre in giallo quelle di accumulo.**

La frana del Monte Salta (Figura 22) si sviluppa lungo il versante meridionale dell'omonimo monte, dove le rocce fortemente fratturate e le giaciture a franapoggio, entrambe riconducibili al thrust del Borgà, danno vita a crolli e ribaltamenti di blocchi con volumi che vanno da pochi  $\text{dm}^3$  fino ad alcuni  $\text{m}^3$ . Ciò che ne deriva è un accumulo caotico di blocchi spesso ricoperti da detrito di versante.

La frana in località Le Spesse, staccatasi dal versante sudorientale del Monte Borgà e poggiante sul versante settentrionale del Monte Toc, è composta prevalentemente da Calcare del Vajont estremamente fratturato e poggia sul Flysch eocenico su di una superficie quasi orizzontale e ben visibile prima della costruzione del bacino. L'accumulo è tuttora interessato da fenomeni gravitativi dovuti soprattutto allo scalzamento al piede operato dal torrente Mesazzo (Figura 23).



**Figura 23 – Fenomeni gravitativi lungo il limite dell’accumulo di frana su cui sorge la frazione Pineda a causa dello scalzamento al piede operato dal torrente Mesazzo.**

Altri fenomeni gravitativi di minore importanza, sono stati individuati risalendo il torrente Mesazzo, dove a causa dell’erosione laterale operata dal torrente, si verificano instabilità lungo le pareti che lo bordano (Figura 24 A e 24 B); lungo il sentiero CAI 905 con parziale cedimento dello stesso (Figura 24 C) e all’interno del corpo di frana con formazione di coni detritici alla base delle pareti che lo delimitano (Figura 24 D).



Figura 24 – Fenomeni gravitativi lungo il Torrente Mesazzo (A e B), lungo il sentiero CAI 905 (C) e all'interno del corpo di frana (D).

Dopo i fenomeni gravitativi, l'erosione per dilavamento, è di certo la più diffusa nell'area di studio, e questo grazie alla presenza di grandi accumuli di materiale disgregato ed estese aree prive di vegetazione esposte agli agenti esogeni che ne modellano la superficie creando solchi all'interno del terreno che si accentuano rapidamente, allungandosi e procedendo a ritroso, moltiplicandosi e ramificandosi. Secondo la granulometria del materiale, dell'acclività del versante e dall'energia degli agenti erosivi, la superficie del versante viene suddivisa in numerose vallecole più o meno profonde, separate a loro volta da strette creste con micro versanti nudi in rapida evoluzione. Tipici fenomeni di erosione di questo tipo si riscontrano lungo la faglia del Col Tramontin, che rappresenta il limite orientale del coronamento e nella porzione orientale del corpo di frana (Figura 25).



Figura 25 – Tipiche forme di dilavamento ubicate lungo il limite orientale del coronamento e nella porzione orientale del corpo di frana.

### 3.2. MORFOLOGIA PRE E POST FRANA DEL 1963

La frana del 9 ottobre 1963, con i suoi 270 milioni di m<sup>3</sup> di roccia mobilitati lungo il versante settentrionale del Monte Toc, è quella che maggiormente ha modificato sia l'aspetto morfologico sia quello idrografico dell'intera valle, ostruendo il corso del torrente, che attualmente è deviato in una galleria scavata nel fianco destro della valle.

La comprensione della morfologia antecedente l'evento del 1963 ci è nota grazie ai lavori di Semenza, Müller e numerosi altri autori, effettuati prima del 9 Ottobre (Figura 26).

Gli elementi morfologici di maggior rilievo sono i due lobi (occidentale e orientale) situati lungo il versante settentrionale del Monte Toc e che rappresentano una parte della paleofrana ipotizzata da Semenza. Le rocce costituenti i due lobi appartengono agli strati sottili Fonzaso-Socchèr (Giurassico superiore e Cretacico inferiore) e Banchi di Socchèr (Cretacico inferiore e parte del superiore) mentre la parte adiacente al lobo occidentale e quella superiore ai due lobi corrispondono ad affioramenti di Calcere del Vajont (Giurassico medio) (Semenza, 2001).

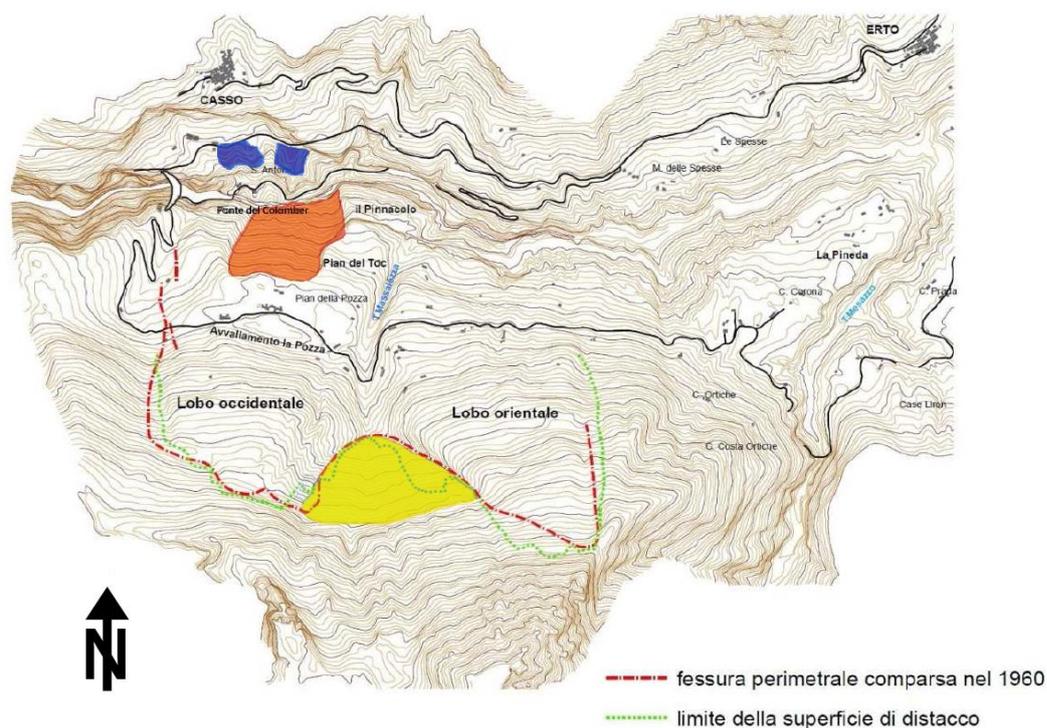


Figura 26 – Morfologia antecedente la frana del 9 ottobre 1963.

Un altro elemento di rilievo è rappresentato da una depressione situata nel lobo occidentale, denominato “Avvallamento La Pozza”, che si pensava fosse il margine meridionale della paleofrana. I successivi studi di Semenza hanno poi dimostrato che si trattava di una depressione dovuta al ripiegamento degli strati sottostanti (Semenza, 2001). Le reali dimensioni di quella che sarà la frana si ebbero nel 1960, quando comparve una frattura che bordava i due lobi e che in seguito corrisponderà grossomodo al coronamento della frana.

Altre aree di particolare importanza sono evidenziate in Figura 26. Quella in giallo, superficie che in seguito al franamento del '63 si raccorderà perfettamente al piano di scivolamento, rappresenta parte della vecchia superficie di scivolamento su cui si mobilità la paleofrana. Quella color arancio invece, rappresenta il limite della frana che si sviluppò lungo il margine settentrionale della paleofrana nel Novembre del 1960, quando una massa di circa  $800.000 \text{ m}^3$  di materiale, posta a 600 metri a monte della diga in località Piano della Pozza,

precipitò nel bacino, dando luogo a un'onda di 2 metri che, all'impatto con la superficie della diga si sollevò fino a un'altezza di 10 metri.

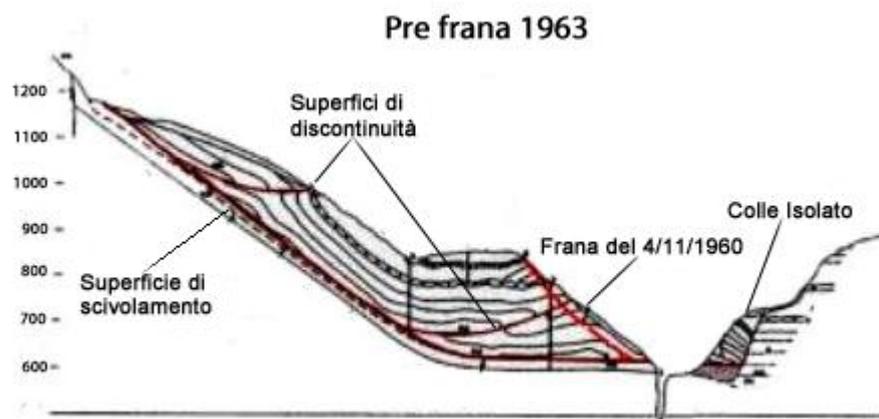


Figura 27 – Sezione 2, lobo occidentale prefrana. In evidenza la superficie di scivolamento relativa all'evento del '63, le superfici di discontinuità che hanno suddiviso la massa in blocchi, la frana che si staccò nel Novembre del 1960 e il Colle Isolato (Semenza, 1986 modificata).

In blu infine, ai piedi dell'abitato di Casso, sono evidenziate due piccole aree che rappresentano il Colle Isolato 1 e 2. Entrambi discordanti dal punto di vista giaciturale dagli affioramenti adiacenti, furono interpretati da Semenza come parti della paleofrana rimasti isolati dal resto dell'accumulo a causa dell'escavazione operata dal torrente Vajont del nuovo alveo. Quanto detto è stato ben rappresentato da Semenza con una rappresentazione palinspastica degli eventi dal post – glaciale al 1963 (Figura 29). Del Colle Isolato, parzialmente rimosso per via della costruzione della nuova strada che collega Longarone alla Val Cimoliana, ne resta un'esigua



Figura 28 – Il Colle Isolato oggi, visto da Est.

testimonianza in località Palestra di Roccia, e a differenza della posizione originaria risulta ruotato di circa  $90^\circ$  e sollevato di circa 70 m a causa della spinta esercitata dalla frana del 1963 (Figura 28).

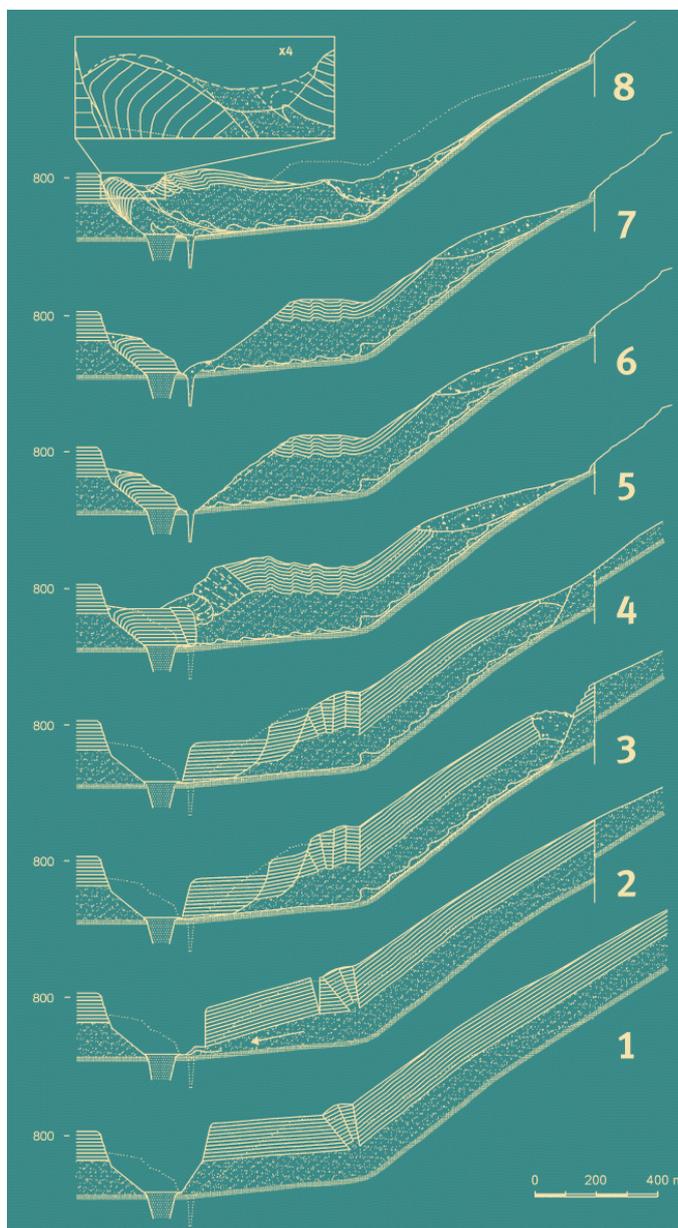


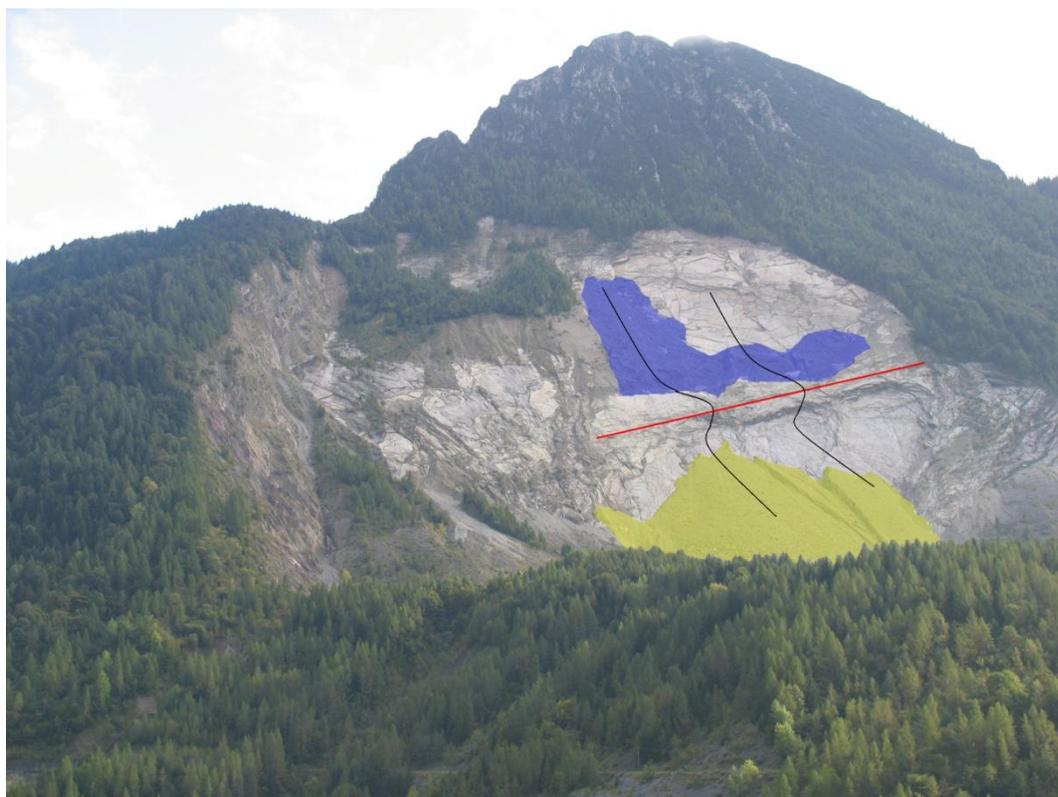
Figura 29 - rappresentazione palinspastica degli eventi a partire dal post – glaciale al 1963 tratta da [http://www.k-flash.it/mostra\\_vajont/index.html](http://www.k-flash.it/mostra_vajont/index.html) modificata.

Per quanto concerne la morfologia attuale della valle, gli elementi che la caratterizzano appartengono quasi esclusivamente al movimento franoso del 1963. Osservando il versante settentrionale del Monte Toc è ben visibile sia il coronamento, che si estende per una lunghezza complessiva di circa 4000 m, sia l'accumulo che occupa un'area di circa 1600000 m<sup>2</sup> e sovrasta il ciglio della diga di un centinaio di metri.

All'interno di quest'ultimo è ancora riconoscibile il vecchio alveo del torrente Massalezza che separa in due l'accumulo, e che attualmente presenta un'inclinazione opposta a quella originaria, testimonianza del movimento rotazionale subito dalla massa.

Altro elemento di particolare importanza sono le fratture rinvenute all'interno del corpo di frana con orientazione Est – Ovest, e interpretate come superfici di discontinuità che hanno suddiviso l'ammasso in blocchi permettendone lo scorrimento su di una superficie curva (Figura 27). Secondo Semenza rappresenterebbero le vecchie discontinuità formatesi con la paleofrana e riattivate durante il movimento del 1963 (Semenza, 2001).

La superficie di scivolamento invece, in parte ricoperta da falde detritiche e in parte, messa a giorno, è ancora oggi interessata da sporadici crolli e ribaltamenti di blocchi che avvengono lungo il coronamento. Nella parte orientale della superficie inoltre, a causa di una variazione delle pendenze imputabile alla presenza di una piega con asse in direzione NE – SW vi è una falda detritica sospesa composta sia da materiale trattenuto durante l'evento del 1963 sia da materiale staccatosi in seguito (Figura 30).



**Figura 30 – Parte orientale della superficie di scivolamento. In blu la falda detritica sospesa, in rosso l’asse della piega e in nero l’andamento della superficie di scivolamento che passa da una pendenza di  $37^\circ - 38^\circ$  a  $45^\circ - 47^\circ$  allontanandosi verso Sud dall’asse della piega. In gialle invece una falda detritica posta ai piedi della superficie di scivolamento.**

Le variazioni morfologiche subite dalla valle in seguito all’evento del 1963 sono osservabili nei tre profili, tutti orientati in direzione N – S e relativi ai lobi orientale e occidentale e al vecchio alveo del torrente Massalezza situato tra i due (Figura 31 – 32).

Per ogni profilo è stata calcolata la superficie, e successivamente il volume moltiplicando l’area ottenuta per un metro lineare, e fatto inoltre un confronto tra i volumi dei profili antecedenti la frana e quelli successivi (Tabella 1).

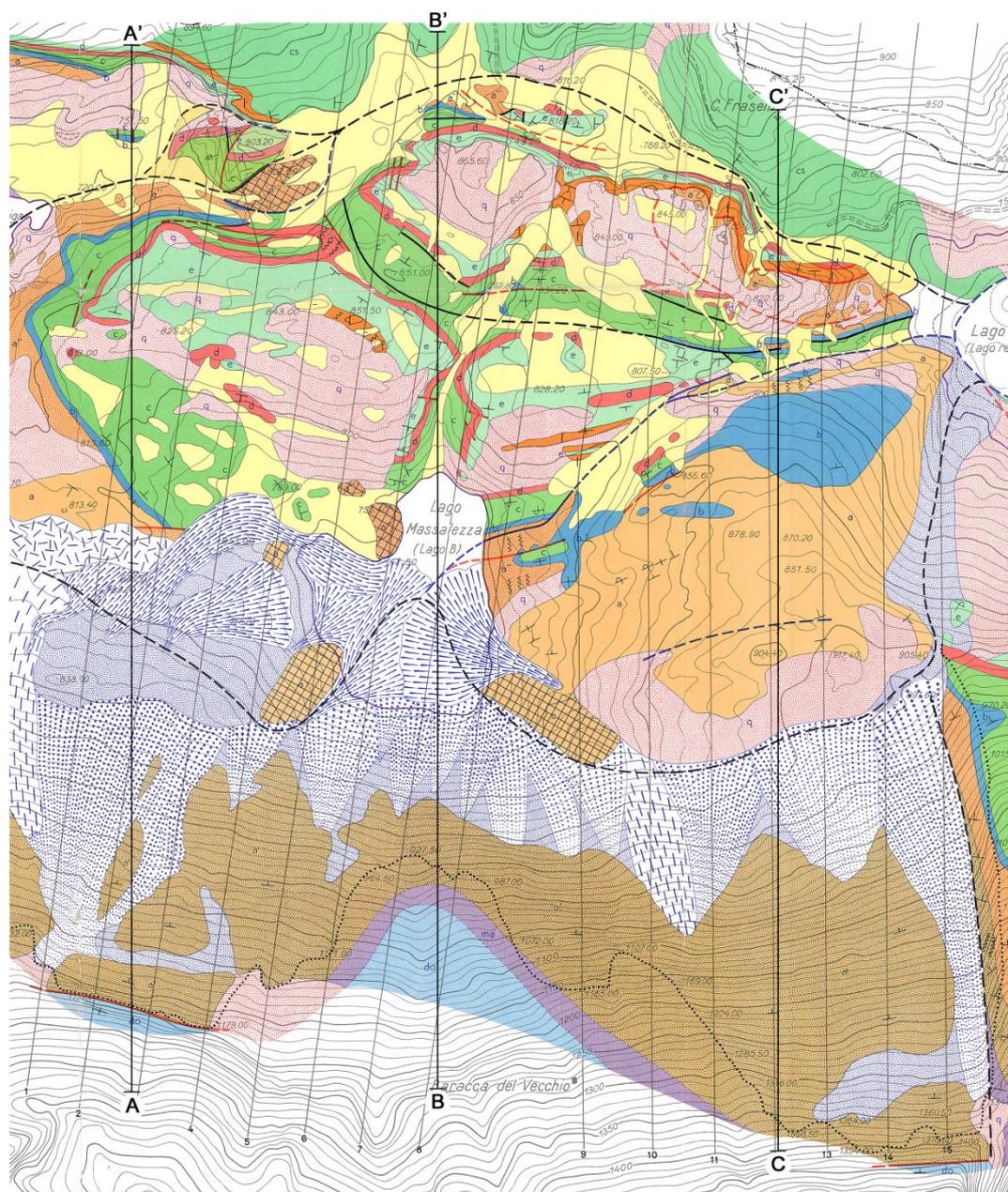


Figura 31 – Tracce dei profili utilizzando come base cartografica la carta geologica redatta da Rossi e Semenza.

