

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI GEOLOGICA E GEOMECCANICA
PRELIMINARE PER IL PROGETTO DELLA
FERROVIA DELLE DOLOMITI TRA
AURONZO E SOMADIDA (BL)**

Relatore: Prof. Paolo Scotton

Correlatore: Prof. Rinaldo Genevois

Dott. Luca Gandolfo

Dott. Geol. Vittorio Fenti

Laureanda: Elena Marcon

ANNO ACCADEMICO 2014/ 2015

Indice

INTRODUZIONE	5
ABSTRACT.....	7
1. INQUADRAMENTO GENERALE.....	9
1.1 Ubicazione	9
1.2 Geomorfologia	10
1.3 Geologia e tettonica	13
2. STUDIO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO LOCALE.....	21
2.1 Unità stratigrafiche.....	21
2.2 Depositi quaternari.....	28
2.3 Aspetti geomorfologici	30
2.3 Aspetti idrologici e idrogeologici	34
3. CARATTERIZZAZIONE DELL'AMMASSO ROCCIOSO	44
3.1 Prove in situ	44
3.2 Prove di compressione uniassiale	51
3.3 Classificazione RMR	57
4. IL TRACCIATO FERROVIARIO.....	63
5. LE PROBLEMATICHE DEL TRACCIATO	68
5.1 Le colate detritiche.....	68
5.1.1 Analisi dei bacini	76
5.2 Fenomeni di instabilità.....	91
5.3 Le gallerie del tracciato.....	105
5.3.1 Il software FLAC	105
5.3.2 Considerazioni sulla realizzazione delle gallerie	106
5.3.3 Il software UDEC.....	120
CONCLUSIONI	123
Ringraziamenti.....	129
Bibliografia	130

ALLEGATI.....	133
ALLEGATO 1- Carte geologiche e geomorfologiche	133
ALLEGATO 2- Profili longitudinali	143
ALLEGATO 3- Profili trasversali	156

Introduzione

Il progetto del prolungamento della rete ferroviaria fino a Cortina, vuol promuovere il turismo nell'area montana e dare più facile accesso all'unicità dei paesaggi dolomitici. Le Dolomiti infatti sono iscritte nella lista del Patrimonio Mondiale dal 2009, per la loro bellezza e importanza a livello geologico e geomorfologico.

Nel presente lavoro si svolge uno studio geologico tecnico lungo il tracciato a partire dagli impianti di risalita di Auronzo di Cadore fino ad arrivare nella Foresta di Somadida. Il tratto esaminato è la parte iniziale di un progetto ferroviario realizzato dal Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università di Padova.

Lo studio verte sostanzialmente sul riconoscimento delle problematiche geologiche, geomorfologiche e geologico tecniche che saranno alla base della futura progettazione esecutiva.

Il tracciato, a singolo binario si svolge a tratti in galleria, a tratti in superficie e a tratti in viadotto e quindi le problematiche analizzate riguarderanno principalmente questo tipo di opere strutturali. L'analisi parte da una ricostruzione della geologia e geomorfologia svolta sulla base della cartografia esistente (Foglio 29 - Cortina d'Ampezzo e Carta geologica della valle del fiume Ansiei) e attraverso indagini in campagna. I risultati sono riportati nei capitoli 1 e 2.

Le rocce affioranti sono state classificate secondo le norme esistenti basandosi sui rilievi di campagna e su alcune prove di laboratorio. I risultati sono riportati nel capitolo 3.

Sono state successivamente individuate ed analizzate le problematiche presenti lungo il tracciato, che è stato preliminarmente descritto in modo dettagliato (capitolo 5).

Le problematiche del tracciato sono rappresentate dai fenomeni di colata detritica e dai fenomeni di instabilità che interessano il tracciato stesso e dalle numerose gallerie previste nel progetto.

Si è data particolare importanza alle colate detritiche molto diffuse nell'area, che presenta le condizioni ideali per l'innescò del fenomeno molto distruttivo e che avviene in rapidità e assenza di segnali premonitori che rende molto difficile la loro previsione. Tra l'altro, essendo in ambiente montano, frequenti sono anche gli eventi di valanga, i quali sono catalogati e cartografati dall'Autorità di Bacino ed a questa cartografia si è fatto riferimento. I risultati dei rilievi e delle analisi numeriche effettuate sono riportati nei capitoli 5.1 e 5.1.1.