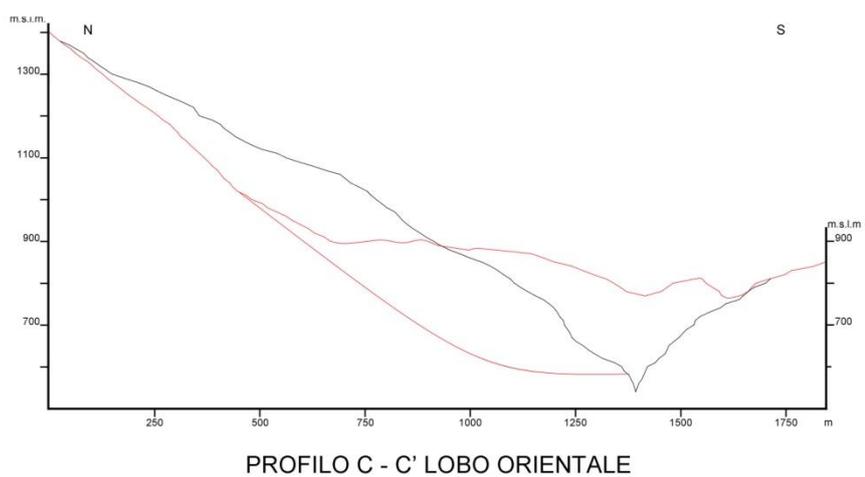
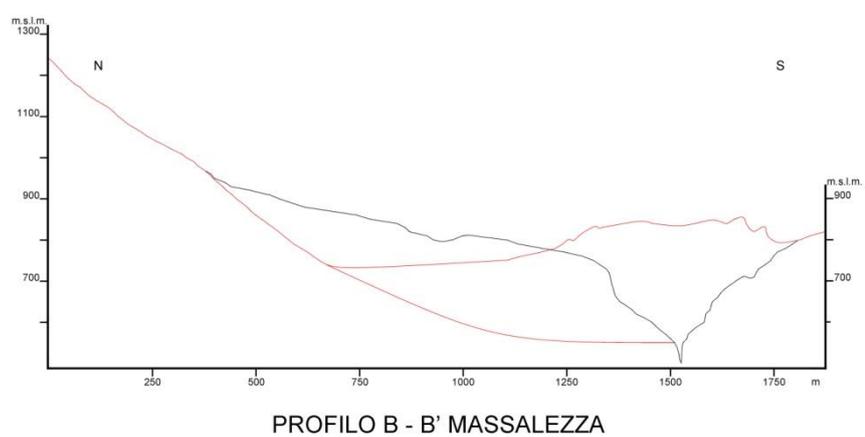
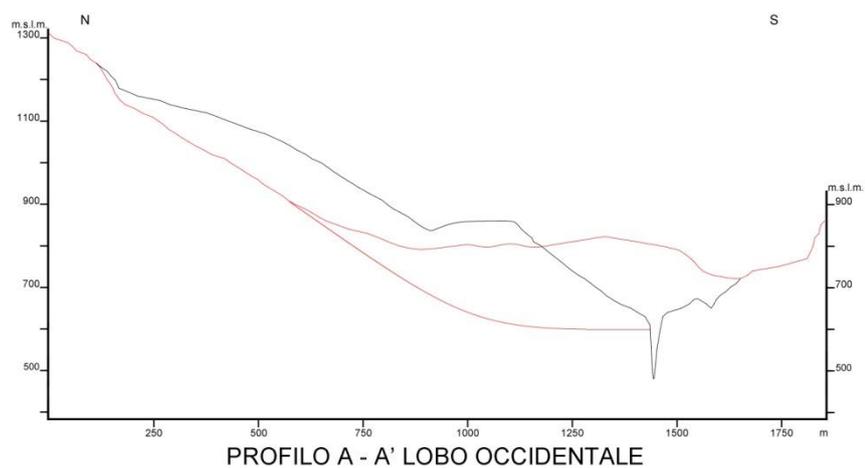


Figura 32 – Profili topografici. In nero il profilo della valle prima del movimento franoso, in rosso quello dopo il 1963 e la superficie di scivolamento.

Sezione	Pre evento 1963	Post evento 1963	$\Delta V$ [m <sup>3</sup> ]
	[m <sup>3</sup> ]	V[m <sup>3</sup> ]	
Lobo Occidentale (A – A')	157500	129025	-28475
Massalezza (B – B')	150125	178200	28075
Lobo Orientale (C – C')	174550	174350	-200

Tabella 1 – Volumi delle sezioni antecedenti e successive la frana del 1963 e differenza fra essi.

La differenza volumetrica riscontrata nel lobo occidentale con 28475 m<sup>3</sup> di materiale in meno rispetto al volume misurato nella sezione relativa al prefrana e un aumento invece nella sezione adiacente è imputabile probabilmente al fatto che procedendo da Est a Ovest, la profondità della superficie di scivolamento diminuisce notevolmente e che la frana in quell'area non si è mossa perfettamente in direzione N – S ma mediamente con un angolo di circa 9° verso Est come dimostrano i vettori spostamento in Figura 33 e i valori in Tabella 2.

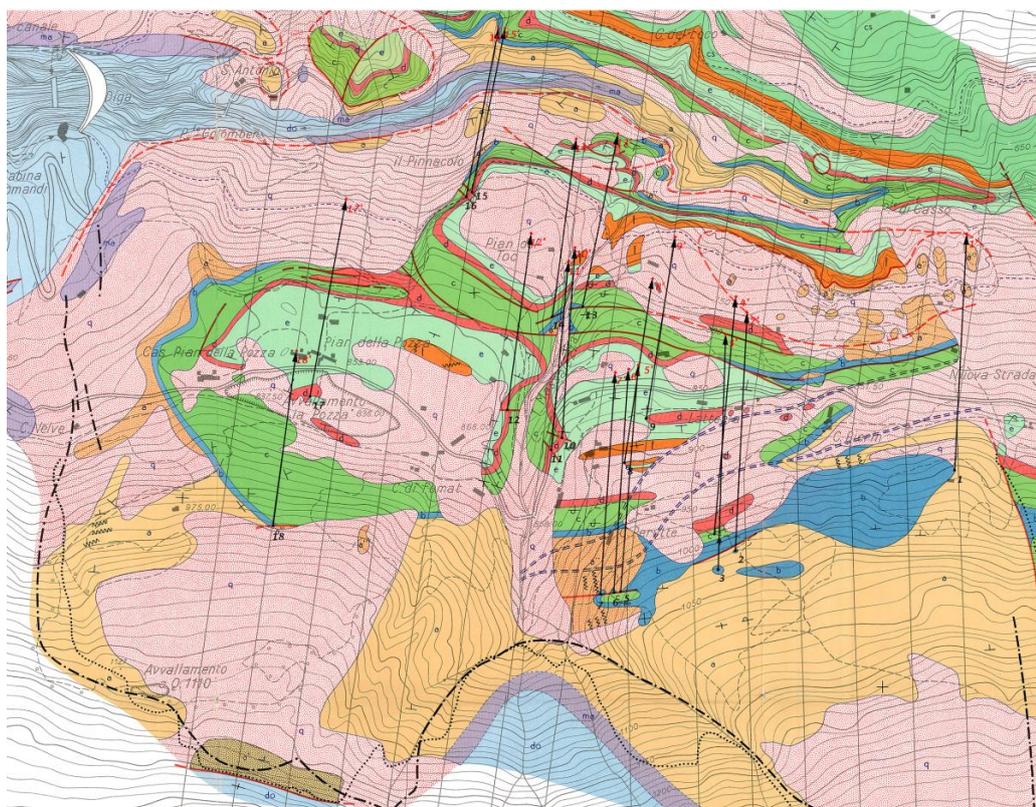


Figura 33 – Vettori spostamento ottenuti confrontando la posizione di punti comuni sulle carte geologiche relative al pre e al post frana redatte da Rossi e Semenza.

SPOSTAMENTI 3D												
P.to	Coordinate Punti Pre [m]			Coordinate Punti Post [m]			Spostamento [m]	Direzione (°E)	Lobo			
	x	y	z	x'	y'	z'						
1	2.315.887,993	5.126.490,520	953,3	2.315.910,978	5.126.956,287	708	526,915	3,5	Lobo Orientale			
2	2.315.459,069	5.126.331,869	1020	2.315.481,559	5.126.801,505	855	498,286	3	Lobo Orientale			
3	2.315.424,673	5.126.295,356	1300	2.315.439,490	5.126.758,643	844,6	649,803	2	Lobo Orientale			
4	2.315.417,265	5.126.364,148	990	2.315.459,334	5.126.831,668	833,3	494,873	5	Lobo Orientale			
5	2.315.233,908	5.126.250,642	1006,2	2.315.267,246	5.126.696,730	781,3	500,685	4,5	Lobo Orientale			
6	2.315.222,002	5.126.248,261	1002,3	2.315.249,783	5.126.688,793	776,3	495,899	4	Lobo Orientale			
7	2.315.196,602	5.126.246,673	985,7	2.315.222,002	5.126.680,061	770,9	484,365	3,5	Lobo Orientale			
8	2.315.241,052	5.126.504,642	910	2.315.296,615	5.126.866,593	804,6	381,058	8,5	Lobo Orientale			
9	2.315.283,915	5.126.591,955	881,3	2.315.338,684	5.126.949,937	820,5	367,216	9	Lobo Orientale			
10	2.315.119,608	5.126.553,061	862,5	2.315.144,214	5.126.927,712	798,5	380,874	4	Lobo Orientale			
11	2.315.098,177	5.126.528,455	856,7	2.315.130,721	5.126.900,724	793,3	379,029	5	Lobo Orientale			
13	2.315.159,296	5.126.812,618	780	2.315.227,558	5.127.153,931	810	349,363	11,5	Lobo Orientale			
				Valore medio			<b>459,030</b>	<b>5,3</b>				
12	2.315.011,658	5.126.608,624	848,3	2.315.058,489	5.126.957,874	802	355,405	7,5	Lobo Occidentale			
14	2.315.099,764	5.126.790,393	790	2.315.147,389	5.127.142,819	815	356,507	8	Lobo Occidentale			
15	2.314.942,601	5.127.038,043	740	2.315.007,689	5.127.361,418	840	344,685	11,5	Lobo Occidentale			
16	2.314.930,695	5.127.027,725	730	2.314.994,989	5.127.359,037	835	353,449	10,5	Lobo Occidentale			
17	2.314.626,688	5.126.634,818	840	2.314.694,475	5.127.019,787	820	391,403	10,5	Lobo Occidentale			
18	2.314.553,663	5.126.379,230	997,5	2.314.600,812	5.126.723,718	788,6	405,628	8	Lobo Occidentale			
				Valore medio			<b>367,846</b>	<b>9,3</b>				

Tabella 2 - Calcolo dei vettori spostamento

### 3.3. IDROLOGIA E ASSETTO IDROGEOLOGICO

Dal punto di vista climatico, l'area in esame è caratterizzata da una piovosità particolarmente intensa nei mesi estivi e autunnali, con i rispettivi picchi nel mese di giugno e novembre, e da abbondanti nevicate durante i periodi invernali.

Dall'istogramma in Figura 34 A, relativo al pluviometro situato prima in prossimità della diga poi a Erto dopo l'evento del 1963, è possibile osservare la distribuzione annua delle piogge riferita a un periodo di misurazione di 35 anni, per un valore medio di circa 1469 mm l'anno. In Figura 34 B invece, è evidenziata la distribuzione delle precipitazioni nel solo 1963, da cui si nota una sostanziale differenza con i valori medi. Qui, infatti, le precipitazioni più abbondanti si concentrano soprattutto nel mese di agosto e novembre, con rispettivamente circa 253,4 mm e 393,7 mm di pioggia caduta.

L'osservazione di questi diagrammi permette di constatare che le piogge totali del mese di ottobre 1963 sono decisamente inferiori rispetto alla media dei 35 anni, precedute tuttavia da un mese di settembre leggermente più piovoso. Da osservare anche che il mese di agosto 1963 è molto più piovoso della rispettiva media mensile.

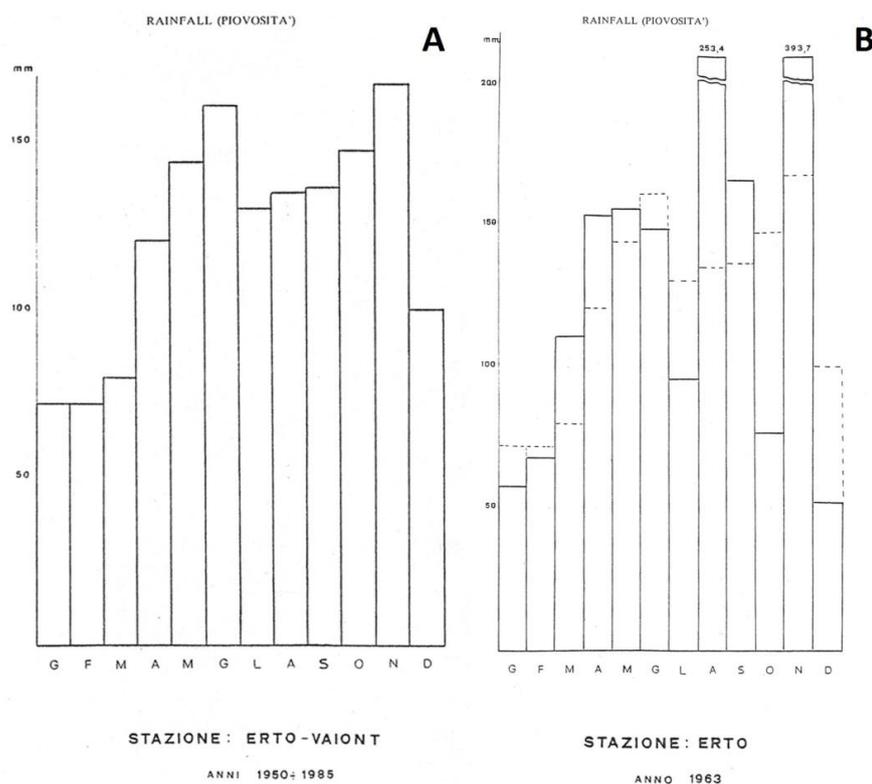


Figura 34 – Istogrammi delle precipitazioni relativi alla stazione pluviometrica di Ertò (Besio, 1986).

Dal punto di vista idrogeologico invece, il comportamento dei due versanti adiacenti a quello che era il vecchio alveo del torrente Vajont è molto diverso. In destra idrografica si riscontrano numerose sorgenti, poste soprattutto al contatto tra la Scaglia Rossa e il Flysch eocenico, caratterizzate da una buona portata e quasi tutte captate. Nel versante in sinistra idrografica invece, quello del Monte Toc, non si riscontrano venute d'acqua nemmeno dopo lunghi periodi di pioggia.

A oggi, il lavoro che meglio descrive le caratteristiche idrogeologiche della frana del Vajont è quello di Hendron e Patton (Hendron e Patton, 1985), che in seguito all'identificazione di una serie d'interstrati argillosi all'interno del Fonzaso, ipotizzarono la presenza di due acquiferi isolati tra loro.

Secondo Semenza, i due acquiferi s'intestano uno al passaggio tra le F. di Socchèr e la F. di Fonzaso e l'altro nel sottostante Calcere del Vajont. Questa ipotesi era avvalorata, secondo Hendron, Patton e Semenza, dalle differenze nei

valori ottenuti dalle misurazioni eseguite dal 1961 al 1963 nei quattro piezometri installati nel corpo di frana (Figura 35).

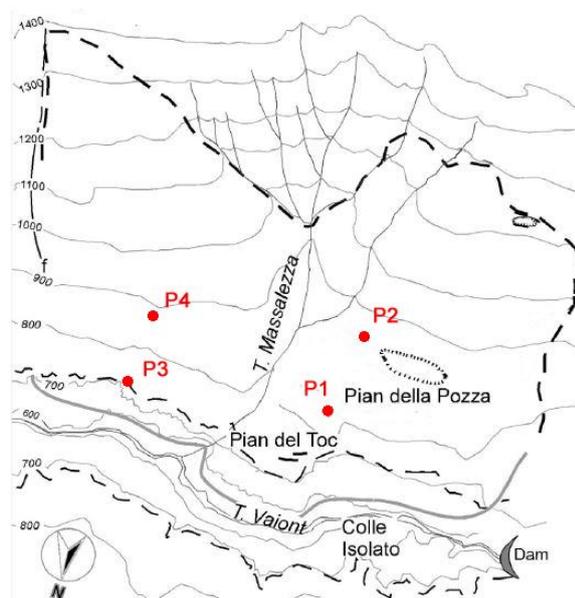


Figura 35 – Ubicazione dei piezometri installati nel corpo di frana (Semenza e Ghirotti, 2000 modificata).

Il primo più superficiale, presentava rapide variazioni del livello di falda al variare del livello dell'acqua all'interno del bacino e in seguito a prolungati periodi piovosi. Nel secondo invece, intestandosi sotto quello che sarà il piano di scivolamento, in rocce con permeabilità minore e alimentato dalla sommità del Monte Toc attraverso fratture e cunicoli di natura carsica, le variazioni all'interno dei piezometri avvenivano in maniera graduale e senza risentire delle variazioni del livello dell'acqua nel bacino (Hendron & Patton, 1985).

Secondo Ghirotti invece, la struttura del Monte Toc rappresenta un multiacquifero costituito da tre differenti falde (Figura 36), la terza più profonda s'intesterebbe all'interno della Formazione di Soverzene e nella Dolomia Principale, alimentata dal versante meridionale del Monte Toc e limitato superiormente dalla Formazione di Igne (Ghirotti, 1994). A questa si succedono l'acquifero contenuto

nel Calcare del Vajont e quello contenuto nel Calcare di Socchèr e strati sottili Fonzaso – Socchèr precedentemente descritti.

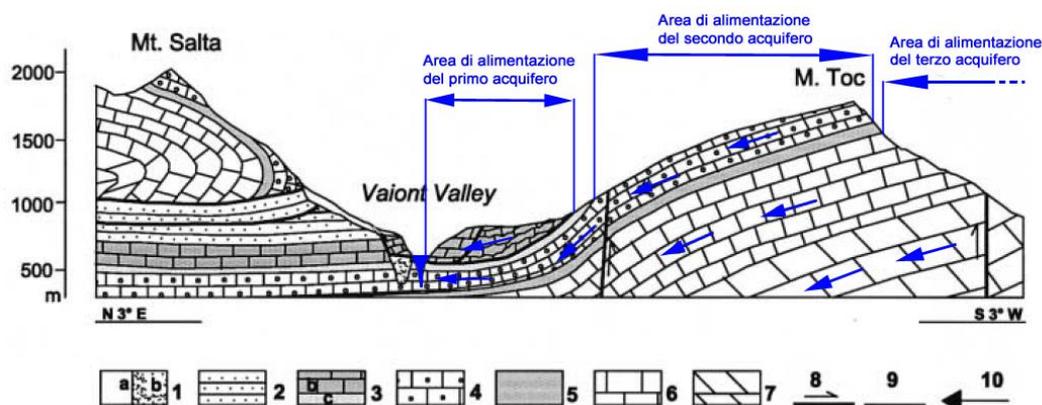


Figura 36 – Schema dell’assetto idrogeologico del versante settentrionale del Monte Toc prima della frana del 9 ottobre 1963. In legenda: 1a Coltri Quaternarie; 1b Ghiaie alluvionali stratificate; 2 Scaglia Rossa; 3b Formazione di Socchèr; 3c Rosso Ammonitico e Formazione di Fonzaso; 4 Calcare del Vajont; 5 Formazione di Igne; 6 Formazione di Soverzene; 7 Dolomia Principale; 8 Faglie e Sovrascorrimenti; 9 Superficie di scivolamento; 10 Linee di Flusso (Ghirotti, 1994 modificata).

Dei quattro piezometri installati gli unici a fornire valori utilizzabili furono il P1, il P2 e il P3, e di questi solo il P2 raggiungeva l’acquifero racchiuso nel Calcare del Vajont. Quest’ultimo, infatti, era l’unico a non risentire delle oscillazioni del livello idrico del bacino e presentava livelli piezometrici più elevati degli altri due.

Da giugno del 1962 però, i tre piezometri iniziarono a segnare tutti lo stesso livello e secondo Hendron e Patton ciò era dovuto alla rottura del piezometro P2 in seguito ai movimenti della frana. L’interruzione, infatti, posta a quota 687 m, era compatibile con la posizione del piano di scivolamento ipotizzato da Semenza. Ne risulta quindi, che P2 non era più influenzato dalle condizioni presenti nel secondo acquifero bensì da quelle presenti nel primo.

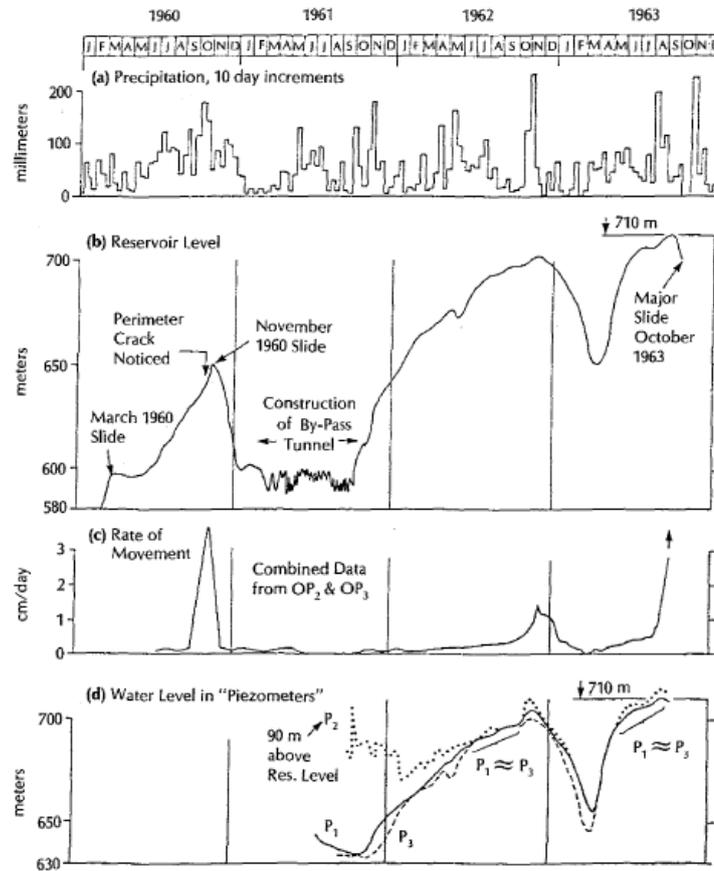


Figura 37 – Diagrammi comparati tra l’entità delle precipitazioni (mm/10 giorni), i livelli del bacino, le velocità della frana (cm/giorno) e i livelli dei piezometri dal ’60 al ’63 (Hendron e Patton, 1985).



## **4. RILIEVO GEOMECCANICO E CLASSIFICAZIONE DELL'AMMASSO ROCCIOSO**

### **4.1. RILIEVO GEOMECCANICO**

Al fine di ottenere una caratterizzazione di tipo geomeccanica dell'area in esame, è stato eseguito un rilievo geomeccanico di dettaglio.

Questo tipo di rilievo è utilizzato per discriminare le proprietà degli ammassi rocciosi mediante il rilevamento diretto delle proprietà caratteristiche della roccia e il censimento delle discontinuità significative dei blocchi costituenti l'ammasso roccioso, questo perché le discontinuità rappresentano il punto debole dell'ammasso, dove le resistenze al taglio sono notevolmente inferiori a quelle della roccia intatta. Da quanto detto risulta evidente che le discontinuità siano il luogo dove è più probabile che avvenga la rottura e il collasso strutturale dell'ammasso, soprattutto nel caso in cui le giaciture abbiano un'orientazione tale da favorire situazioni d'instabilità dei singoli blocchi. Tale rilievo, composto da 89 stazioni geomeccaniche (Figura 38), di cui: 48 nella zona di accumulo, 33 fuori frana e 8 sul piano di scivolamento, ha come scopo ultimo quello di suddividere la zona in domini areali, in cui si riscontrano caratteristiche simili e di fornire i valori di angolo d'attrito e coesione, che rappresentano la resistenza al taglio disponibile dai vari sistemi di discontinuità.



Figura 38 – Ortofoto dell'area in esame con ubicazione delle stazioni geomeccaniche effettuate.

#### 4.1.1. STAZIONI GEOMECCANICHE

La procedura d'indagine adottata fa riferimento agli standard proposti dall'ISRM (International Society for Rock Mechanics), che denotano quali sono i parametri da prendere in considerazione e le modalità per ricavarli. Quest'operazione è stata eseguita mediante l'utilizzo di schede di campagna (Figura 41) su cui sono state annotate tutte le misurazioni effettuate.

Su ciascuna scheda di campagna è indicata la data di esecuzione del rilievo, la posizione dell'affioramento investigato (Es: "Corpo di frana", "Piano di scivolamento", etc.), le dimensioni di quest'ultimo, l'aspetto, la litologia, nonché tutti i parametri utili per la caratterizzazione geomeccanica dell'ammasso:

- Giacitura del fronte: la giacitura del versante deve essere espressa mediante il valore dell'azimut della linea di massima pendenza

(immersione, dip direction) e dell'inclinazione di questa rispetto all'orizzontale (inclinazione, dip)

- Spaziatura dei giunti appartenenti alla stessa famiglia (analisi soggettiva): distanza in cm sulla normale alle superfici dei giunti intersecanti la linea di scansione appartenenti a una specifica famiglia individuata dai valori d'immersione e inclinazione (Figura 39);
- Progressiva (analisi oggettiva): individuazione di tutte le discontinuità intersecanti, la linea di scansione e per ognuna misurata la distanza dall'inizio di quest'ultima e i valori d'immersione e inclinazione. Le giaciture delle superfici dei giunti sono descritte attraverso l'inclinazione rispetto all'orizzontale e la direzione d'immersione della linea di massima pendenza, misurata in senso orario partendo dal Nord. Tramite questa coppia di grandezze l'orientazione di un piano nello spazio è definita univocamente. Questi valori sono stati affiancati da un codice letterale che stabilisce le condizioni degli estremi della discontinuità: I = terminazione in roccia intatta, A = terminazione contro un'altra discontinuità, O = terminazione fuori affioramento e non visibile;
- $J_v$ : numero di discontinuità che intersecano un volume di roccia dato. Per ogni affioramento sono state predisposte tre linee verticali, tre orizzontali e tre oblique rispettivamente di 1 m, 1,5 m e 2 m. Delle tre misure veniva fatta poi una media per ottenere il valore di  $J_v$ ,  $J_h$  e  $J_o$  rappresentativo;
- Apertura: la distanza tra le pareti della discontinuità. Nello sviluppo del metodo di classificazione dell'ammasso è necessario conoscere il grado di apertura dei giunti, poiché per discontinuità aperte risulta nulla la resistenza a taglio;
- Riempimento: tipo di riempimento di discontinuità aperte;
- Condizioni di umidità: eventuale presenza d'acqua all'interno del giunto;
- Irregolarità delle discontinuità: la rugosità delle pareti delle discontinuità è una caratteristica importante per la valutazione delle resistenze disponibili lungo il piano stesso (Barton e Choubey, 1977). In genere, essa è caratterizzata da ondulazione a grande scala e da rugosità vera e

propria (o irregolarità della superficie) a scala minore. L'ondulazione a grande scala è difficilmente apprezzabile in affioramento (a meno di manifestazioni macroscopiche) e si fanno osservazioni qualitative (superfici planari, regolari, ondulate, seghettate) mentre la rugosità è valutabile secondo il metodo proposto da Barton e Choubey (1977) per mezzo di un profilometro (Shape Tracer o pettine di Barton). In pratica il profilometro è in grado di riprodurre il profilo delle pareti delle discontinuità lungo un tratto di 10 cm. Tale profilo può essere confrontato con quelli riportati in una tabella di dieci profili standard. A ciascuno dei dieci profili standard corrisponde un indice di rugosità (JRC – Joint Roughness Coefficient) variabile tra 0 (superficie perfettamente liscia) a 20 (superficie estremamente rugosa);

- **Compattezza:** è la resistenza a compressione uniassiale delle pareti delle discontinuità, può essere stimata tramite prove sclerometriche che possono essere eseguite in campagna sugli affioramenti di roccia attraverso l'utilizzo dello sclerometro o "Martello di Schmidt". Il "Martello di Schmidt", strumento costituito da un cilindro con punta rientrante, misura l'altezza di rimbalzo di una massa nota sulle pareti di roccia delle discontinuità. L'altezza di rimbalzo è definita per mezzo di un indice che è proporzionale alla resistenza a compressione della roccia. Misurando il rimbalzo della massa battente dopo un urto, si è in grado di stimare l'assorbimento anelastico della roccia e quindi la sua resistenza all'urto.
- **G.S.I. (Geological Strength Index):** è uno dei tanti indici usati per caratterizzare un ammasso roccioso. Viene valutato mediante un grafico, dove le caratteristiche strutturali dell'ammasso in termini di grado di fatturazione e disturbo tettonico sono intercorrelate con le caratteristiche della superficie delle discontinuità in termini di rugosità, alterazione e riempimento della frattura (Figura 40). Una volta definite queste due caratteristiche, viene assegnato all'affioramento un valore numerico o una sigla, si è preferito però assegnare una coppia di valori definendo

quindi un'area nel quale il valore ricade in modo da tener presente la variabilità intrinseca della roccia.



Figura 39 – Linea di scansione in una stazione geomeccanica. In rosso le famiglie di discontinuità che la intersecano.

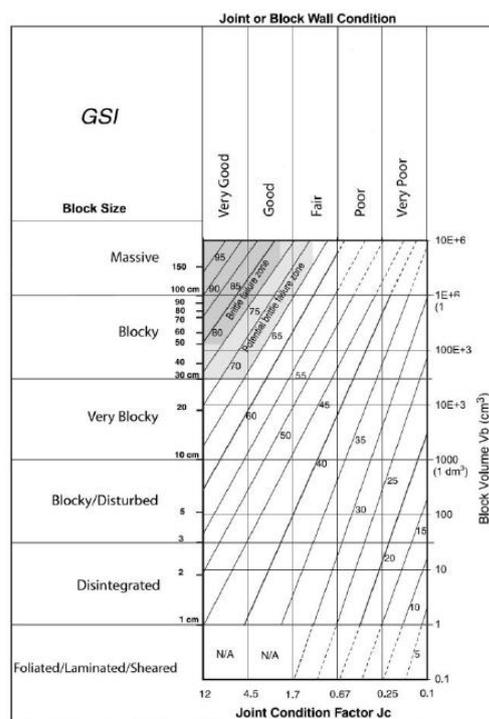


Figura 40 – Grafico utilizzato per il GSI (Cai e Kaiser, 2004).



## 4.2. DOMINI AREALI

### 4.2.1. DOMINI SU BASE GEOGRAFICA

Dal rilievo geomeccanico effettuato e dall'analisi dei dati ottenuti, è stato possibile suddividere l'area di studio in diversi domini a seconda della caratteristica presa in considerazione.

Una prima suddivisione può essere fatta sulla sola base geografica, dall'analisi quindi di foto aeree e osservazioni di campagna (Figura 42). Prendendo come punto di partenza il coinvolgimento o meno delle superfici nell'evento del 1963 è possibile suddividere l'area in tre zone, quella di accumulo, quella non interessata dal movimento franoso e quella in cui affiora il piano di scivolamento.

Quest'ultima a causa delle variazioni morfologiche e strutturali è stata ulteriormente suddivisa in tre zone, lobo occidentale, orientale e zona del Massalezza.

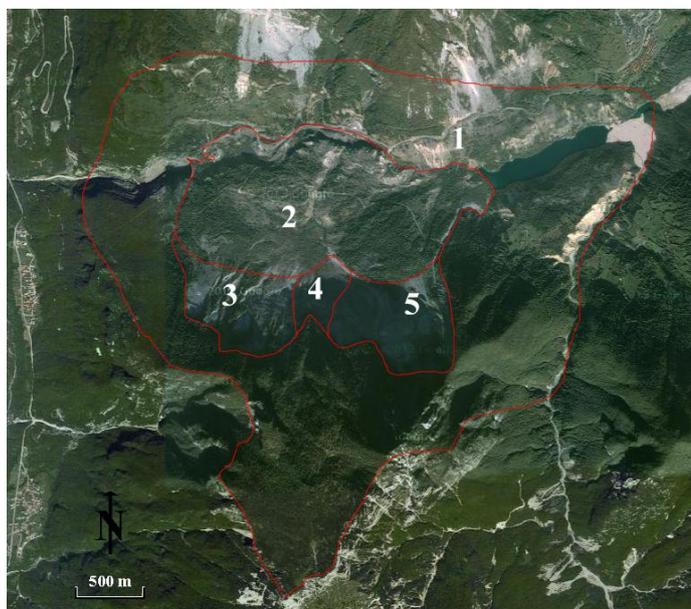
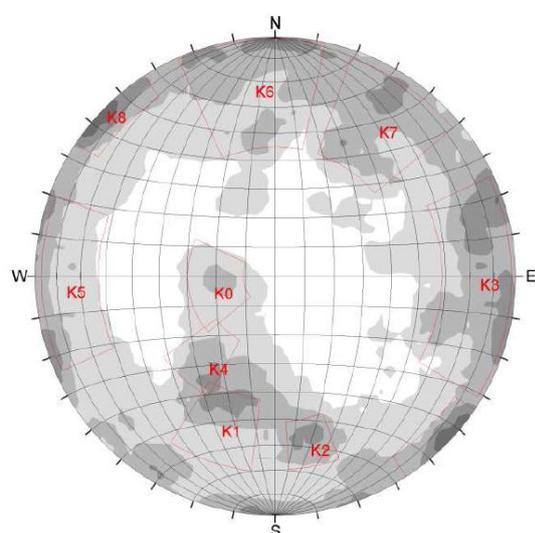


Figura 42 – Domini ottenuti su base geografica. 1 zona fuori frana; 2 zona di accumulo; 3 lobo occidentale; 4 zona del Massalezza; 5 lobo orientale.

#### 4.2.2. ANALISI DELLE ORIENTAZIONI DELLE FAMIGLIE DI DISCONTINUITÀ

Dall'analisi delle giaciture rilevate è stato possibile definire le famiglie di discontinuità rappresentative dell'intera area di studio. I risultati ottenuti mostrano nove famiglie di discontinuità (J\_Set), che saranno successivamente confrontate con quelle relative ai domini precedentemente definiti.



J_Set	Dip/dir	Dip
K1	20	55
K2	348	60
K3	270	74
K4	38	37
K5	88	76
K6	174	70
K7	214	66
K8	135	89
K0	82	21

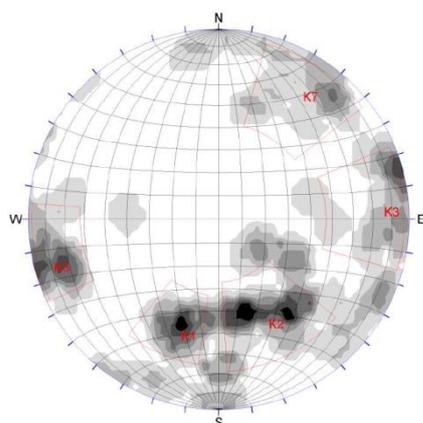
Figura 43 – Stereogramma rappresentativo di tutte le giaciture rilevate nell'area di studio.

- Piano di scivolamento.

Dai valori riguardanti il piano di scivolamento e dal confronto degli stessi con quelli delle nove famiglie caratterizzanti l'intera area, è emersa la mancanza di alcuni sistemi di discontinuità e la variazione dell'immersione del sistema riferibile al piano di scivolamento, che varia muovendosi da Est verso Ovest, dai 23° N ai 333° N passando, nella fascia del Massalezza per valori di 3° N.

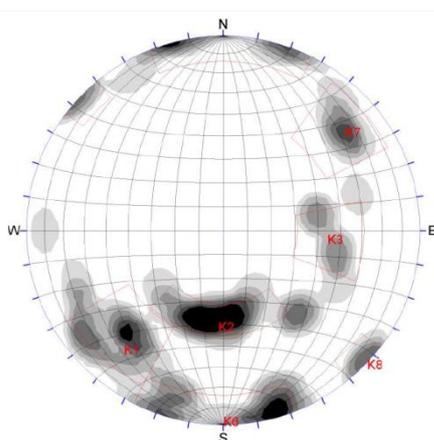
Osservando lo stereogramma relativo alla porzione orientale del piano di scivolamento (Figura 44), si nota la scomparsa dei sistemi K4, K6, K8 e

K0, e una possibile correlazione tra le famiglie K3 e K5 che si presentano con un'inclinazione degli strati quasi verticali. Le famiglie rappresentative il piano di scivolamento (Ps) sono K1 e K2.



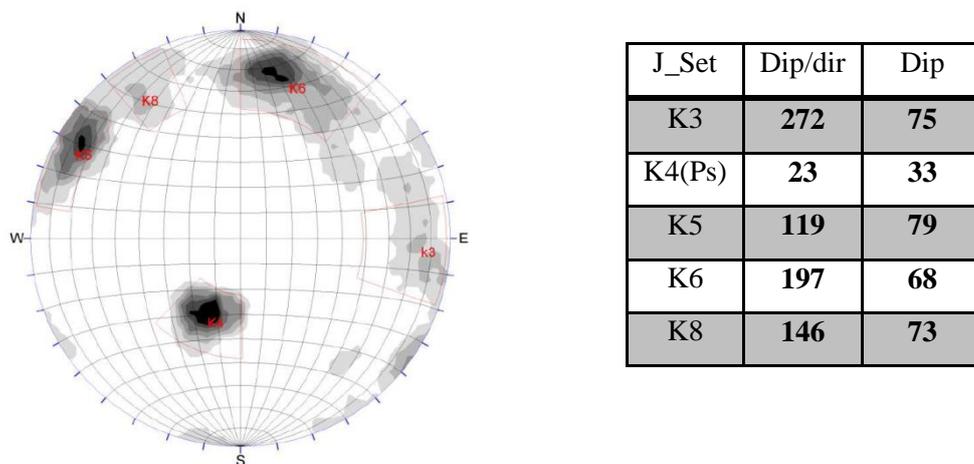
J_Set	Dip/dir	Dip
K1	19	51
K2(Ps)	333	48
K3	265	76
K5	76	78
K7	213	70

Figura 44 – Stereogramma delle giaciture riscontrate nel lobo orientale (dominio 5).



J_Set	Dip/dir	Dip
K1	41	66
K2(Ps)	003	38
K3	271	44
K6	360	84
K7	229	71
K8	312	88

Figura 45 – Stereogramma delle giaciture riscontrate nell'area del Massalezza (dominio 4).



**Figura 46 - Stereogramma delle giaciture riscontrate nel lobo occidentale (dominio 3).**

Nell'area del Massalezza, la famiglia K2, rappresentante il piano di scivolamento, assume valori di immersione quasi in direzione N – S (Figura 45).

Nella parte occidentale del piano di scivolamento invece, si ha che K4 è quella rappresentante gli strati della superficie di scivolamento, mentre le famiglie K5 e K6 risultano essere le più evidenti, ma con K5 leggermente ruotata.

- Zona di accumulo.

All'interno del corpo di frana si ritrovano quasi tutte le famiglie di discontinuità, ma con un'elevata dispersione. Compare inoltre, un nuovo sistema con valori 030/16 che sarà indicato con R, interpretato come la rotazione, dovuta alla forma a sedile della superficie di scivolamento, del sistema di fratture rappresentativo del piano di scivolamento.

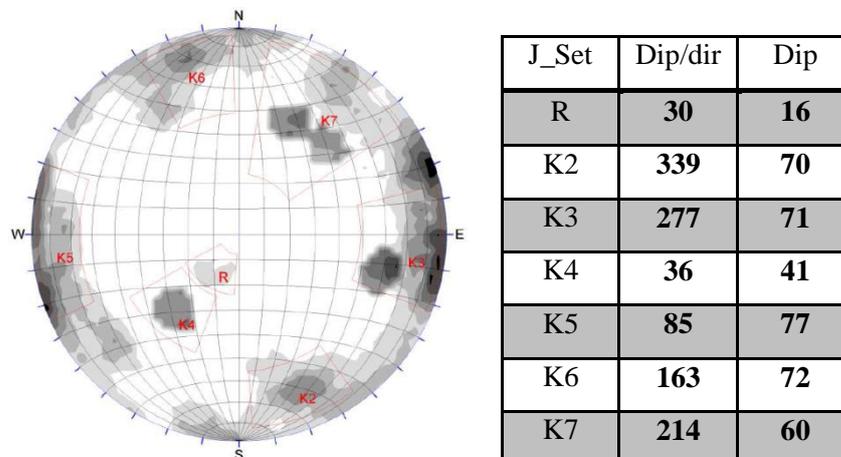


Figura 47 – Stereogramma delle giaciture riscontrate nella zona di accumulo (dominio 2).

- Zona fuori frana.

Dall'analisi delle giaciture relative all'area non interessata dal movimento franoso, ritroviamo otto delle nove famiglie di discontinuità riscontrate. K5, infatti, pur essendo presente non risulta essere rappresentativa.

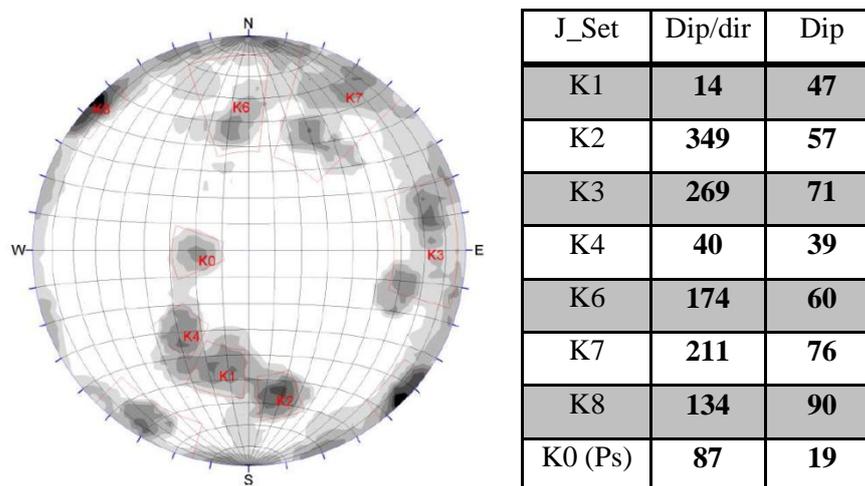


Figura 48 – Stereogramma delle giaciture riscontrate nell'area fuori frana (dominio 1).

I domini K1, K2, K4 e K0 rappresentano la medesima superficie di strato e questo ha permesso un'ulteriore suddivisione del dominio 1 in due sottodomini (1A e 1B) caratterizzati rispettivamente dalla presenza dei sistemi K1, K2 e K4, K0.

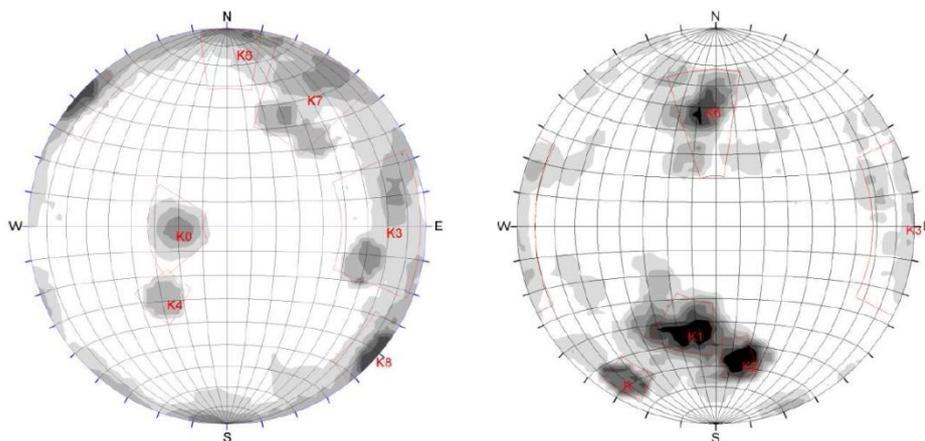


Figura 49 - Stereogramma delle giaciture riscontrate nei due sottodomini (1B a sinistra e 1A a destra).

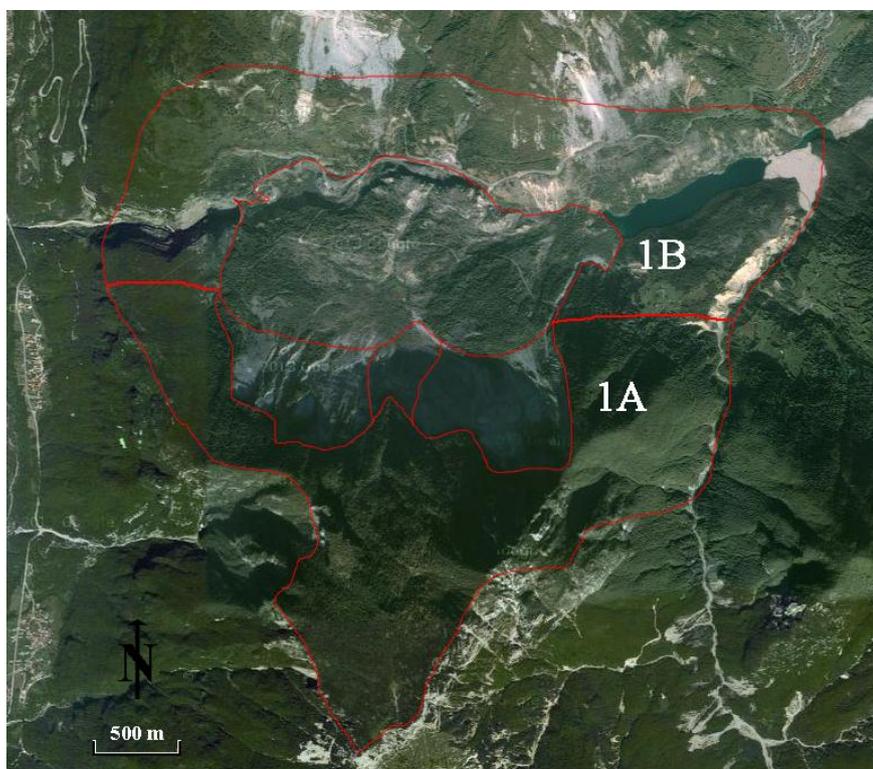


Figura 50 – Sottodomini 1A e 1B.

### 4.2.3. DOMINI SU BASE LITOLOGICA

Passando ad una caratterizzazione puramente litologica dei domini definiti all'interno dell'area di studio, saranno successivamente elencati i vari domini e le litologie affioranti in essi. La legenda utilizzata per classificare le diverse litologie è quella proposta da Rossi e Semenza e sono stati volutamente esclusi in quest'analisi i depositi quaternari e quelli legati ai fenomeni gravitativi al fine di evitare errori nella valutazione del substrato.