Per quanto riguarda le instabilità di versante, sono date quasi esclusivamente da fenomeni di crollo esaminati con il programma Rockfall (*Rockscience*) che effettua simulazioni probabilistiche a partire dalle caratteristiche del terreno e del masso in caduta e permette di ottenere importanti informazioni sull'altezza di rimbalzo, sulla distanza di arresto e sull'energia che si sviluppa lungo il percorso. I risultati sono riportati nel capitolo 5.2.

Infine per i tratti in galleria lo studio è stato condotto con un codice alle differenze finite (FLAC), al fine di determinare la stabilità del cavo in situazioni litologiche differenti. A fini esemplificativi è stato simulato anche lo scavo in roccia utilizzando un codice di calcolo agli elementi distinti (UDEC). I risultati sono riportati nel capitolo 5.3.

Gli studi e le analisi condotte costituiscono la base geologico tecnica preliminare per qualsiasi successiva analisi del tracciato. In base a questi infatti è possibile prevedere le necessarie variazioni da apportare al tracciato per renderlo maggiormente sicuro.

Abstract

A project for a new railway from Calalzo to Cortina has been proposed in order to promote the tourism in the Dolomiti area. The plan was realized by the Department of Civil Engineering of the University of Padova. The project is a single track railway line and includes outdoor sections, tunnel and bridge sections.

In this thesis is analysed the railway part between Auronzo and the Somadida Forest has been analysed conducting preliminary geological and geomechanical studies. Aim of these studies has been the identification of the existing or potential geological, geomorphological and engineering geological problems as the basis for the future executive planning.

At the beginning geology and geomorphology of the area have been studied on the base of the existing geological maps integrating them with direct field analysis where and when necessary. The outcropping rocks have been classified according to the existing international regulations, considering the results of both field analyses and some laboratory tests. Then, the problems along the railway layout have been identified. The main problems result to be mainly constituted by the geomorphological activity of the area (debris flow and rock falls) and by the stability of the tunnel crown and invert.

Debris flows are widespread in the area, as it shows the ideal conditions, both climatic and lithological, for the trigger of these phenomena. This type of phenomena are particularly dangerous due to their velocity and relatively large volumes. A preliminary analysis of the triggering conditions has been carried out considering intense storm as the only one trigger. Common are also snow avalanches, mapped by the Basin Authority, but not considered in this phase of studies. However, it has been observed that they generally follow the debris flow creeks.

As a first approximation, the risk for rock falling has been statistically analysed with the software Rockfall whereas the tunnel stability conditions has been

performed using a finite differences software (FLAC). A preliminary simulation of the tunnel stability in rocks has been performed also using a distinct elements software (UDEC) in order to better considering the effect of the discontinuities geometry and mechanical properties.

Concluding, the geological and engineering geological setting of the examined area are such that a new railway may be planned. However, while the problems connected with the tunnel digging out and with rockfalls seem to be not too much complex, and then resolvable, the future trigger and development of debris flows must be carefully analysed and efficient countermeasures forecast.

1 - Inquadramento generale

1.1 Ubicazione

L'area di studio (figura 1) si colloca nel comune di Auronzo di Cadore (BL), a ovest rispetto all'abitato, ed è compresa nella tavoletta I.G.M Foglio 12, quadrante I, orientamento SE.



Figura 1:
Inquadramento geografico dell'area esaminata. Scala 1:200000

In realtà, la zona di indagine non è ben definita ma segue il percorso del tracciato ferroviario sul fondovalle su una larghezza di varie centinaia di metri. In particolare, il tratto di ferrovia preso in considerazione si sviluppa lungo il torrente Ansiei, nell'omonima valle, a partire dagli impianti di risalita di Auronzo fino alla Riserva naturale della Foresta di Somadida, per una lunghezza totale di 14,16 Km.

Tuttavia, al fine di avere una visione più completa del luogo e comprendere al meglio i fenomeni che possono interessare il tracciato della ferrovia, è stato necessario addentrarsi in alcune delle valli laterali secondarie, come la Val da Rin, la Val Marzon, Val Schiavina, la Val San Vito e risalire qualche versante. Tra le vette più importanti nella parte orientale, vi sono a Nord la Cima D'Auronzo (2914 m), Croda de Toni (o Cima Dodici, 2917 m) facente parte delle Dolomiti di Sesto, e il Monte Rusiana (1830 m) a Sud. Mentre nella parte più occidentale dell'area sono compresi una piccola parte del gruppo delle Marmarole e i Cadini di Misurina rispettivamente a Sud e a Nord del torrente Ansiei. Appartenenti alle

Marmarole, le cime da citare sono: Croda Rotta (2632m), Monte Meduce (2402 m), Cimon del Froppa (2932 m).