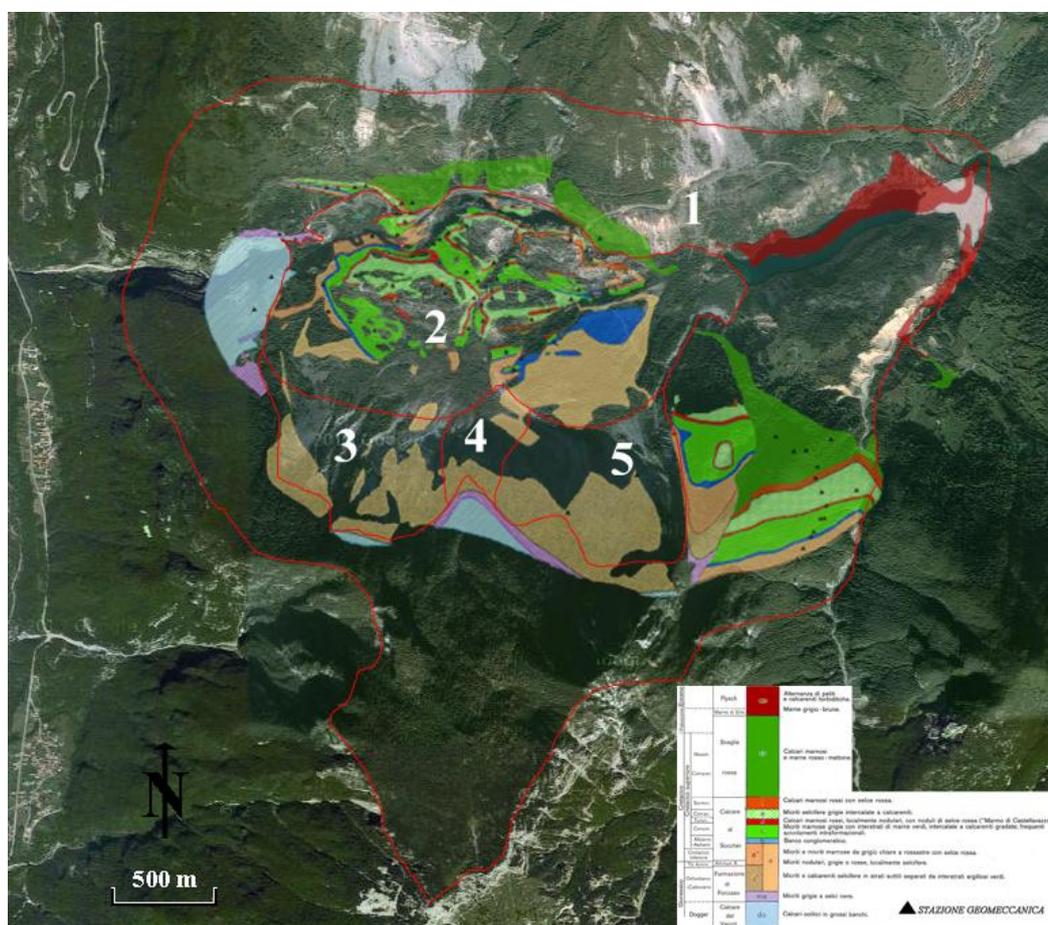


Figura 51 – Litologie affioranti nei domini precedentemente definiti.

- Zona fuori frana.

Identificata come dominio 1, la zona non coinvolta dal movimento franoso del '63 presenta in affioramento tutte le litologie rilevate nell'area di studio, dal Calcarea del Vajont al Flysch Eocenico.

Nella parte più orientale, dove ritroviamo una condizione strutturale alquanto complessa, affiora l'intera successione stratigrafica, mentre a sud l'anticlinale che sovrasta la Val Gallina, fa affiorare il calcarea del Vajont su un'area piuttosto estesa.

- Zona di accumulo.

La distribuzione alquanto omogenea delle litologie affioranti in quest'area non permette un'ulteriore suddivisione su base litologica del dominio definito in precedenza come dominio 2. Le rocce affioranti costituiscono l'intera serie della Formazione del Calcarea di Socchèr spesso, però, ricoperti da sedimenti depositati dall'onda.

- Superficie di scivolamento.

Nonostante l'intera superficie di scivolamento presenti in affioramento il medesimo litotipo, non è possibile raggruppare i domini che la definiscono a causa delle differenze strutturali che li contraddistinguono (curvatura degli strati e livello stratigrafico cui appartengono). La litologia affiorante rappresenta la porzione medio – alta della Formazione di Fonzaso identificata con la lettera a'. In definitiva conserveremo i domini precedentemente descritti come domini 3, 4 e 5.

#### 4.2.4. VALORI DEL G.S.I.

Un altro parametro che è utile rappresentare in funzione dei domini precedentemente definiti è di sicuro il G.S.I. (Geological Strength Index, Cap. 4 Par. 1.1), in quanto ci dà un'idea immediata sulle condizioni dell'ammasso roccioso. In Figura 50 è mostrata la distribuzione areale del G.S.I. mediante cinque classi, ognuna delle quali definita da un range di valori.

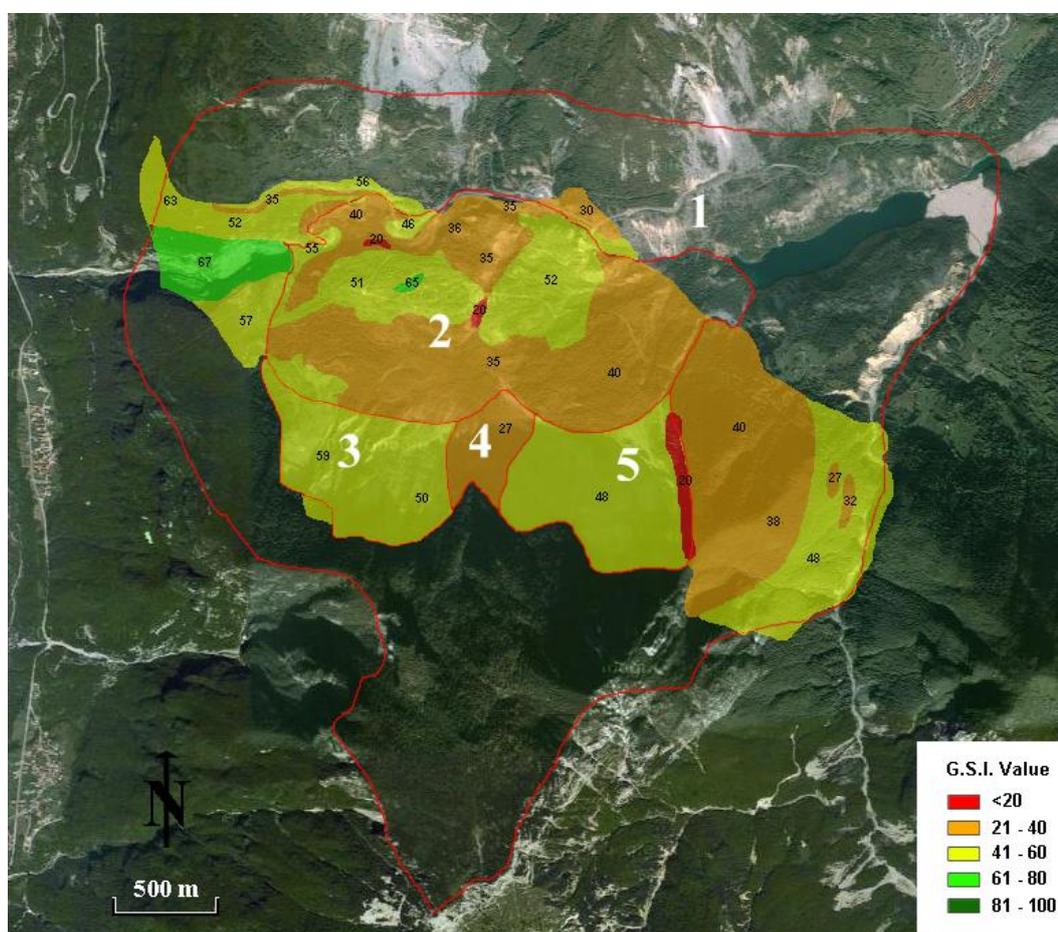


Figura 52 – Distribuzione dei valori di G.S.I. nei diversi domini precedentemente definiti.

I valori attribuiti alle diverse stazioni geomeccaniche vanno da un minimo di 25 a un massimo di 67 con un valore medio di 48, nell'istogramma in Figura 51 è rappresentata la distribuzione dei valori del G.S.I. assegnati. In alcune aree però,

pur non avendo stazioni, sono stati assegnati valori del G.S.I. secondo quanto visto in affioramento.

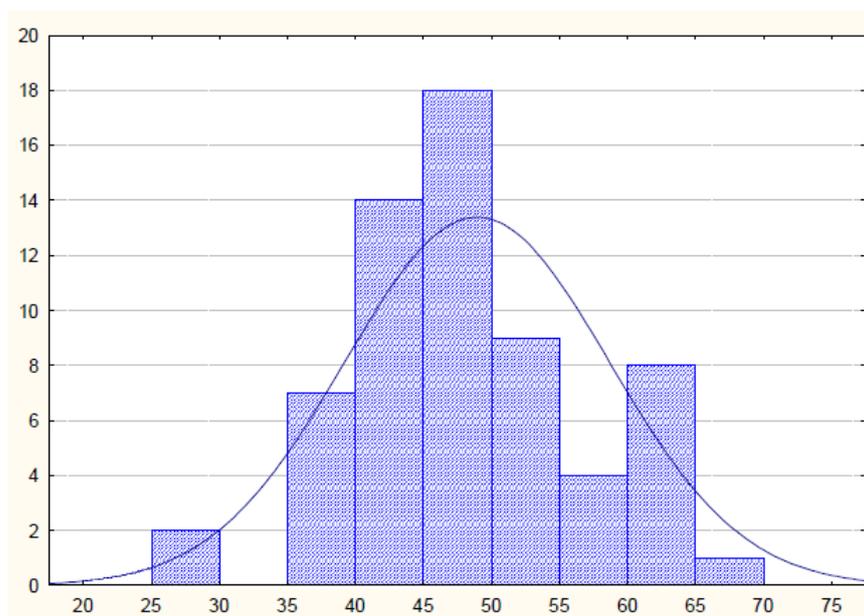


Figura 53 – Istogramma dei valori del G.S.I. acquisiti nell'area di studio.

Ricordando i parametri che ne definiscono il valore, grado di fratturazione dell'ammasso e condizione di alterazione dei giunti, è interessante osservare come i valori del G.S.I. si distribuiscono in funzione di questi ultimi. Dal grafico in Figura 52 si nota che ad influenzarne maggiormente la variabilità sia soprattutto il grado di fratturazione dell'ammasso. Gli affioramenti, infatti, presentano condizioni strutturali che spaziano dal *Blocky* al *Disintegrated*. Le condizioni di alterazione dei giunti per contro, la influenzano in modo meno significativo, con valori che variano tra il *Good* e il *Poor*.

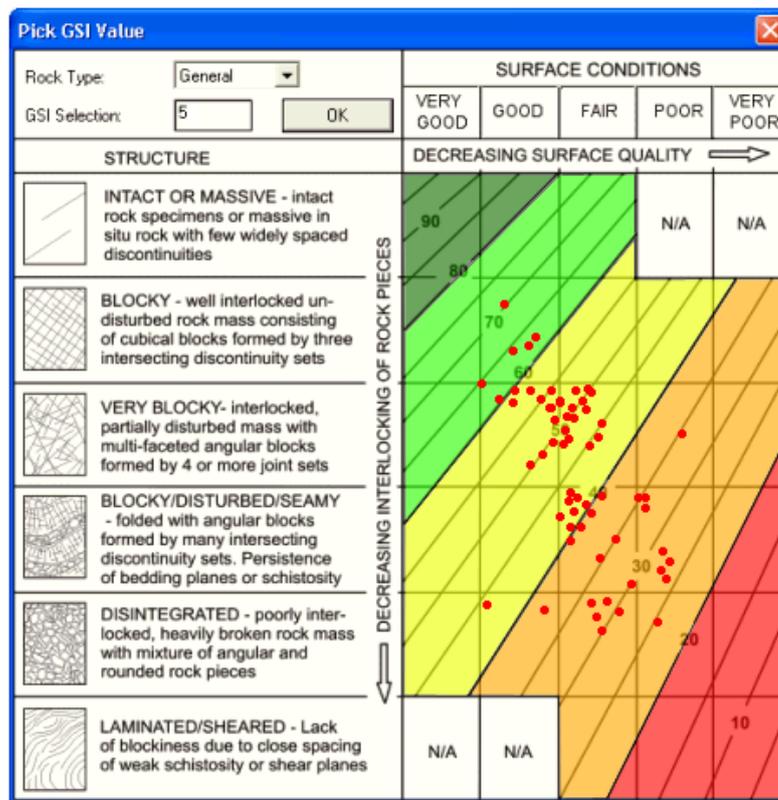


Figura 54 – Distribuzione del G.S.I. negli intervalli precedentemente definiti.

Suddividendo i valori del G.S.I. in funzione dei domini precedentemente definiti risulta che:

- Nell'accumulo (dominio 2) la distribuzione dei valori rispecchia quella osservata in Figura 52, dove la variabilità è legata soprattutto al grado di fratturazione dell'ammasso, con valori compresi tra il *Very Blocky* e il *Disturbed*, mentre il grado di alterazione dei giunti varia dal *Good* al *Fair*.
- Sul piano di scivolamento, definito dai domini 3, 4 e 5, si riscontrano notevoli variazioni spostandoci da un dominio all'altro. Quello che presenta valori più bassi è il dominio 4, con un G.S.I. medio pari a 27, per contro quello che presenta valori più alti è il dominio 2 con un G.S.I. che varia da 50 a 59, muovendoci da Est a Ovest. Il dominio 5 infine, presenta

valori intermedi rispetto ai precedenti, a causa probabilmente dello stress tettonico a cui è stato sottoposto in passato, testimoniato dalla piega ben visibile lungo il fianco settentrionale del Monte Toc.

- Nella zona fuori frana infine, si riscontrano valori che variano spostandoci da Nord a Sud, a causa del differente assetto tettonico presente in questo dominio. Nella zona a Sud, infatti, ritroviamo il fianco settentrionale della sinclinale e la presenza di alcune faglie, in quella a Nord invece, gli strati sono suborizzontali e non sono disturbati da strutture tettoniche. Muovendoci da Ovest verso Est inoltre, riscontriamo ulteriori variazioni dei valori del G.S.I. dovute soprattutto alla presenza di due lineamenti tettonici, la L. del Col Tramontin e la L. della Croda Bianca.

In generale, le aree che presentano valori del G.S.I. più alti sono quelle che costituiscono i fianchi della valle del Vajont, nei pressi della confluenza in quella del Piave, al contrario, quelle con i valori più bassi le ritroviamo lungo il vecchio corso del torrente Mesazzo e lungo il bordo orientale della frana.

## 4.3. CLASSIFICAZIONE DELL'AMMASSO ROCCIOSO

Tralasciando la parte riguardante l'analisi dei dati raccolti in campagna, argomento già trattato nel lavoro di tesi dal Dott. Alessandro Bergamo, verranno di seguito mostrati i risultati ottenuti in termini di classificazioni di Beniawsky, Romana e RQD.

### 4.3.1. CLASSIFICAZIONE DI BENIAWSKY

La classificazione di Beniawsky si basa sul rilievo, in campagna o in laboratorio, di sei parametri:

A1 = resistenza a compressione uniassiale;

A2 = Rock Quality Designation Index (Indice RQD);

A3 = spaziatura delle discontinuità;

A4 = condizioni delle discontinuità;

A5 = condizioni idrauliche;

A6 = orientamento delle discontinuità.

Da questi sei parametri si ricava il **Rock Mass Rating (RMR, Beniawsky)** e con le dovute correzioni apportate da **Romana** nel 1985 lo **Slope Mass Rating (SMR)**.

Il Rock Mass Rating, nella pratica, viene differenziato come:

$$\text{RMR di base} = \text{RMRb} = A1 + A2 + A3 + A4 + A5$$

$$\text{RMR corretto} = \text{RMRc} = (A1 + A2 + A3 + A4 + A5) + A6$$

- Valore di A1

A1 si può ricavare sia da prove di laboratorio (Point Load Test), sia da prove di campagna mediante sclerometro.

La prova Point Load ha il vantaggio di essere portatile; da essa si deriva l'indice di carico puntuale  $I_{s50}$  che viene correlato alla resistenza alla compressione uniassiale  $\sigma_c$  mediante la relazione:

$$\sigma_c = K I_{s50}$$

K è un coefficiente moltiplicativo per il quale l'ISRM consiglia il valore 24, ma nella pratica si è evidenziato come tale valore non è univoco ma largamente variabile. Palmström suggerisce di variare K in funzione di  $I_{s50}$  secondo lo schema seguente:

<b><math>I_{s50}</math> [MPa]</b>	<b>K</b>
< 3.5	14
3.5 – 6.0	16
6.0 – 1.0	20
> 6.0	25

Questa prova è stata eseguita su campioni appartenenti a ogni litologia, ed eseguita sia ortogonalmente alla stratificazione sia parallelamente a essa.

Litologia	Orientazione rispetto alla stratificazione P = Parallela O = Ortogonale	Media	Scarto	$\sigma_c$
		Is <sub>50</sub> [MPa]	Tipo	[MPa] (K = 24)
cs	O	3,2	1,3	76,8
	P	2,5	1,9	59,5
f	O	5,0	2,3	119,5
	P	5,6	-	139,7
e	O	4,0	1,2	96,0
	P	3,8	1,4	91,2
d	O	4,5	1,7	107,5
	P	7,2	3,6	172,8
c	O	4,0	1,6	96,0
	P	6,3	5,1	151,7
a''	P	4,1	-	97,2
	O	4,7	1,9	112,8
a'	P	5,4	0,7	128,4
	O	2,0	0,3	48,5
a	O	4,5	1,2	108,0
	P	5,4	0,4	128,9
ma	O	6,5	3,9	156,0
	P	6,8	1,9	163,2
do	P	3,2	2,0	77,3
	O	6,2	1,7	148,8

Tabella 3 – Risultati dei Point Load Test sulle varie litologie presenti nell'area di studio

Il martello di Schmidt, noto come sclerometro, è ampiamente utilizzato come prova non distruttiva e volta a misurare la “durezza di rimbalzo” della roccia. Dalla prova si ricava l'indice di rimbalzo R che è possibile correlare alla resistenza alla compressione uniassiale mediante formule empiriche proposte dai vari autori. Calcolando i valori di  $\sigma_c$  con le varie equazioni si è visto che la distribuzione dei dati sperimentale si avvicina di più all'andamento della curva proposta da Miller (1965):

$$\log(\sigma_c) = 0,00088\gamma r + 1,01$$

A questo punto può risultare utile il confronto dei valori ottenuti con lo sclerometro e quelli ottenuti con il Point Load Test per verificare se i due metodi forniscono indicazioni simili. Per il confronto sono stati utilizzati i valori riferiti alla superficie di strato e a prove effettuate ortogonalmente alla superficie stessa, e per il JCS i valori ottenuti su giunto levigato.

Litologia	JCS [MPa]	$\sigma_c$ [MPa] (K = 24)
cs	83,0	76,8
f	113,4	119,5
e	131,3	96,0
d	138,6	107,5
c	133,8	96,0
a''	127,8	112,8
a'	116,0	48,5
a	-	108,0
ma	162,3	156,0
do	137,6	148,8

Tabella 4 – Confronto tra i valori di resistenza a compressione uniassiale delle varie litologie ottenuti mediante prove sclerometriche (JCS) e Point Load Test.

Dalla Tabella 4 si nota che i risultati ottenuti mediante prove sclerometriche presentano una variabilità minore rispetto a quelli ottenuti mediante punzonatura e il motivo è da imputarsi al maggior numero di misure effettuate. Ne risulta quindi una maggiore rappresentatività dei primi rispetto ai secondi delle condizioni reali dell'ammasso.

Definita la resistenza a compressione  $\sigma_c$  è possibile ricavare il valore del primo parametro A1.

Se si utilizzano prove Point Load o prove sclerometriche risulta più agevole, rispetto alle tabelle e ai grafici proposte da Beniauskis, ricavare il valore di A1 trasformando i grafici in forma di equazioni:

Valore di $\sigma_c$ [MPa]	Equazione
$\leq 44.5$	$A1 = (4/44.5)\sigma_c + 1$
$44.5 \div 93.75$	$A1 = (4/49.25)\sigma_c + 1.368$
$93.75 \div 140$	$A1 = (3/46.25)\sigma_c + 2.919$
$140 \div 180$	$A1 = 0.0375\sigma_c + 6.75$
$180 \div 240$	$A1 = 0.025\sigma_c + 9$
$> 240$	$A1 = 15$

- Valore di A2

Il valore di RQD, da cui si ottiene il coefficiente A2, si ricava dal recupero di percentuale di carotaggio riferito alla somma degli spezzoni di carota con lunghezza maggiore o uguale a 100 mm:

$$RQD = \frac{\sum L_c}{L_t} \times 100$$

dove:

$L_c$  = somma delle lunghezze degli spezzoni di carota  $> 100$  mm.

$L_t$  = lunghezza totale del tratto in cui si è misurata  $L_c$ .

In mancanza di carote di sondaggio, RQD si ricava dal numero di famiglie di discontinuità caratterizzanti l'ammasso roccioso e dalla misura della loro spaziatura. Dalla formula di Priest e Hudson (1981) si ha:

$$RQD = 100e^{(0.1n)}(0.1n + 1)$$

con n numero di giunti per metro.

Calcolato RQD dalla formula di Priest e Hudson (1981), si ricava il coefficiente A2 mediante le equazioni, che derivano sempre dai grafici di Beniauskis:

Valore di RQD %	Equazione
$\leq 26.5$	$A2 = (3/26.6) RQD + 3$
$26.5 \div 39$	$A2 = (2/12.4) RQD + 1.71$
$39 \div 76.6$	$A2 = (7/37.6) RQD + 0.739$
$>76.6$	$A2 = (5/23.4) RQD + 1.367$

Secondo Deer il valore di RQD è associabile alla qualità dell'ammasso secondo la tabella:

RQD %	Qualità dell'ammasso
$< 25$	Molto scadente
$25 - 50$	Scadente
$50 - 75$	Mediocre
$75 - 90$	Buona
$90 - 100$	Molto buona

- Valore di A3

Una volta calcolata la spaziatura media, cioè la distanza media tra due discontinuità adiacenti, è possibile ricavare il valore del coefficiente A3, mediante le seguenti relazioni:

Spaziatura [m]	Equazione
$\leq 0.2$	$A3 = 15 s + 5$
$0.2 \div 0.4$	$A3 = 10 s + 6$
$0.4 \div 0.66$	$A3 = 7,752 s + 5,9$
$0.66 \div 0.94$	$A3 = 7,067 s + 7,35$
$0.94 \div 1.6$	$A3 = 6,07 s + 8,288$
$1.6 \div 2.0$	$A3 = 5 s + 10$
$> 2.0$	$A3 = 20$

- Valore di A4

Determinare dalle tavole di classificazione di Beniauskas il valore numerico relativo alla condizione delle discontinuità, invece, risulta molto soggettivo.

Perciò per valutare correttamente A4, conviene procedere sommando alcuni parametri numerici attribuibili alla persistenza del giunto, all'apertura del giunto, alla rugosità dello stesso, all'alterazione delle pareti, e al materiale di riempimento:

$$A4 = V1 + V2 + V3 + V4 + V5$$

I valori da assegnare sono:

#### **V1 – Persistenza del giunto**

<b>Persistenza [m]</b>	<b>V1</b>
< 1	6
1 ÷ 3	4
3 ÷ 10	2
10 ÷ 20	1
> 20	0

#### **V2 – Apertura del giunto**

<b>Apertura [mm]</b>	<b>V2</b>
Completamente chiuso	6
< 0.1	5
0.1 ÷ 1	4
1 ÷ 5	1
> 5	0

**V3 – Rugosità del giunto**

Rugosità	V3
Molto rugosa	6
Rugosa	5
Leggermente rugosa	3
Liscia	1
Levigata	0

**V4 – Alterazione delle pareti**

Alterazione	V4
Non alterate	6
Leggermente alterate	5
Mediamente Alterate	3
Molto alterate	1
Decomposte	0

**V5 – Riempimento delle discontinuità**

Riempimento [mm]	Riempimento	V5
-	Assente	6
< 5	Compatto	4
> 5	Compatto	2
< 5	Soffice	2
> 5	Soffice	0

- Valore di A5

Questo valore deriva dalle condizioni idrauliche riferite a un fronte di 10 m. Dalle tabelle fornite da Beniawsky si ottiene:

Venute d'acqua	Nessuna	< 10 [l/min]	10 - 25 [l/min]	25 - 125 [l/min]	> 125 [l/min]
Condizione	Asciutta	Umida	Bagnata	Deboli venute	Forti venute
Coefficiente A5	15	10	7	4	0

- Valore di A6

Per l'orientamento delle discontinuità si applica un coefficiente di correzione A6, a seconda che si tratti di gallerie o fondazioni.

Applicazione	Molto favorevole	Favorevole	Mediocre	Sfavorevole	Molto Sfavorevole
<b>Gallerie</b>	0	-2	-5	-10	-12
<b>Fondazioni</b>	0	-2	-7	-15	-25

Per quanto riguarda i versanti, il coefficiente A6 proposto da Beniauskis risulta troppo “conservativo” e pertanto nel calcolo di RMR si utilizza la metodologia proposta da Romana.

Attribuiti tutti i coefficienti, sulla base del valore RMR<sub>c</sub> calcolato s'identificano 5 intervalli a cui corrispondono 5 classi di ammasso roccioso e altrettante valutazioni di qualità della roccia:

RMR <sub>c</sub>	100 - 81	80 - 61	60 - 41	40 - 21	≤ 20
Classe	I	II	III	IV	V
Descrizione	Molto buono	Buono	Mediocre	Scadente	Molto Scadente

Dal valore di RMR<sub>b</sub> si derivano i parametri caratteristici dell'ammasso, che secondo Beniauskis assumono il valore:

$$\text{coesione } c \text{ (kPa)} = 5 \text{ RMR}_b$$

$$\text{angolo di attrito } \phi = 0,5 \text{ RMR}_b + 5$$

$$\text{modulo di deformazione } E \text{ (GPa)} = 2 \text{ RMR}_b - 100$$

La formula di E (modulo di deformazione) è, però, da considerare valida per valori di RMR superiori di 50, mentre per valori inferiori si utilizza la formula di Serafim e Pereira (1983):

$$E(\text{GPa}) = 10^{(\text{RMR}_b - \frac{10}{40})}$$

## 4.3.2. SLOPE MASS RATING (SMR, ROMANA 1985)

Romana (1985) propone di aggiungere al valore di RMR (di base), alcuni fattori di aggiustamento sulla base dell'orientamento relativo fra discontinuità e fronte del versante e aggiungere un ulteriore fattore che tiene conto del metodo di scavo:

$$SMR = RMR_b + (F1 \times F2 \times F3) + F4$$

Il primo fattore di aggiustamento è il prodotto di tre fattori:

F1 dipende dal parallelismo fra l'immersione del fronte e l'immersione dei giunti.

F2 è riferito all'inclinazione del giunto nell'ipotesi di rottura planare.

F3 mantiene le relazioni proposte da Beniauskas per l'inclinazione tra fronte e giunti.

F4 rappresenta un fattore di correzione legato al metodo di scavo ed è stato fissato empiricamente.

Le condizioni di stabilità verificate sono relative per rotture planari e per ribaltamento (*toppling*); il metodo è stato esteso anche alle rotture a cuneo di recente da Anbalagan et al..

Sulla base della tabella che segue, si attribuiscono i valori ai fattori:

ROTTURA	CINEMATISMO	CONDIZIONE				
		Molto favorevole	Favorevole	Mediocre	Sfavorevole	Molto sfavorevole
Planare	$\alpha_j - \alpha_f$					
Toppling	$\alpha_j - \alpha_f - 180^\circ$	$> 30^\circ$	$30^\circ - 20^\circ$	$20^\circ - 10^\circ$	$10^\circ - 5^\circ$	$< 5^\circ$
Cuneo	$\alpha_i - \alpha_f$					
	F1	0,15	0,40	0,70	0,85	1,00
Planare	$\beta_j$					
Cuneo	$\beta_i$	$< 20^\circ$	$20^\circ - 30^\circ$	$30^\circ - 35^\circ$	$35^\circ - 45^\circ$	$> 45^\circ$
	F2	0,15	0,40	0,70	0,85	1,00
Toppling	F3	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Planare	$\beta_j - \beta_f$					
Cuneo	$\beta_i - \beta_f$	$> 10^\circ$	$10^\circ - 0^\circ$	$0^\circ$	$0^\circ - (-10^\circ)$	$< -10^\circ$
Toppling	$\beta_j - \beta_f$	$< 110^\circ$	$110^\circ - 120^\circ$	$> 120^\circ$	-	-
	F3	0	-6	-25	-50	-60

dove:

$\alpha_j$  = immersione del giunto;

$\alpha_i$  = immersione della retta di intersezione di due piani per la rottura a cuneo;

$\alpha_f$  = immersione del fronte del versante;

$\beta_j$  = inclinazione del giunto;

$\beta_i$  = inclinazione della retta di intersezione di due piani per la rottura a cuneo;

$\beta_f$  = inclinazione del fronte.

Il fattore F4 vale invece:

METODO DI SCAVO	F4
Scarpata naturale	15
Abbattimento con pretaglio	10
Abbattimento controllato	8
Abbattimento normale	0
Abbattimento non controllato	-8

Calcolato il valore di SMR, si possono avere indicazioni generali, fornite da Romana (1985), sul grado di stabilità della scarpata, sul tipo di cinematismo di rottura che si può instaurare e su quanto possano pesare eventuali interventi di stabilizzazione:

SMR	100 - 81	80 - 61	60 - 41	40 - 21	20 - 0
Classe	I	II	III	IV	V
Descrizione	Molto buona	Buona	Mediocre	Scadente	Molto scadente
Stabilità	Sicuramente stabile	Stabile	Parzialmente stabile	Instabile	Sicuramente instabile
Modo di rottura	Assente	Possibili blocchi	Lungo piani o per cunei	Lungo piani o su grandi cunei	Su grandi piani o rototraslazionali
Stabilizzazione	Nessuna	Occasionale	Sistematica	Estesa	Riprofilare la scarpata

### 4.3.3. CLASSIFICAZIONE E PARAMETRI GEOMECCANICI DELL'AMMASSO

La Tabella 5 riassume i valori ottenuti con le tre classificazioni e le descrizioni sulla qualità dell'ammasso.

Dominio	Litologia	RQD medio	Qualità dell'ammasso	RMR <sub>b</sub> medio	Qualità dell'ammasso	SRM medio	Qualità dell'ammasso
1A	f	∥	∥	∥	∥	∥	∥
	e	64	Mediocre	64	Buona	49	Mediocre
	d	53	Mediocre	56	Mediocre	59	Mediocre
	c	28	Scadente	61	Buona	76	Buona
	a"	34	Mediocre	61,5	Buona	68	Buona
	ma	∥	∥	∥	∥	∥	∥
	do	23	Molto Scadente	60	Buona	68	Buona
1B	f	27	Scadente	55	Mediocre	69	Buona
	e	57,5	Mediocre	61,6	Mediocre	71	Buona
	d	∥	∥	∥	∥	∥	∥
	c	53	Mediocre	60	Mediocre	68	Buona
	a"	68	Mediocre	64,5	Buona	76	Buona
	a'	52	Mediocre	56	Mediocre	64	Buona
	ma	67	Mediocre	62	Buona	73	Buona
do	68	Mediocre	66	Buona	72	Buona	
2	f	50	Mediocre	55,5	Mediocre	68	Buona
	e	54	Mediocre	60,2	Mediocre	69	Buona
	d	56	Mediocre	58,5	Mediocre	68	Buona
	c	47	Scadente	52,4	Mediocre	69	Buona
	d	∥	∥	∥	∥	∥	∥
a"	61	Mediocre	63,5	Buona	79	Buona	
3	a"	51	Mediocre	61	Buona	64	Buona
4	a"	45	Scadente	53,5	Mediocre	68	Buona
5	a"	∥	∥	∥	∥	∥	∥

Tabella 5 – Confronto fra i vari sistemi di classificazione

Dai risultati riportati in tabella, è possibile notare come, a differenza del metodo proposto da Deer basato sulla semplice analisi della densità di fratture per metro lineare, il metodo proposto da Romana conferisca all'ammasso una stima maggiore in termini di qualità.

La maggiore attendibilità di quest'ultimo metodo è da ricercarsi nel fatto che considera i rapporti esistenti tra orientazione delle fratture e pendio, in modo da poter considerare la possibilità che i blocchi hanno di muoversi, e quindi se è meccanicamente possibile l'instabilità di un pendio.

Per il dominio 5 non è stata possibile una classificazione poiché non si hanno valori di spaziatura.

Di seguito saranno riassunte le caratteristiche geomeccaniche dell'ammasso, in termini di angolo d'attrito, coesione e modulo di deformabilità ricavati dai valori di SRM e RMR<sub>b</sub>, in funzione dei diversi domini precedentemente definiti.

Dominio	Litologia	$\phi_b$	C	E <sub>d</sub>	E <sub>d</sub>
		[°]	[MPa]	Bieniawsky [MPa]	Serafim e Pereira [MPa]
1	f	33	0,16	10500	13500
	e	34	0,27	24500	20300
	d	33	0,28	13150	14700
	c	35	0,25	21000	18150
	a''	36	0,27	26800	21900
	a'	33	0,16	11500	13900
	ma	36	0,24	24400	20600
	do	37	0,18	30000	23900
2	f	32	0,27	10666	13700
	e	34	0,28	20439	18300
	d	34	0,27	22660	17700
	c	33	0,25	14150	15572
	a''	36	0,32	26666	21800
3	a'	36	0,17	22500	18836
4	a'	32	0,15	7083	12277
5	a'	//	//	//	//

Tabella 6 – Caratteristiche geomeccanico dell'ammasso.

I valori riassunti in tabella mostrano per l'angolo d'attrito un range di valori che oscilla tra i 32° del livello a' corrispondente al passaggio tra la Formazione di

Fonzaso e quella di Socchèr e i 37° del Calcare del Vajont. Sempre nel livello a' si riscontrano valori di coesione più bassi che oscillano tra i 0.15 – 0.16 MPa.

È utile ricordare che la superficie di scivolamento si è sviluppata proprio in corrispondenza di questo livello.

## 5. ANALISI NUMERICA

### 5.1. IL SOFTWARE UDEC

- Evoluzione storica.

Il metodo agli elementi distinti DEM fu presentato nel 1971 dalla Cundall, ed era stato originariamente creato per la rappresentazione del comportamento degli ammassi rocciosi fratturati. Fu la prima modellazione numerica scritta in linguaggio macchina (Cundall, 1974) e lo sviluppo successivo fu la presentazione nel 1983 di un programma adatto per il calcolo in 2D chiamato UDEC (Universal Distinct Element Code, Itasca, 1983).

UDEC è stato costantemente implementato fino alla versione più aggiornata 6.0. Il codice permette l'esecuzione di analisi sia statica sia dinamica. Nel 1983 lo sviluppo di una rappresentazione in 3D degli ammassi rocciosi fu iniziata dalla Cundall e nel 1988 l'Itasca presentò un programma chiamato 3DEC, che può essere usato per eseguire tutti i tipi di calcolo necessari nelle applicazioni di scavo e tunnel. Attualmente la versione 3DEC esiste nella versione 5.0. Fish è il linguaggio universale utilizzato per tutti i programmi Itasca, applicabile sia in UDEC, sia in 3DEC sia in FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua) che è il programma agli elementi finiti dell'Itasca.

Poiché non è limitato a un particolare tipo di problema o condizione iniziale, UDEC può essere applicato a un'ampia varietà di comportamenti fisici o in ogni caso in cui è necessaria una comprensione della risposta bidimensionale di determinate strutture. UDEC è in grado di simulare una vasta gamma di analisi di tipo ingegneristico e scientifico, come l'analisi geotecnica di suoli, rocce e supporti strutturali (gallerie) in due dimensioni.

- L'utilizzo di UDEC nell'analisi numerica degli ammassi rocciosi.

Negli ammassi rocciosi la matrice è attraversata da discontinuità e suddivisa in blocchi, di forma e dimensione diverse, che possono muoversi e deformarsi indipendentemente gli uni dagli altri. Le suddette discontinuità possono essere immaginate come zone di debolezza, e che quindi la rottura avvenga generalmente lungo queste superfici, mentre la matrice rocciosa conserva il suo stato originario.

UDEC inoltre, è implementato per studiare i processi e i meccanismi di deformazione e di rottura correlati direttamente alla presenza di discontinuità. L'ammasso roccioso è modellizzato come un sistema a blocchi rigidi o deformabili, che interagiscono lungo le superfici, che rappresentano le discontinuità (Pasuto, Tecca, 1996).

Il comportamento tanto della matrice rocciosa (ovvero la parte interna dei blocchi deformabili) quanto delle interfacce è descritto tramite le note leggi della meccanica dei mezzi continui.

Le differenze tra il comportamento locale e di conseguenza globale nei modelli continui e discontinui sono chiaramente osservabili in Figura 55.

Nell'approccio discontinuo tutti i blocchi si deformano e si muovono indipendentemente l'uno dall'altro, mentre nel modello continuo i blocchi sono dipendenti l'uno dall'altro.

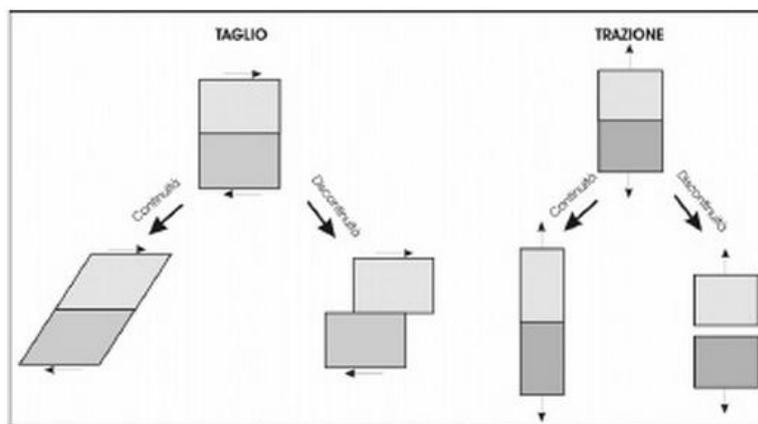


Figura 55 - Differenze nel comportamento dei modelli continuo e discontinuo. (G. Marcato, 2005)

L'elaborazione di un modello discontinuo consiste nella descrizione delle proprietà sia dell'elemento roccioso sia delle discontinuità. Ci sono due possibilità riguardo al singolo blocco di roccia. Nei modelli più semplici il materiale che forma il blocco può essere trattato come rigido. Nel secondo caso, e cioè blocchi completamente deformabili, il materiale si deforma e di conseguenza la forma del blocco può cambiare.

Nel nostro modello, applicheremo il secondo caso ai materiali costituenti il corpo di frana e il primo ai materiali al di sotto di esso (Figura 56).

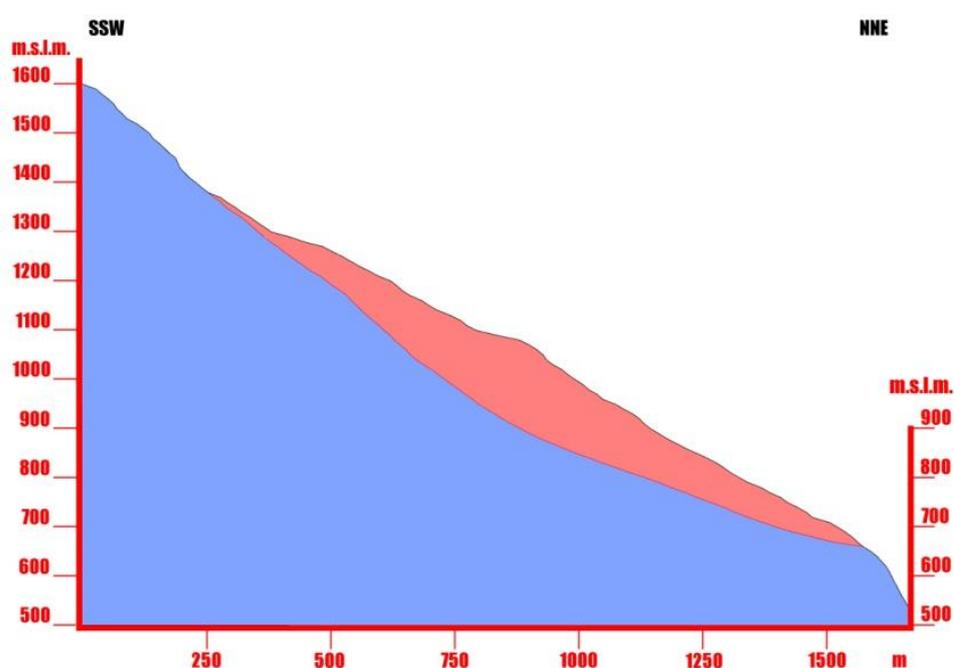


Figura 56 – Sezione prescelta per l'analisi numerica. In rosso i materiali costituenti il corpo di frana che considereremo deformabili e in blu i materiali che considereremo rigidi.

- Soluzione

Nel metodo degli elementi distinti, un ammasso roccioso è rappresentato come un insieme di blocchi discreti. I giunti sono visti come interfacce tra i corpi e quindi, la discontinuità è trattata come una condizione al contorno. Le forze di contatto e gli spostamenti sulle interfacce di un insieme di blocchi sottoposto a stress vengono ricavati attraverso una serie

di calcoli che tracciano i movimenti dei blocchi stessi. I movimenti sono il risultato della propagazione, attraverso il sistema di blocchi, di disturbi causati dai carichi applicati. Questo è un processo dinamico in cui la velocità di propagazione dipende dalle proprietà fisiche del sistema discreto.

Il comportamento dinamico è rappresentato numericamente da un algoritmo a intervalli di tempo, dove la dimensione del passo temporale è limitata dal presupposto che le velocità e le accelerazioni sono costanti all'interno del passo temporale. Il metodo degli elementi distinti si basa sul concetto che il passo temporale è sufficientemente piccolo tale che, durante un singolo passo, i disturbi non possano propagarsi tra un elemento distinto e quelli adiacenti. Questo corrisponde al fatto che la velocità con cui l'informazione può essere trasmessa attraverso qualsiasi mezzo fisico è limitata. Lo schema di soluzione è identico a quello utilizzato dal metodo delle differenze finite esplicito per l'analisi in continuo. La limitazione del passo temporale si applica sia ai contatti sia ai blocchi.

Nel metodo degli elementi distinti si alterna l'applicazione di una legge forza – spostamento su tutti i contatti e la seconda legge di Newton su tutti i blocchi. La legge forza – spostamento viene utilizzata per trovare le forze di contatto da spostamenti noti e fissati, dalla seconda legge di Newton, invece, si ottiene il moto dei blocchi prodotto dalle forze note e fissate che agiscono su di essi.

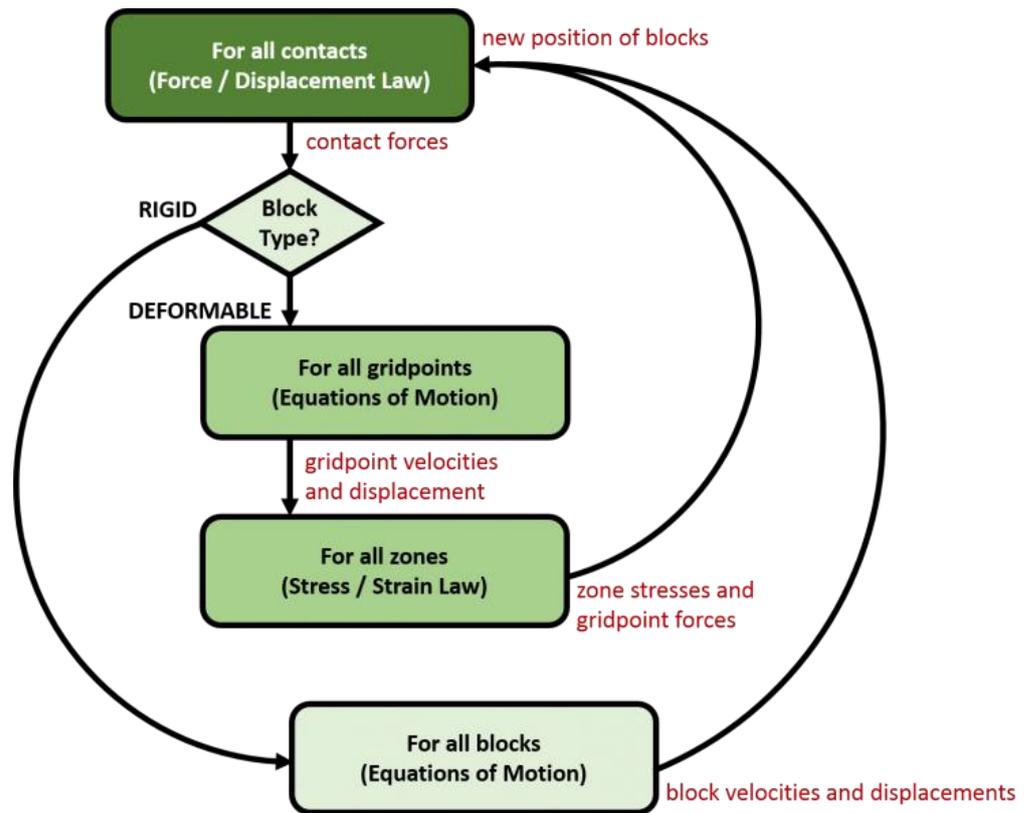


Figura 57 – Algoritmo che rappresenta numericamente il comportamento dinamico dei blocchi discreti (da: <http://www.itascacg.com/software/udec/distinct-element-method>)

## 5.2. LA SEZIONE

La sezione che si è scelto di modellare ricade all'interno del lobo orientale della frana del Vajont (Figura 58).

Il primo passo è stato quello di ricostruire il profilo topografico della sezione presa in esame utilizzando la carta geologica dell'area del Vajont in scala 1:5000 redatta da Rossi e Semenza nel 1965 e basata sugli studi precedentemente eseguiti dagli autori.

Con una lunghezza complessiva di 2155 m, il profilo presenta pendenze del 64% circa lungo il versante e del 148% circa in prossimità della valle, mentre le altezze

sul livello del mare vanno dai 1600 m nel punto A ai 550 m sul fondo della valle per poi risalire fino agli 890 m nel punto A' (Figura 59).

L'orientazione, NNE – SSW con un angolo di 5° verso Est, non è stata una scelta casuale ma rispecchia il valore medio dei vettori spostamento ricavati dalle analisi eseguite sulle carte geologiche di Rossi e Semenza relative al pre e al post frana del 1963 ([Cap. 3 Par. 2 Tabella 2](#)) e dai lavori di Massironi et al. (2013).