Particolare attenzione si dovrà prestare dal punto di vista naturalistico poiché l'ipotetico passaggio della ferrovia attraversa zone di pregio come la Riserva Naturale di Somadida e il Bosco di Soccento.

L'infrastruttura viaria principale è la Strada Regionale 48 delle Dolomiti che percorre parallelamente al torrente Ansiei, collegando l'Alto Adige con il Bellunese.

1.2 Geomorfologia

L'area rilevata presenta la morfologia tipica di zona valliva montana, con piccoli prati e pascoli, conoidi alla base del versante, pendii coperti da boschi e, alle quote più alte, grandi masse rocciose non vegetate, con strutture particolari quali guglie e pinnacoli.

L'aspetto del territorio è il risultato dei caratteri litologici delle formazioni affioranti, di quelli climatici oltre che di quelli antropici. Le litologie presenti influenzano la morfologia per la loro natura compositiva. A rocce meno competenti, come la Formazione del Werfen e di Lusnizza, corrisponderanno versanti meno acclivi e soggetti a degradazione. I versanti settentrionale e occidentale del monte Agudo, dove affiorano queste due litologie terrigene, risultano affetti da numerose situazioni di instabilità. In contrapposizione, il versante in sinistra idrografica dell'Ansiei e le Marmarole, sono composti da rocce carbonatiche e dolomitiche. Tali litologie presentano proprietà meccaniche migliori, ma sono soggette a processi di carsismo e glaciocarsismo, per cui vengono scolpite, cariate e incise. Le acque meteoriche infatti portano ad un fenomeno di dissoluzione chimica su rocce solubili come il calcare e le dolomie.

Il paesaggio attuale è anche il risultato dell'alternarsi di climi differenti; le condizioni climatiche caldo umide dell'Eocene si attenuano nel Pliocene a temperate fino a modificarsi ancora nel Pleistocene quando si instaura un clima

freddo. In quest'ultima epoca e nell'Olocene il succedersi di almeno 4 cicli glaciali influenzarono profondamente la morfologia, generando una gran quantità di forme e depositi. Durante l'ultima glaciazione, chiamata Würm nelle Alpi, un unico grande ghiacciaio invade l'area dolomitica, con spessori tali da sommergere gran parte delle valli e delle vette. Successivamente la deglaciazione porta ad un ritiro delle transfluenze e l'enorme ghiacciaio si distingue in più lingue, ovvero in più bacini. Ne consegue che alcuni bacini si riducono a ghiacciaio morto mentre in altri l'attività glaciale si protrae ulteriormente, come nella Valle d'Ansiei. Nel gruppo delle Marmarole e nelle Dolomiti di Sesto si può indentificare una delle forme più tipiche della morfologia glaciale: i circhi. Essi sono la principale forma di modellamento dei ghiacciaio. Si tratta di conche semicircolari circondate da pareti verticali che fungono da bacino. Alcune di queste ospitano ancora dei piccoli ghiacciai, come per esempio il ghiacciaio di Froppa di Fuori, nelle Marmarole, o nel caso del circo di cima d'Auronzo, sono sede di piccoli laghi (figura 2).



Figura 2 Immagine satellitare del circo glaciale tra cima d'Auronzo e Croda dei Toni. Ben visibile è la conca che ospitava il ghiacciaio, forma peculiare data dal

movimento della massa glaciale, delimitata da pareti verticali e chiusa verso valle da una contropendenza. A quota 2200 m, questa depressione ospita tre laghetti, di cui uno è chiamato Lago Nero. Tale circo glaciale è inoltre meta o luogo di passaggio per gli alpinisti visto la presenza di numerosi sentieri e del Rifugio Carducci (nell'immagine punto azzurro).

L'attività glaciale ha modellato profondamente il profilo delle valli, erodendo e levigando le rocce. La testimonianza del passaggio del ghiacciaio è data oggi dalla caratteristica forma ad "U" delle valli glaciali e dai depositi morenici. La valle d'Ansiei (figura 3), anche se leggermente modificata dall'attività fluviale, presenta tale profilo.