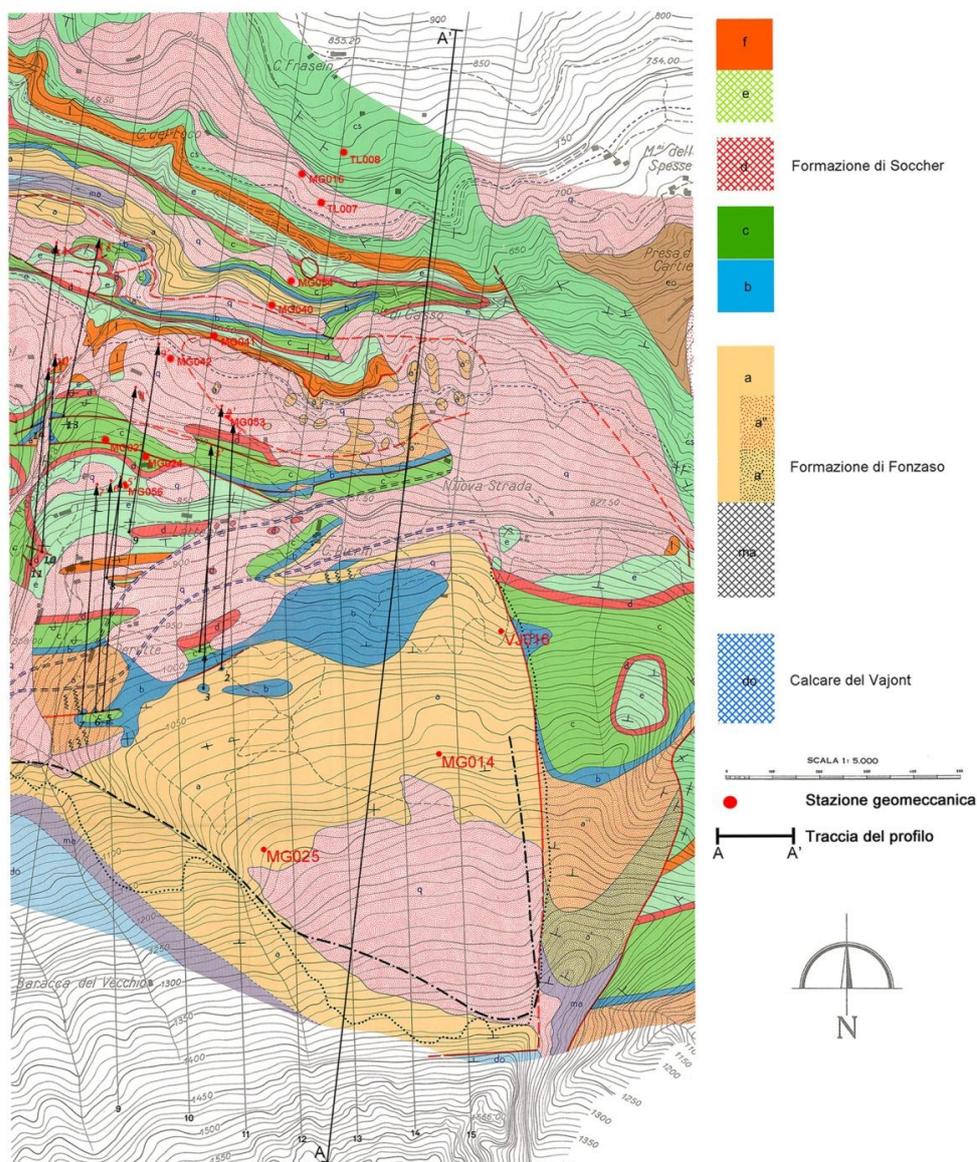


Figura 58 – Traccia della sezione (cartografia di base utilizzata: Carta Geologica del Vajont precedente al fenomeno franoso del 1963, redatta da Rossi e Semenza del 1965).

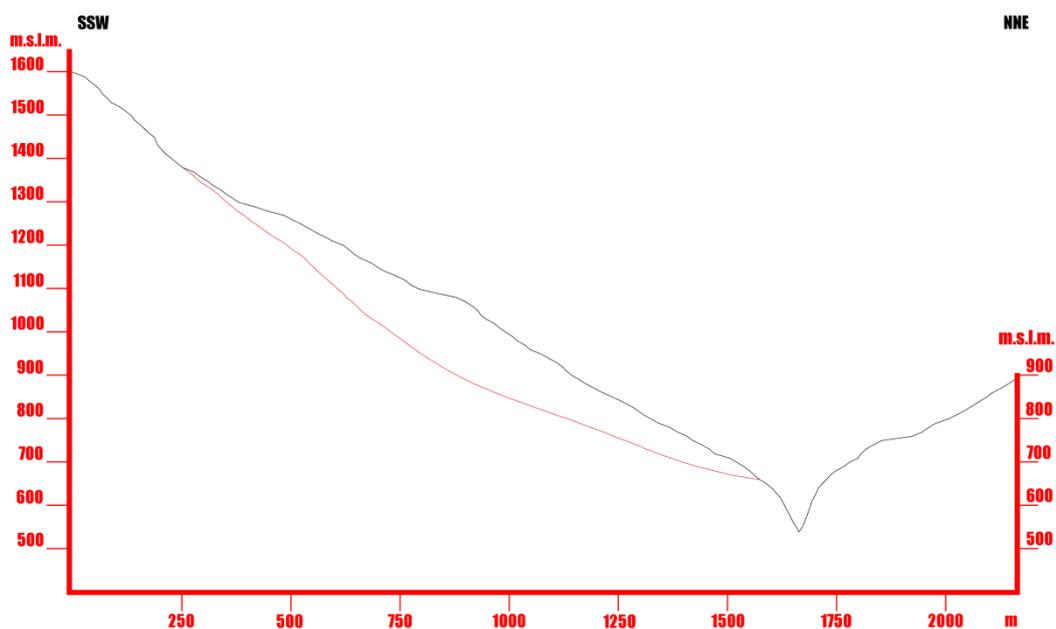


Figura 59 – Profilo topografico relativo alla traccia A – A'. In rosso la superficie di scorrimento.

Una volta completato il profilo topografico, il passo successivo è stato quello di ricostruire la geologia e gli andamenti degli strati presenti nel sottosuolo (Figura 60).

A tale scopo è stata nuovamente utilizzata come base cartografica la carta geologica proposta da Rossi e Semenza e la relativa legenda.

Nella parte più superficiale gli strati presentano un'alternanza di sinclinali e anticlinali tagliate in prossimità della valle da due superfici di dislocazione immergenti verso Nord e inclinate di circa 50°. È presente anche un *klippen* di roccia costituito da materiali appartenenti alla Formazione di Fonzaso, la cui genesi è dovuta probabilmente alla paleofrana descritta da Semenza.

In profondità invece, al di sotto della superficie di scivolamento, gli strati seguono l'andamento della Sinclinale di Erto, con inclinazioni maggiori rispetto a quelle del versante, e che si attenuano in prossimità della valle e nel versante opposto.

## Sezione Vajont A - A', lobo orientale (orientazione 5°E)

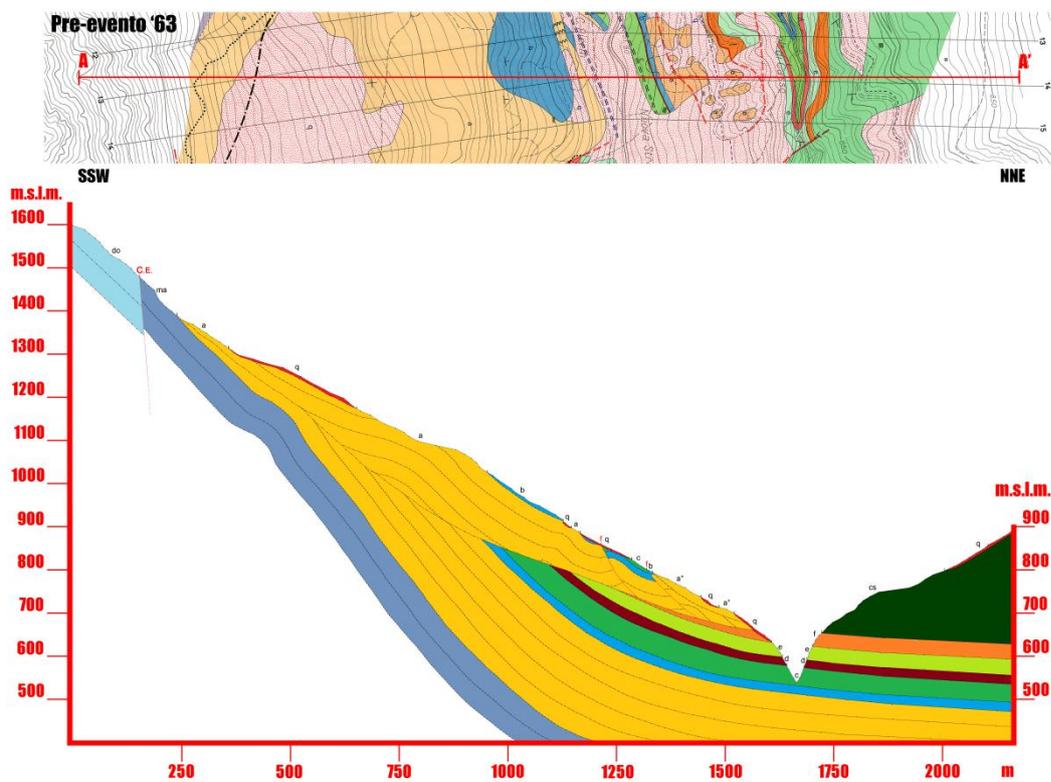


Figura 60 – Ricostruzione della litologia e della stratificazione presenti nel sottosuolo.

Do: calcari oolitici (Calcere del Vajont); Ma: micriti grigie a selci nere (F. Fonzaso); A: micriti e micriti marnose localmente selcifere (Fonzaso – Socchér); B: banco conglomeratico; C: micriti marnose grigie con interstrati di marne verdi, intercalate a calcareniti gradate (F. Socchér); D: calcari marnosi rossi, localmente nodulari, con noduli di selce rossa (F. Socchér); E: micriti selcifere grigie intercalate a calcareniti (F. Socchér); F: calcari marnosi rossi con selce rossa (F. Socchér); Cs: calcari marnosi e marne rosso – mattone (F. Scaglia rossa); Q: depositi detritici, alluvionali e morenici (Quaternario); F: superfici di dislocazione; C.E.: L. del Col delle Erghene.

### 5.3. COSTRUZIONE DEL MODELLO

Come descritto nel paragrafo precedente, la sezione che andremo a modellare comprende il corpo di frana, a cui sono stati assegnati parametri relativi ai calcari della Formazione di Fonzaso e la restante parte del versante in sinistra idrografica del torrente Vajont, a cui è stato assegnato un modello di tipo elastico.

Nel corpo di frana, suddiviso in quattro aree, sono stati inseriti quattro sistemi di discontinuità, uno per ogni area, con immersioni di 156°, 150°, 159° e 160.5° e con spaziature di 25 m per le prime due e 20 m per le restanti, al fine di ricreare la stratigrafia esistente.

Sono stati inseriti, inoltre, altri due sistemi di discontinuità, rappresentanti le due famiglie di joint principali e con immersione di 55° e 120° e spaziatura di 50 m.

I valori di spaziatura, in realtà, non coincidono con le reali spaziature misurate in campagna, a causa delle limitazioni intrinseche del software, e quindi ,è stato necessario amplificarne il valore, mantenendo costante il rapporto tra i vari sistemi.

Successivamente, sono state assegnate le caratteristiche fisiche e meccaniche per la fase di inizializzazione ai materiali presenti, ai giunti ed alla superficie di scivolamento.

Una volta inserita la falda all'interno del versante, si è proceduto alla fase di inizializzazione, operazione che ha la funzione di riprodurre lo stato tensionale iniziale in sito (stato geostatico) e che costituiscono lo stato di equilibrio a partire dal quale verranno operate le successive alterazioni.

Terminata questa prima fase, sono state modificate le caratteristiche fisiche e meccaniche dei materiali, con valori che rispecchiassero quelli reali e si è proceduto all'analisi finale del modello.

Nonostante siano state effettuate numerose analisi, variando di volta in volta i valori dei parametri che caratterizzano la porzione di ammasso roccioso preso in considerazione per favorirne lo scivolamento, non sono stati ottenuti risultati paragonabili alla reale situazione vista durante la campagna di rilevamento. Si è deciso quindi, di utilizzare un software di modellazione agli elementi finiti (FLAC<sup>2D</sup>) e sulla base dei risultati ottenuti aggiornare i parametri da inserire in UDEC.

### 5.3.1. ANALISI IN FLAC<sup>2D</sup>

Il programma FLAC<sup>2D</sup> (*Fast Lagrangian Analysis of Continua in two dimensions*) utilizza il metodo esplicito alle differenze finite, o *metodo degli elementi lagrangiani*, per lo studio del comportamento meccanico di mezzi continui fino al raggiungimento di uno stato di equilibrio o di flusso plastico.

FLAC<sup>2D</sup> simula il comportamento di un sistema bidimensionale costituito da terreno, roccia o altri materiali, che vengono rappresentati da elementi quadrilateri o poliedrici su di una griglia scelta in modo da riprodurre la forma dell'oggetto che si vuole modellare.

Il comportamento di ciascun elemento segue determinate leggi sforzo – deformazione lineari o non lineari, come risposta alle forze applicate o ai vincoli al contorno. Nonostante il metodo degli elementi lagrangiani abbia come obiettivo la risoluzione di un problema statico o quasi – statico, le equazioni utilizzate dal software sono quelle dinamiche del moto, da cui si ricavano le nuove velocità e dunque i nuovi spostamenti a partire dalle tensioni e dalle forze in gioco. Successivamente si ricavano le velocità di deformazione e utilizzando la legge di comportamento del materiale si ottengono le nuove tensioni o forze. L'insieme delle operazioni appena descritte rappresenta un ciclo di calcolo.

Per realizzare un modello con FLAC<sup>2D</sup>, bisogna definire:

1. una griglia alle differenze finite;
2. il comportamento costitutivo e le proprietà dei materiali;
3. le condizioni al contorno ed iniziali.

La griglia definisce la geometria del problema mentre il comportamento costitutivo e le proprietà del materiale governano il tipo di risposta che il modello fornirà a seguito di un disturbo. Le condizioni al contorno ed iniziali definiscono lo stato in sito.

Assegnate queste condizioni si calcola lo stato di equilibrio iniziale del modello che sarà poi sottoposto ad un'alterazione. Si cerca quindi la soluzione conseguente

alla variazione dello stato iniziale imposta, attraverso un certo numero di passi che possono essere controllati automaticamente dal codice o manualmente dall'utente.

### 5.3.2. COSTRUZIONE DEL MODELLO

Il primo passo verso la costruzione del modello è stato quello di ricreare la geometria del versante, attribuire delle proprietà provvisorie ai materiali e fissare le condizioni al contorno. Successivamente è stata aggiunta la falda presente all'interno del versante e applicata una pressione sul bordo inferiore, in modo da simulare la pressione idrostatica esercitata dall'acqua presente nel bacino.

Sono poi state definite le geometrie della superficie di scivolamento (intesa come una fascia in modo da simulare la fascia cataclastica presente) e di due superfici di dislocazione presenti nel corpo di frana ed osservate in foto aerea oltre che in campagna.

L'ultimo passo, prima della fase di inizializzazione, è stato quello di ridefinire le proprietà e i modelli da applicare per i diversi materiali presenti. Il modello elastico con una densità di  $2700 \text{ kg m}^{-3}$ , un modulo di compressibilità di  $1\text{E}10 \text{ Pa}$  e un modulo di taglio di  $1\text{E}10 \text{ Pa}$  è stato applicato alle porzioni di versante al di sopra e al di sotto della superficie di scivolamento. Alla superficie di scivolamento e alle due superfici di dislocazione è stato, invece, applicato un modello elastico con densità  $2500 \text{ kg m}^{-3}$  e i moduli di compressibilità e di taglio di valore  $1\text{E}8 \text{ Pa}$ .

Terminata la fase di inizializzazione (circa 13 mila cicli), si è passati all'analisi del modello in condizioni reali (115 mila cicli circa). Il comportamento del substrato è stato considerato sempre elastico, mentre al corpo di frana, alla superficie di scivolamento ed alle superfici di dislocazione è stato un comportamento elastico, perfettamente plastico. Si sono assegnati dei valori ai moduli di compressibilità e taglio variandoli in base alla risposta fornita dal programma fino a quando il risultato è stato sostanzialmente in accordo con quanto accaduto realmente. Il modello realizzato è visibile in Figura 61.

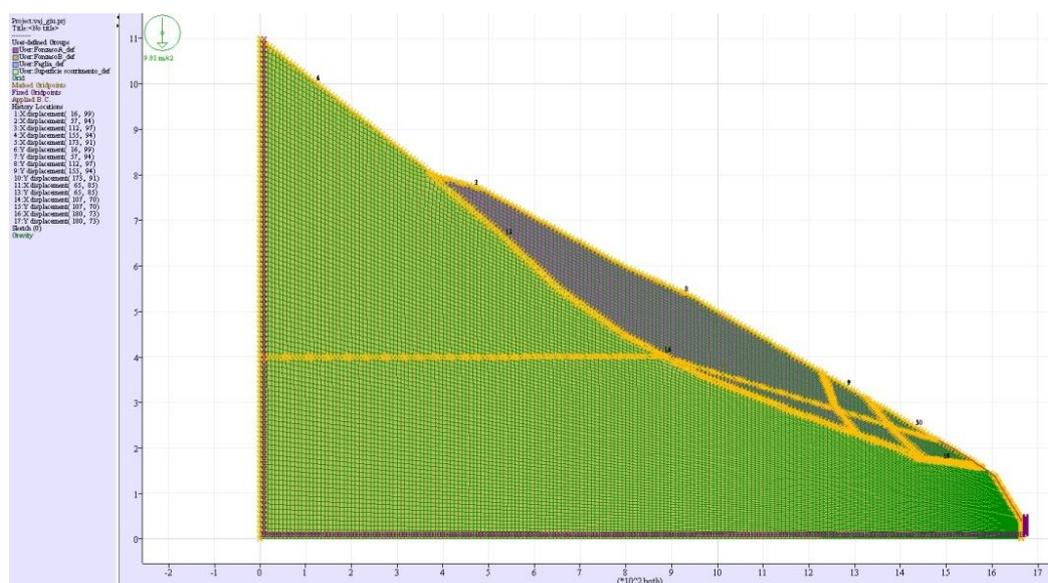


Figura 61 – Sezione ottenuta in FLAC. In verde la porzione di versante sotto la superficie di scivolamento (modello elastico); in viola il corpo di frana (modello obiquitus); in giallo la superficie di scivolamento e le due superfici di dislocazioni (modello Mohr – Coulomb) e la falda; in rosso le pressioni applicate al versante che simulano la presenza del lago.

### 5.3.3. RISULTATI OTTENUTI IN FLAC<sup>2D</sup>

Dalle numerose analisi svolte è emerso che i valori di seguito riportati sono quelli che meglio rappresentano la dinamica dell'ammasso roccioso:

- Al substrato roccioso è stato applicato un modello elastico, una densità di  $2700 \text{ kg m}^{-3}$ , un modulo di compressibilità di  $1\text{E}8 \text{ Pa}$  e un modulo di taglio di  $1\text{E}8 \text{ Pa}$  (FonzasoB);
- Al corpo di frana è stato applicato un modello Mohr – Coulomb, una densità di  $2600 \text{ kg m}^{-3}$ , un modulo di compressibilità di  $1\text{E}8 \text{ Pa}$ , un modulo di taglio di  $1\text{E}8 \text{ Pa}$ , una coesione di 70 mila Pa, un angolo di attrito di  $36^\circ$ , una dilatanza pari a zero ed una resistenza a trazione di 50 mila Pa;
- La superficie di scivolamento e le due superfici di dislocazione, sono state modellate con una fascia di terreno di 5 metri circa, e ad essa è stato

applicato un modello Mohr – Coulomb, una densità di  $2500 \text{ kg m}^{-3}$ , un modulo di compressibilità di  $1\text{E}7 \text{ Pa}$ , un modulo di taglio di  $1\text{E}7 \text{ Pa}$ , e rispettivamente una coesione di 4 mila Pa e 10 mila Pa, un angolo di attrito di  $32^\circ$  e  $34^\circ$ , dilatanza pari a zero ed una resistenza a trazione di 3 mila Pa e 10 mila Pa.

I risultati ottenuti dalla modellazione fanno osservare:

- Tre zone di plasticizzazione con rottura per taglio all'interno del corpo di frana, due nella parte alta e una al piede (Figura 62) e lungo tutta la superficie di scivolamento;
- Con riferimento alle history riportate in Figura 63, si riscontrano spostamenti di circa 30 m nelle direzione X e Y nella parte alta del corpo di frana (history 2 in X e rispettivamente 7 in Y delle Figure 64 e 65). Spostamenti di 30 m e di 16 m, in X e in Y, nella parte bassa (history 5 in X e rispettivamente 10 in Y delle Figura 66 e 67);
- Variazioni dello stato tensionale differenti per la porzione di versante al di sotto e al di sopra della superficie di scivolamento. In particolare, al di sotto della superficie di scivolamento lo stato tensionale varia in modo regolare con la profondità; al di sopra invece, la distribuzione delle tensioni pur aumentando con la profondità risulta molto irregolare soprattutto nella parte centrale del corpo di frana. Al piede si registra una diminuzione dello stato tensionale in corrispondenza delle due superfici di dislocazione (Figura 68).

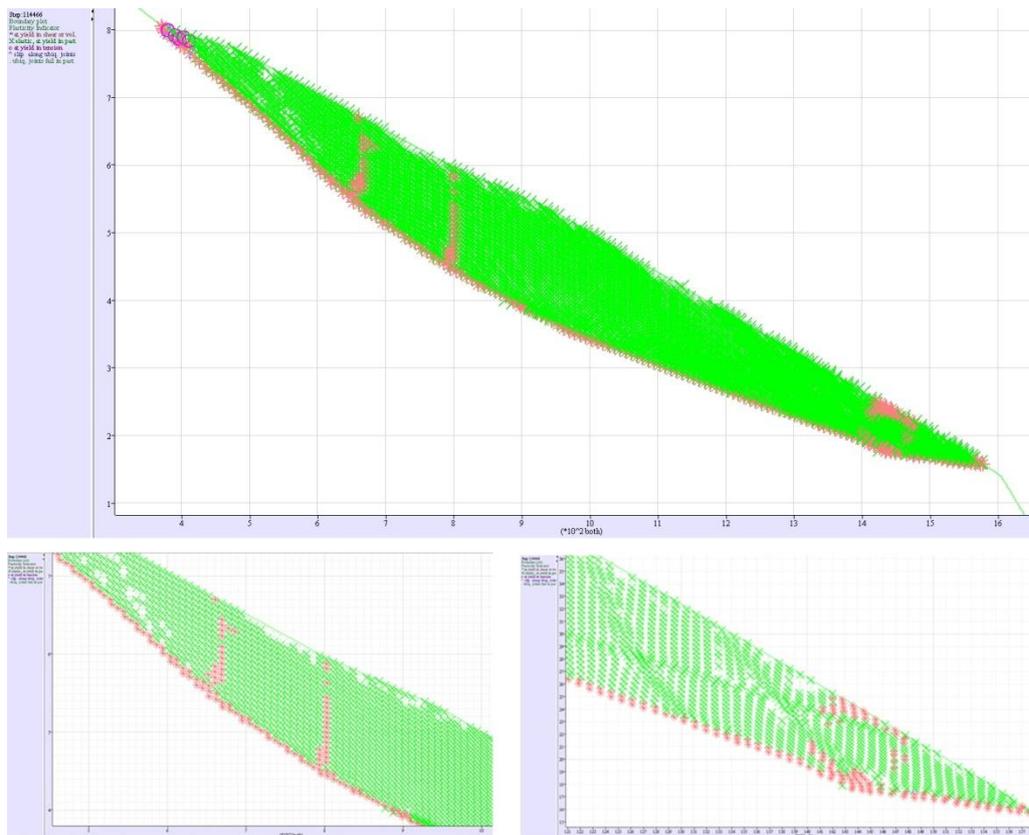


Figura 62 – Zone di plasticizzazione.

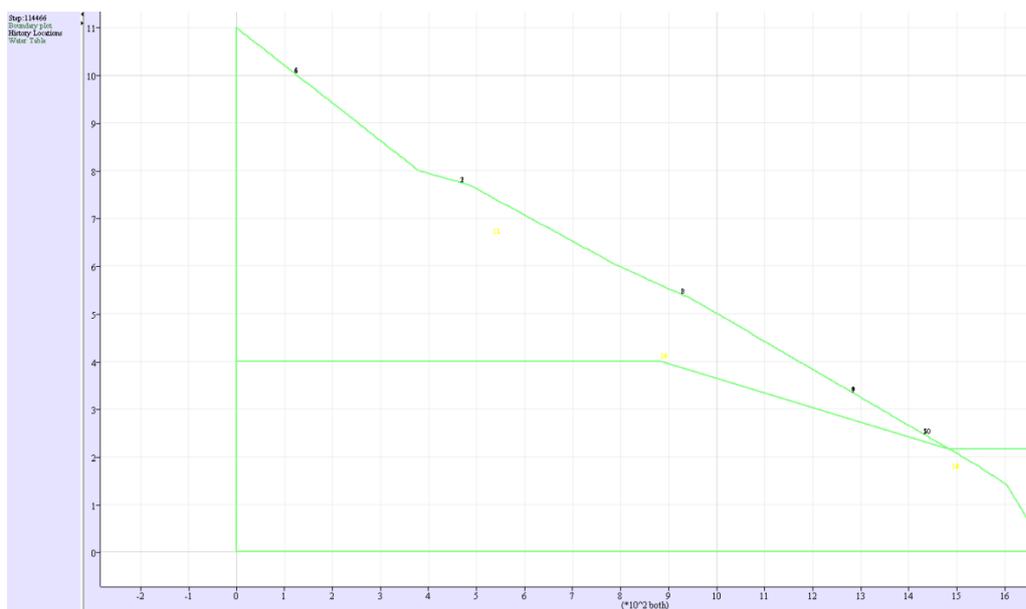


Figura 63 – Disposizione delle history sul versante e sulla superficie di scivolamento

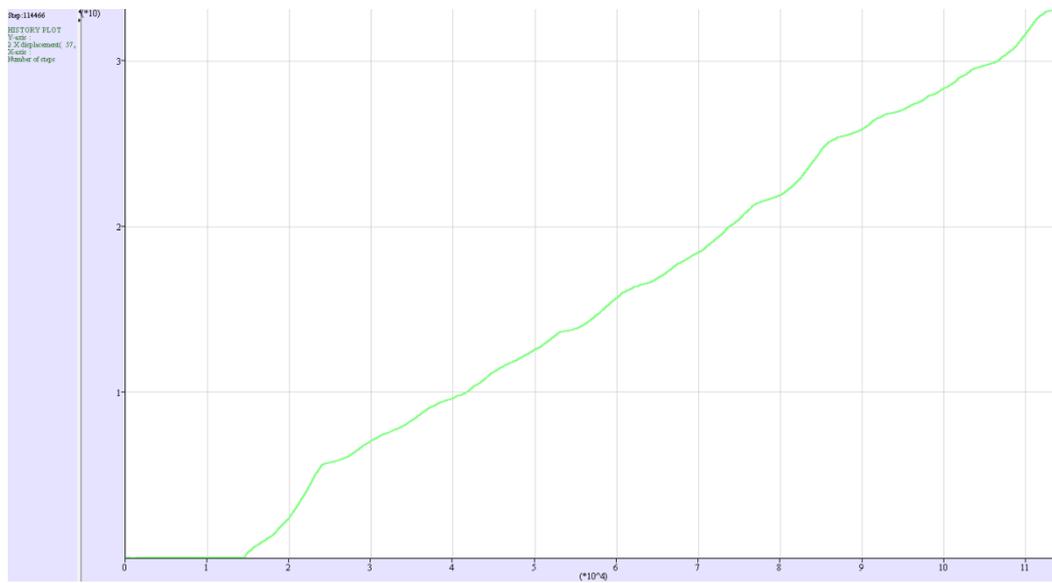


Figura 64 – Grafico degli spostamenti della history 2.

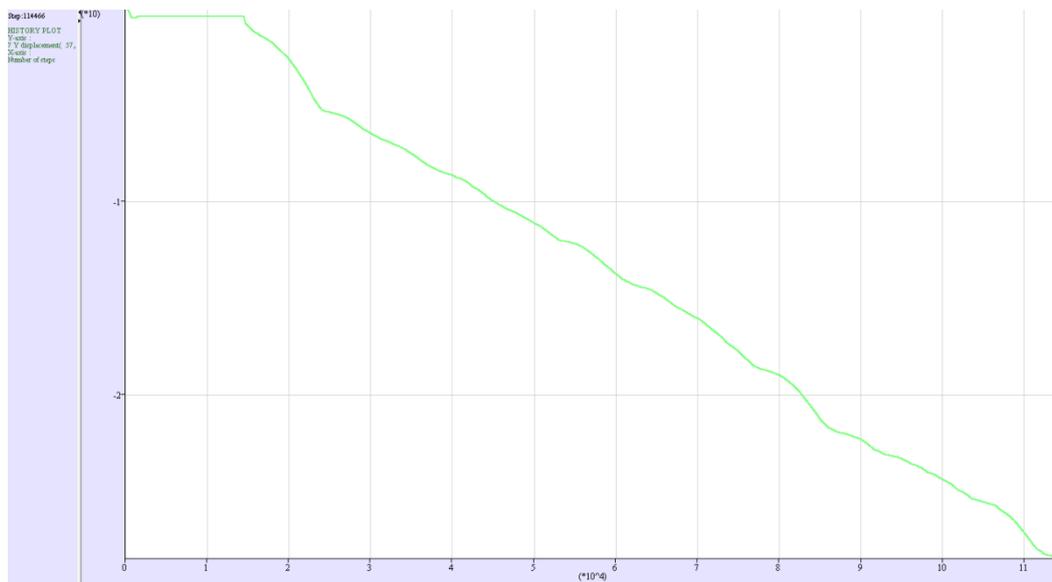


Figura 65 – Grafico degli spostamenti della history 7.

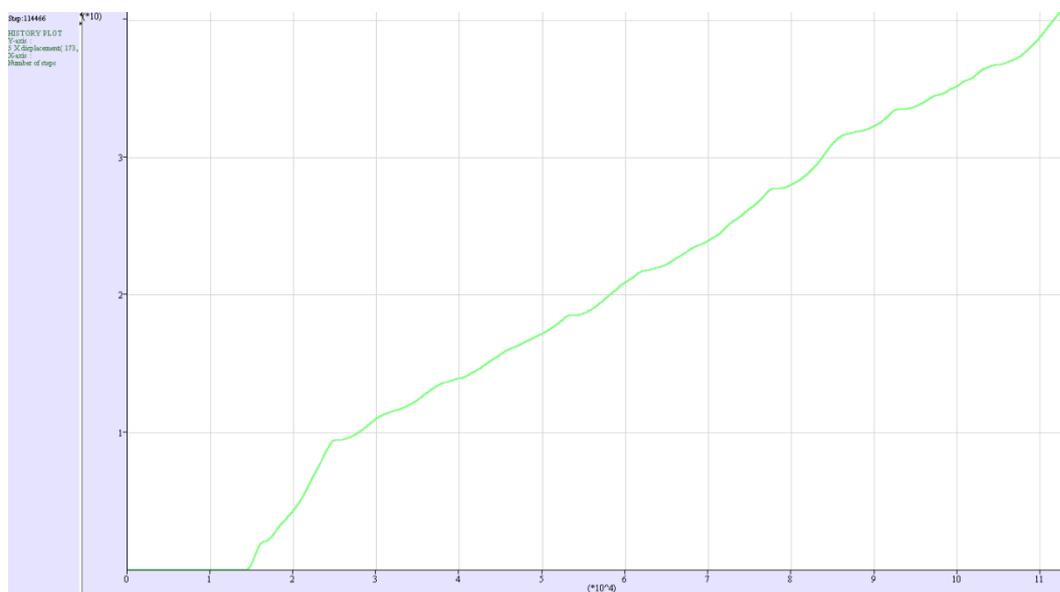


Figura 66 – Grafico degli spostamenti della history 5.

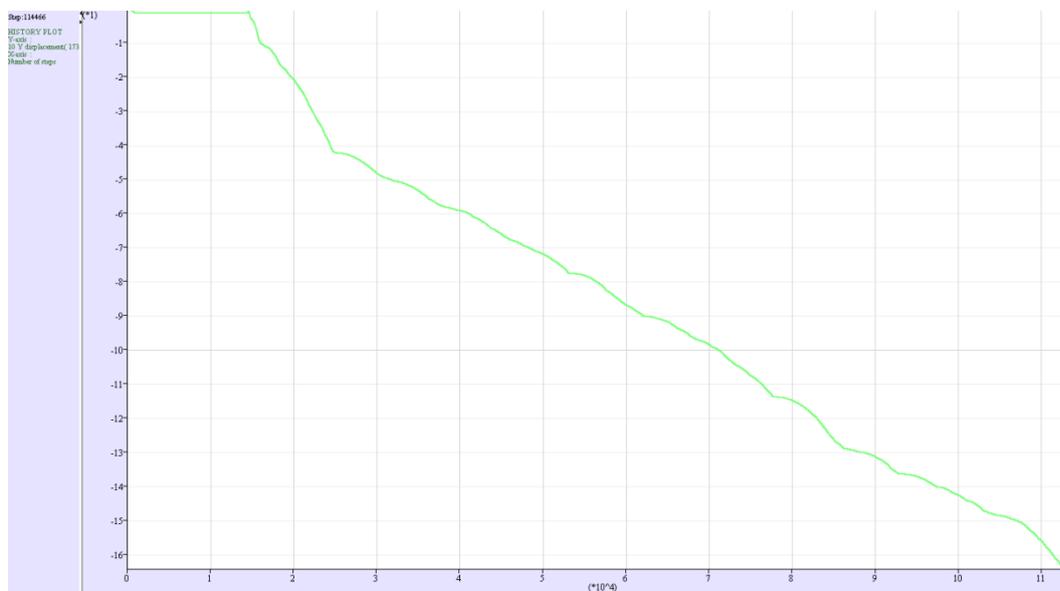


Figura 67 – Grafico degli spostamenti della history 10.

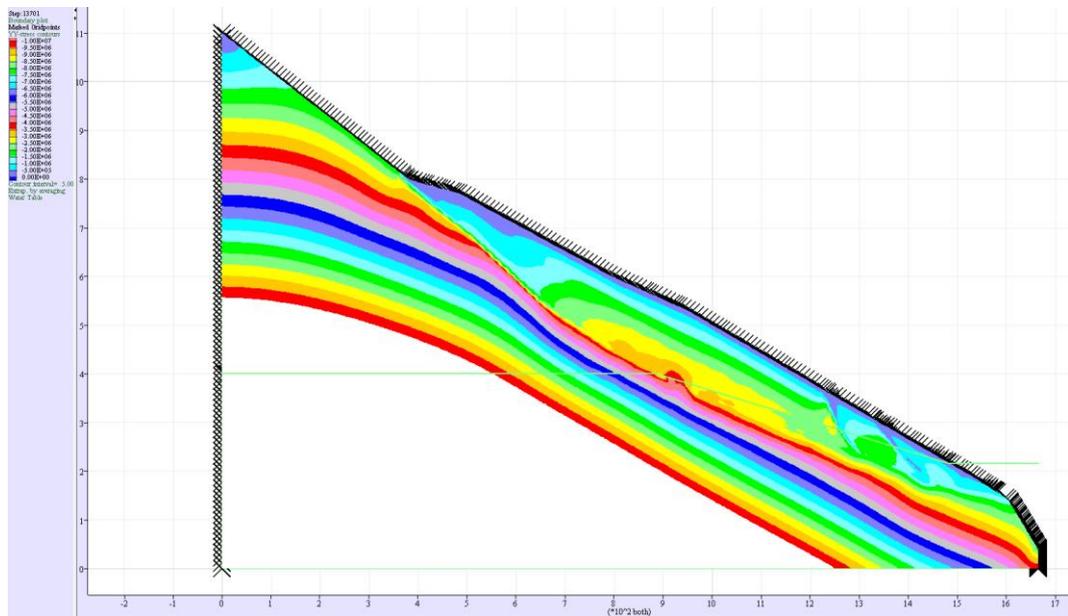


Figura 68 – Distribuzione delle  $\sigma_v$ .

#### 5.4. CORREZIONI APPORTATE AL MODELLO IN UDEC E RISULTATI OTTENUTI

Verranno di seguito riportati i risultati ottenuti introducendo nel modello costruito in UDEC i parametri fisici e meccanici ottenuti con la modellazione ad elementi finiti.

In Figura 69 sono riportate le densità assegnate al bedrock, alla superficie di scivolamento e al corpo di frana.

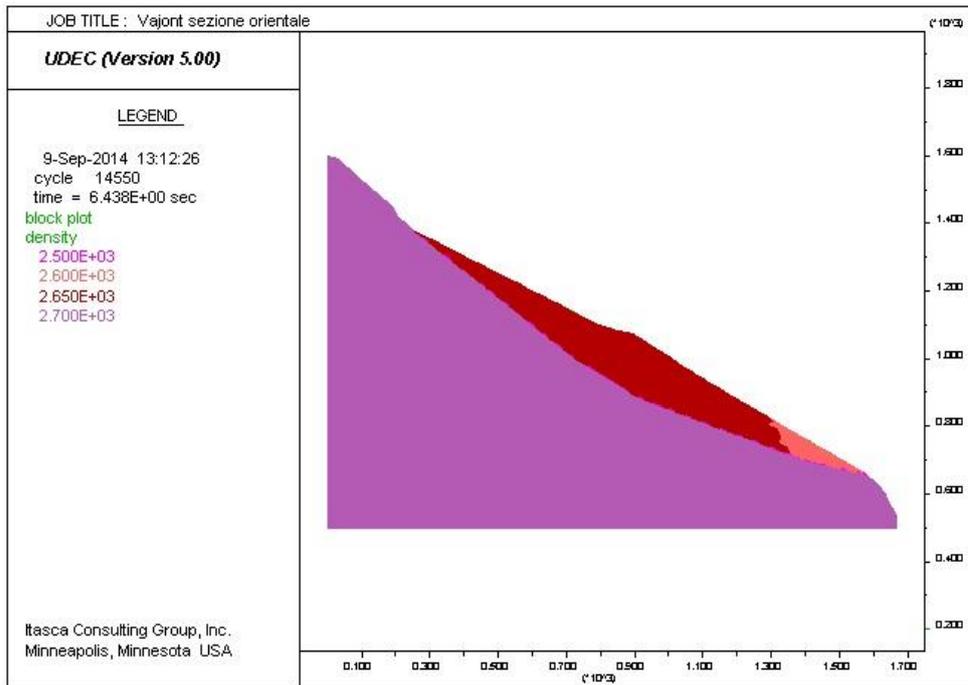


Figura 69 – Densità assegnate al bedrock, al corpo di frana e alla superficie di scivolamento.

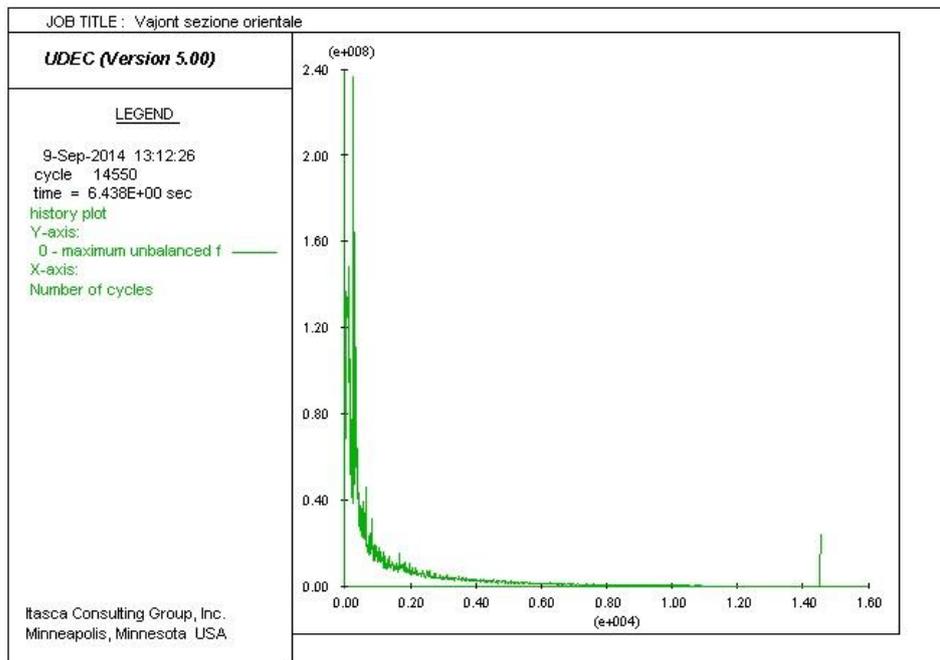


Figura 70 – Diagramma relativo alle forze sbilanciate.

Dalla Figura 70, relativa alle forze sbilanciate, si nota un primo picco relativo alla fase di inizializzazione e successivamente un andamento, tendente allo zero, interrotto da un secondo picco, provocato probabilmente dallo spostamento di uno o più blocchi lungo la superficie di scivolamento.

In Figura 71, sono riportate le zone di plasticizzazione dell'ammasso, si notano tre punti di rottura per trazione lungo il versante e una rottura continua per taglio lungo tutta la superficie di scivolamento, in superficie nella parte bassa del corpo di frana e lungo i piani del sistema di discontinuità con immersione di  $55^\circ$ .

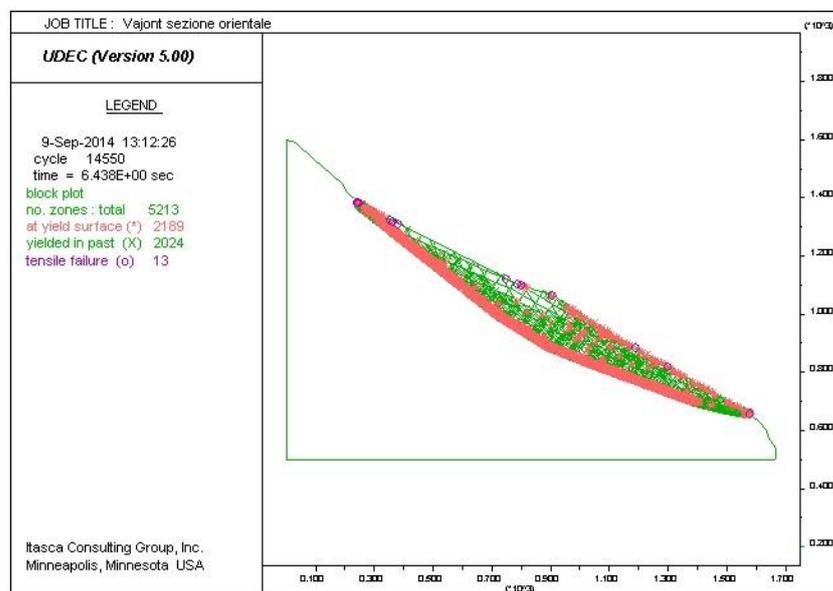


Figura 71 – Zone di plasticizzazione dell'ammasso.

In Figura 72 e 73, relative alle distribuzioni degli incrementi delle deformazioni di taglio, si nota come tali incrementi si distribuiscano solo ed esclusivamente sulla superficie di scivolamento e con valori che variano dai  $1.0 \cdot 10^{-2}$  e  $3.0 \cdot 10^{-2}$ .

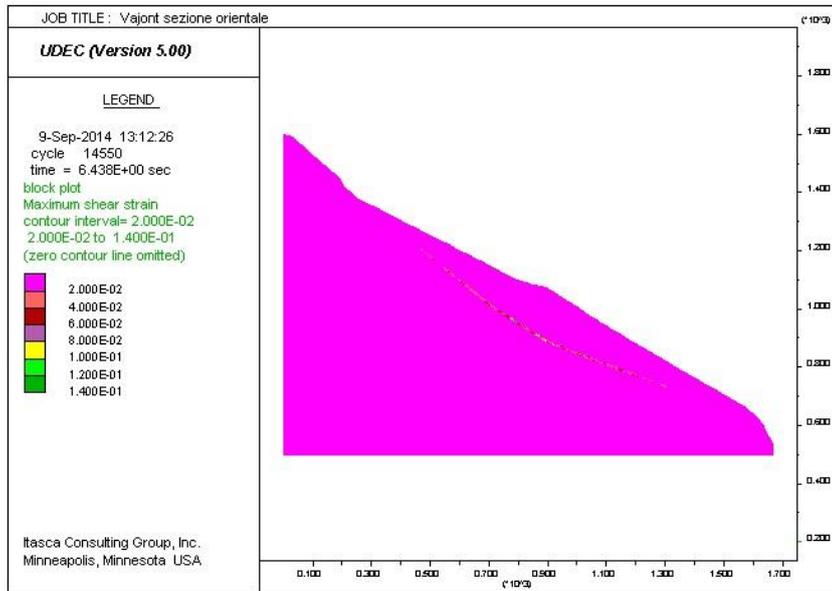


Figura 72 – Distribuzione degli incrementi delle deformazioni di taglio.

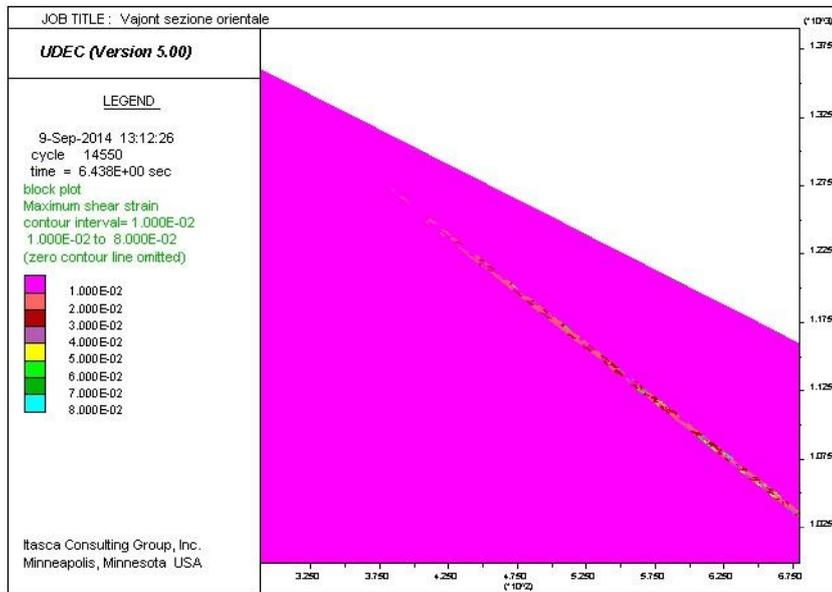


Figura 73 – Distribuzione degli incrementi delle deformazioni di taglio, in dettaglio la parte alta della superficie di scivolamento.

Nelle Figure 74, 75 e 76, infine, sono mostrati i valori di spostamento del corpo di frana. Le Figure 75 e 76 sono degli ingrandimenti relativi alla parte alta e al piede del corpo di frana.

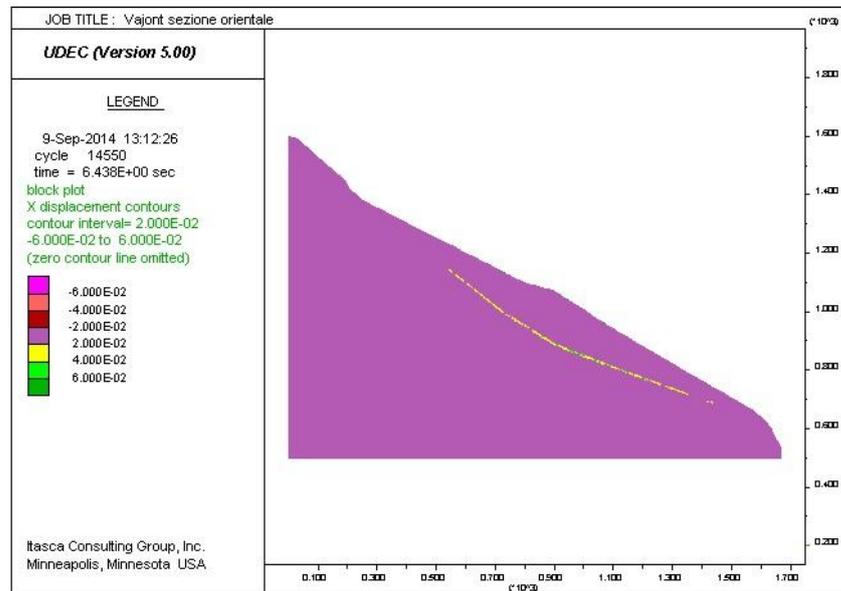


Figura 74 – Distribuzione degli spostamenti del corpo di frana lungo X.

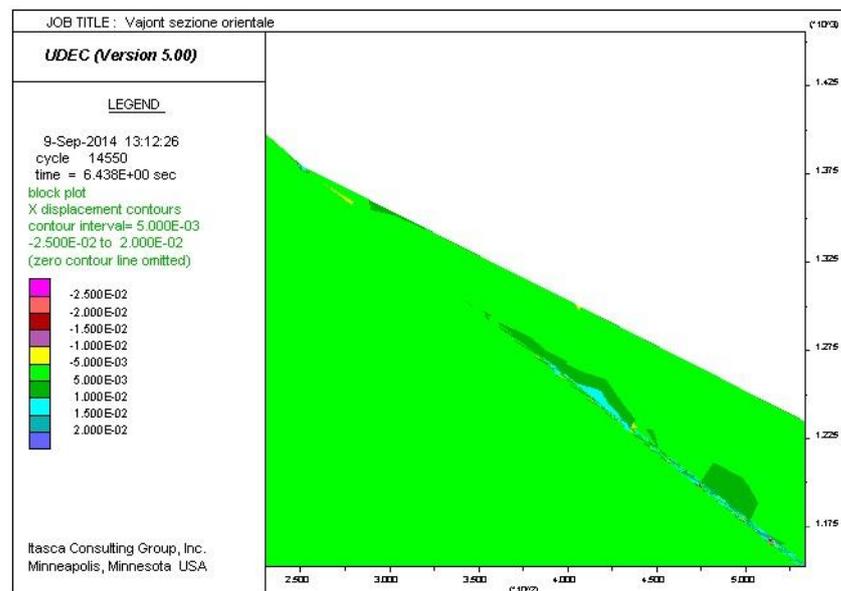


Figura 75 – Distribuzione degli spostamenti lungo X del corpo di frana , dettaglio della porzione superiore.

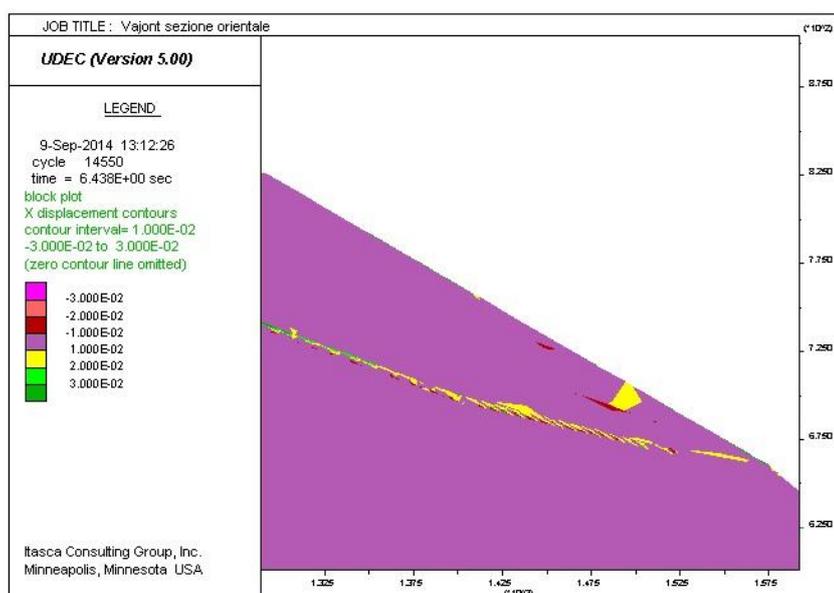


Figura 76 – Distribuzione degli spostamenti del corpo di frana lungo X, dettaglio della parte bassa.

Gli spostamenti registrati variano dai 1 cm ai 1,5 cm per la parte alta del corpo di frana e circa 2 cm per la parte terminale ma in entrambi i casi limitati alla sola superficie di scorrimento.

Osservati i risultati ottenuti in UDEC utilizzando i parametri ricavati in FLAC<sup>2D</sup>, è stato che, non si raggiunge una condizione di disequilibrio come osservato invece nell'analisi in continuo. Si è deciso quindi, di condurre un'ulteriore analisi abbassando drasticamente l'angolo d'attrito a 16° e azzerando la coesione del materiale costituente la fascia di scivolamento per favorire l'instabilità dell'intero corpo di frana.

Di seguito verranno esposti i risultati ottenuti coi nuovi parametri inseriti.

Il grafico delle forze sbilanciate (Figura 77) ricorda quello visto in precedenza (Figura 70), in cui avevamo il picco iniziale relativo alla fase di inizializzazione, un andamento tendente allo zero e un picco finale dovuto probabilmente allo spostamento di uno o più blocchi lungo la superficie di scivolamento.

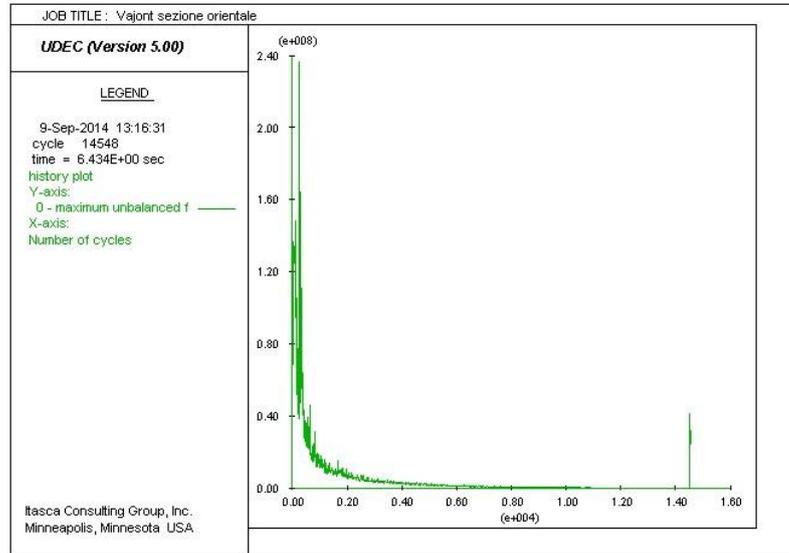


Figura 77 – Diagramma relativo alle forze sbilanciate.

Per quanto riguarda le zone di plasticizzazione, la superficie di scorrimento risulta quasi del tutto in rottura per trazione, così come lungo i piani della famiglia di giunti con immersione di  $55^\circ$  nella parte bassa del corpo di frana.

Sulla superficie del versante, invece, si hanno due aree in rottura per trazione nella parte alta e una fascia quasi continua in rottura per taglio nella parte bassa.

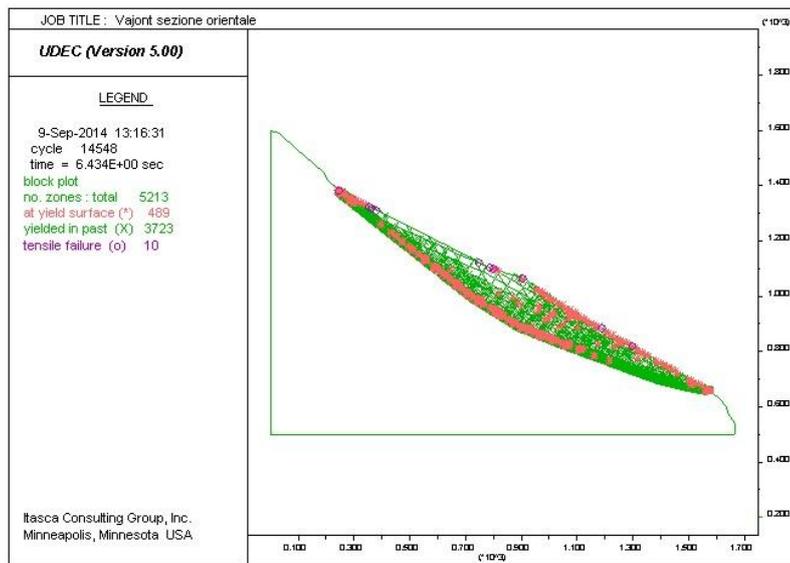


Figura 78 – Zone di plasticizzazione.

Le Figure 79 e 80 rappresentano la distribuzione degli incrementi delle deformazioni di taglio lungo tutta la superficie e al piede del corpo di frana, e anche in questo caso, sono limitate alla sola superficie di scivolamento e con valori che oscillano tra  $1 e^{-2}$  a  $2 e^{-2}$ .

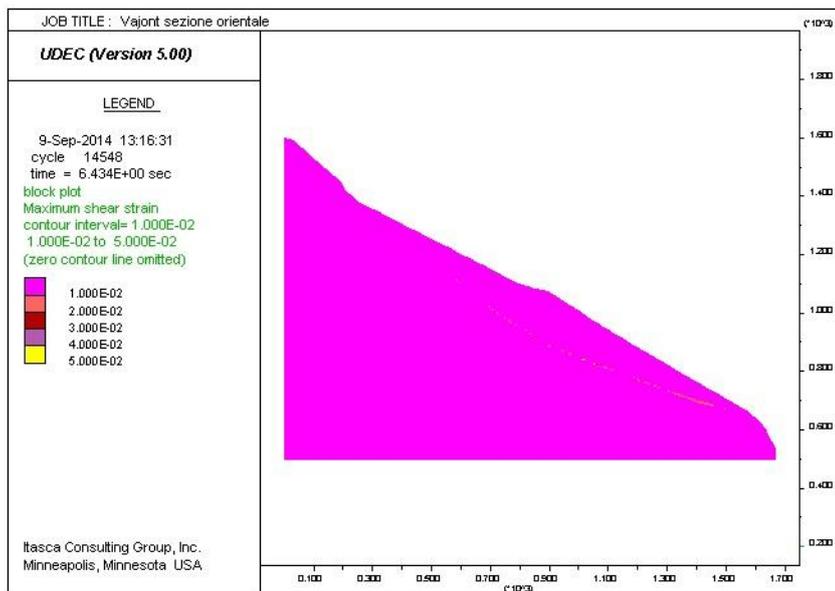


Figura 79 – Distribuzione degli incrementi delle deformazioni di taglio.

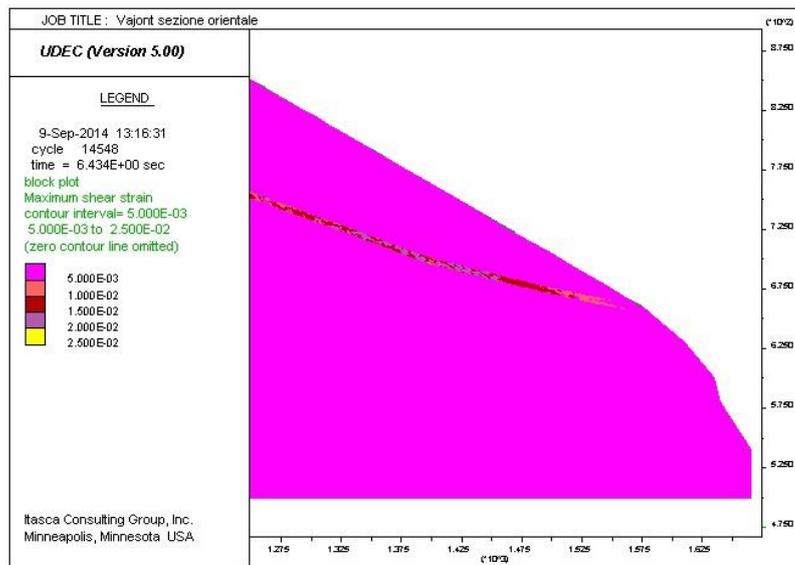


Figura 80 – Distribuzione degli incrementi delle deformazioni di taglio, dettaglio della parte bassa del corpo di frana .

Le Figure 81, 82 e 83 infine, mostrano l'entità degli spostamenti misurati lungo l'asse X. Nello specifico, si ottengono spostamenti di circa 4 cm per la parte alta del corpo di frana e maggiori di 4 cm al piede ma in entrambi i casi limitati alla sola superficie di scivolamento.

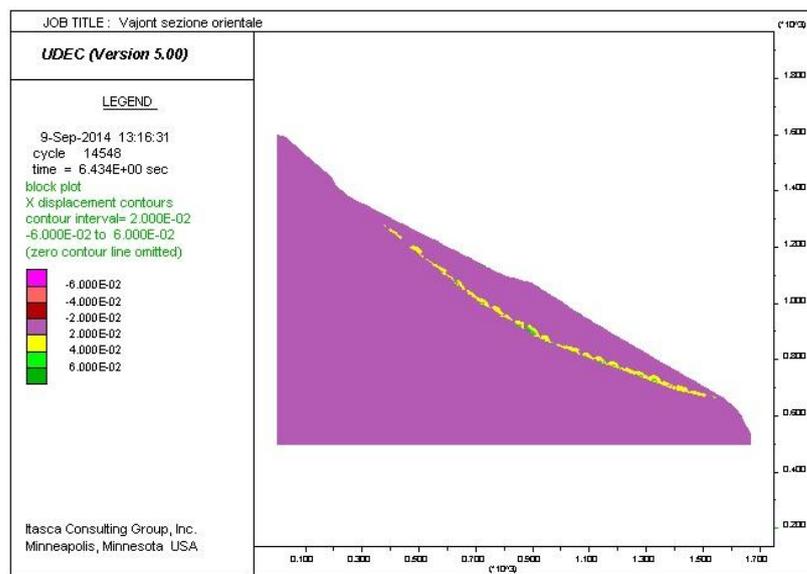


Figura 81 – Distribuzione degli spostamenti lungo X del corpo di frana.

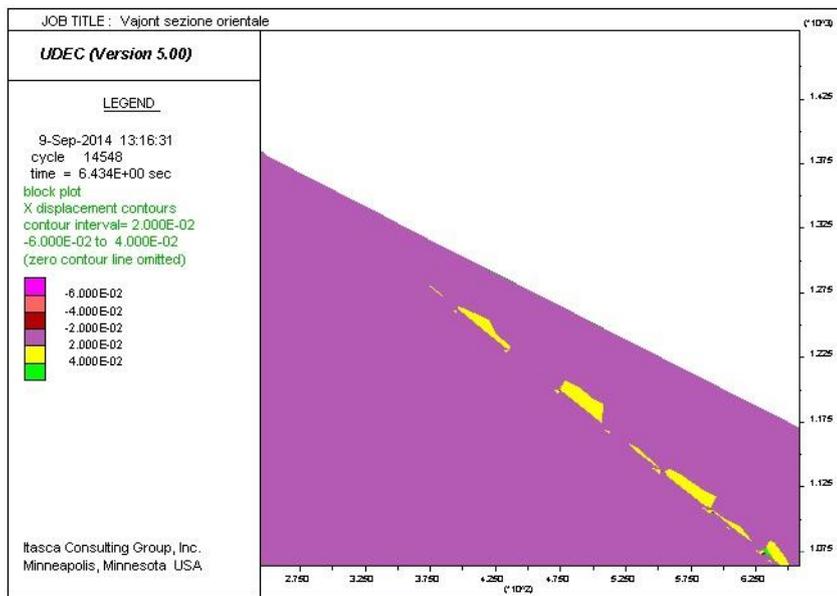


Figura 82 - Distribuzione degli spostamenti lungo X del corpo di frana, in dettaglio la parte alta.

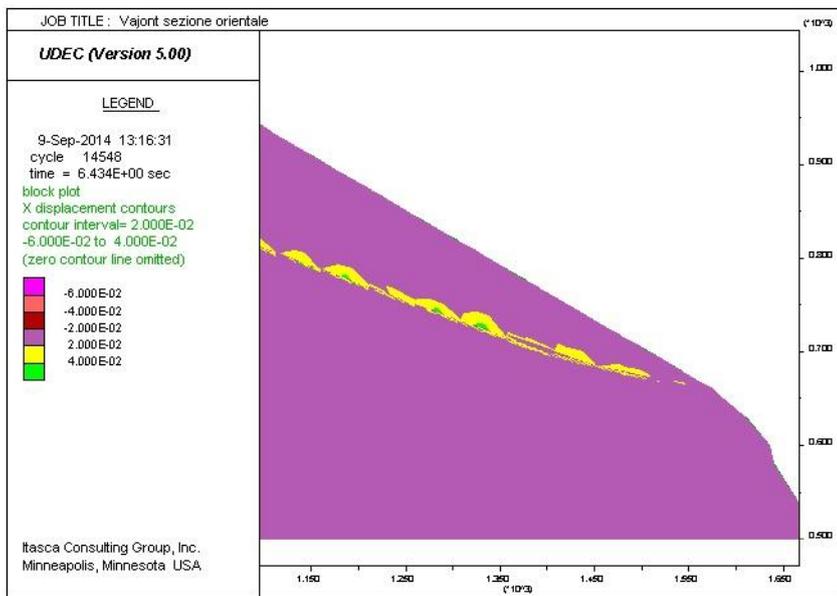


Figura 83 - Distribuzione degli spostamenti lungo X del corpo di frana, in dettaglio il piede della frana.

## 6. CONCLUSIONI

Il tentativo di analizzare la dinamica della frana del Vajont nel suo settore orientale è stato condotto a partire dalla ricostruzione di un modello geologico aggiornato ai più recenti risultati delle ricerche condotte presso le Università di Padova e di Milano. Il modello geologico così ottenuto, è stato trasformato in un modello geologico – tecnico inserendo i risultati delle indagini idrogeologiche, condotte sempre presso il Dipartimento di Geoscienze dell’Università di Padova (Fabbri et alii, 2013), e di quelle geomeccaniche derivanti dalle varie campagne di rilevamento geologico – tecnico.

L’analisi di stabilità condotta inizialmente con un software agli elementi distinti ha portato a risultati non soddisfacenti, nel senso che non sono state osservate condizioni di instabilità. L’analisi parametrica non ha indicato la possibilità di scivolamento del corpo della vecchia frana lungo la superficie di scorrimento ricostruita, pur utilizzando valori molto bassi delle resistenze al taglio orientativamente attribuibili alla fascia di terreni cataclastici corrispondenti alla vecchia superficie di scorrimento.

Dovendo tener conto del fatto che nell’analisi in discontinuo hanno grande rilevanza anche i parametri geomeccanici delle discontinuità presenti nel corpo di frana, parametri molto difficilmente determinabili con la sufficiente approssimazione, si è deciso di condurre un’analisi della stessa sezione utilizzando un codice alle differenze finite: in tal modo si è pensato che si potessero più attentamente valutare i parametri di resistenza al taglio mobilizzati lungo la fascia di scorrimento.

In effetti i risultati sono da questo punto di vista positivi, in quanto la condizione di instabilità viene raggiunta attribuendo parametri orientativamente attribuibili al tipo di materiale presente ed osservato anche nelle carote dei sondaggi al tempo effettuati.

I valori dei parametri così ottenuti sono stati introdotti nel modello ad elementi distinti, ma i risultati della modellazione non sono stati congruenti con quanto ottenuto nella modellazione continua.

Le condizioni di instabilità, non sono state raggiunte neppure diminuendo drasticamente i valori di resistenza al taglio.

Questa conclusione sembra attribuire un significato particolarmente rilevante al fenomeno di creep che ha preceduto il collasso della frana nei precedenti tre anni circa. Ma anche in questo caso i valori di resistenza al taglio mobilizzabili al momento del collasso coinciderebbero quindi con quelli residui che in linea di massima non dovrebbero essere sostanzialmente differenti dai valori minimi inseriti nell'analisi in discontinuo (coesione nulla ed angolo di attrito interno di  $16^\circ$ ).

In definitiva le analisi condotte indicano che due sono gli aspetti da analizzare nelle future ricerche:

1. Il corpo di frana va più attentamente o più completamente studiato in modo da realizzare un modello che meglio rappresenti le complesse caratteristiche geomeccaniche sia puntuali che distribuite. In realtà quest'aspetto è reso particolarmente complesso sia dalle differenze litologiche e dalla loro variabilità spaziale, sia dalla continuità attribuibile ai sistemi di discontinuità presenti. Quanto sopra dovrebbe permettere di meglio evidenziare la distribuzione dell'energia dissipata nel movimento franoso tra la superficie di scivolamento ed il corpo di frana.
2. I terreni che costituiscono la fascia di scivolamento dovranno essere studiati meccanicamente considerando il decadimento delle caratteristiche nella fase di creep primario e secondario, dove le velocità di deformazione sono molto basse, ed in quelle di creep terziario dove le velocità di deformazione crescono velocemente fino ad arrivare al collasso generale dell'ammasso roccioso.
3. Per tener conto dell'energia che apparentemente viene dissipata nel corpo in frana e dei possibili fenomeni di rottura sia lungo le discontinuità che nei blocchi di roccia integra, le analisi dovrebbero essere condotte con simulazioni ibride che tengano conto anche della propagazione di nuove fratture all'interno dell'ammasso roccioso.

## **ALLEGATI**

ALLEGATO 1: CARTA GEOLOGICA DEL VERSANTE SETTENTRIONALE  
DEL M. TOC DOPO L'EVENTO DEL 1963

ALLEGATO 2: DISTRIBUZIONE DELLE STAZIONI GEOMECCANICHE

ALLEGATO 3: UBICAZIONE DELLA SEZIONE MODELLATA IN UDEC

ALLEGATO 4: SEZIONE MODELLATA

ALLEGATO 5: CARATTERISTICHE GEOMECCANICHE PER OGNI  
STAZIONE DI MISURA



## BIBLIOGRAFIA

BARTON, N., CHOUBEY, V., 1977. *The shear strength 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.

BISTACCHI, A., MASSIRONI, M., SUPERCHI, L., ZORZI, L., FRANCESE, M., GIORGI, M., CHISTOLINI, F., GENEVOIS, R., 2013. *A 3D geological model of the 1963 Vajont landslide*. IJEGE.2013 – 06.B – 51.

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.

FABBRI, P., ORTOBINA, M., PICCININI, L., ZAMPIERI, D., ZINI, L., 2013. Hydrogeological spring characterization in the Vajont area. IJEGE.2013 – 06.B – 52.

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: 1<sup>st</sup> 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.

MASSIRONI, M., ZAMPIERI, D., SUPERCHI, L., BISTACCHI, A., RAVAGNAN, R., BERGAMO, A., GHIROTTI, M., GENEVOIS, R., 2013. *Geological structures of the Vajont landslide.* IJEGE.2013 – 06.B – 55.

- 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.
- RIGNANESE, L., 2012. *Analisi di stabilità del versante sinistro del Monte Toc (Pordenone)*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Padova.
- 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.

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

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

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

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

SEMENZA, 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 Beniaowski*. 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*. 31<sup>th</sup> 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 5<sup>th</sup> Canadian Conference on Geotechnique and Natural Hazards, Kelowna, B.C., Canada, 9.