Figura 3: La valle d'Ansiei, con tipica sezione trasversale a "U" data dal modellamento glaciale. Dopo il ritiro del ghiacciaio si sono imposti sistemi torrentizi che raccordano i versanti con il fondo valle tramite i conoidi.

La morfologia riferibile alle attuali condizioni climatiche, in ambiente montano, è data per lo più da processi di degradazione meteorica, tra cui il gelo-disgelo e da processi gravitativi.

Il crioclastismo, dovuto oscillazioni della temperatura sopra e sotto allo 0°C, intensifica la fratturazione delle rocce generando falde detritiche per accumulo gravitativo alla base delle pareti a maggior sviluppo verticale. Inoltre la permanenza della neve al suolo per diversi mesi produce forme di modellamento per processi di nivazione. I versanti sono infatti incisi da canali di valanga e nicchie di nivazione.

Oltre alle frane e ai dissesti, numerose sono le colate detritiche responsabili della formazione di ampi conoidi di deiezione.

Infine, il paesaggio ha subito modifiche antropiche più o meno intense. L'occupazione delle valli da parte dell'uomo ha dato origine a numerosi insediamenti, nonché alle vie di collegamento e approvvigionamento. Sono state costruite strade, sentieri, impianti di risalita, rifugi e bivacchi. La recente realizzazione di una pista ciclabile lungo il torrente Ansiei ha portato a modifiche dell'alveo del torrente stesso, con spianamenti ed arginature. Inoltre le acque dell'Ansiei, del torrente Marzon e di altri rii sono state incanalate al fine di essere sfruttate per la produzione di energia elettrica. Il lago di Auronzo, noto come lago di Santa Caterina, (figura 4) è un lago artificiale di proprietà dell'Enel. Inoltre in località Stabin vi è una conca lacustre artificiale con scopo sempre idroelettrico.



Figura 4: A sinistra il condotto della centrale elettrica di Somprade. A destra la diga di Auronzo. Questa è causa della formazione del lago omonimo, con una

superficie di 0,49 km² e volume di 6,25 milioni m³. (Database LIMNO)

Infine il territorio è stato sfruttato per attività estrattive i cui segni sono molto evidenti. Sul monte Rusiana è presente un ex miniera dell' Argentiera, che sfruttava blenda galena e calamina, mentre a nord della cittadina di Auronzo, a quota 1500 m si trovano due miniere di blenda (nelle località di Grigna e Pian da Barco).

1.3 Geologia e tettonica

La zona studiata è parte del settore geodinamico delle Alpi Meridionali, o Sudalpino, che rappresenta la parte della catena alpina a sud della Linea Insubrica, caratterizzata da ripiegamenti con vergenza verso Sud.

La sequenza stratigrafica presente nell'area è dominata da formazioni sedimentarie del periodo Triassico. La formazione più antica, il conglomerato di Ponte Gardena, affiora nelle confinanti aree del Comelico e della Val di Sesto. È costituita da conglomerato a ciottoli di scisti cristallini, derivante dallo smantellamento del sottostante basamento cristallino. Questi, per azione di trasporto torrentizio si sono depositi nel Permiano Inferiore. In seguito al sollevamento verificatosi tra Permiano Inferiore e Permiano Medio, si instaura nel Comelico un ambiente di sedimentazione continentale. Successivamente l'intera regione dolomitica diventa una piana alluvionale, fino a che con la fine del Permiano, si verifica un'ingressione marina. In ambiente di pianure di marea e sabhka si deposita la formazione del *Bellerophon*, rilevabile nell'area di Cima Gogna. La successiva regressione e nuova ingressione non sono visibili nell'area a causa di una lacuna stratigrafica. Durante il Triassico inferiore il livello del mare sale ciclicamente di modo che vari ambienti si alternino: si passa da acque poco profonde a pianure di marea ad ambiente costiero. Tali ambienti sono rappresentati dalla Formazione di Werfen, la cui successione stratigrafica completa è difficilmente visibile nell'area del Cadore. All'inizio del Triassico medio si impostano lagune e pianure tidali e si esauriscono gli apporti terrigeni. La Formazione di Lusnizza, affiorante sul versante destro dell'Ansiei presso Auronzo, descrive un ambiente di laguna interna. Vari autori ritengono invece che la Formazione del Serla Inferiore sia di ambiente lagunare ristretto, nella zona di Auronzo, per la prevalenza di calcari micritici, mentre di ambiente intertidale nel Comelico. La formazione del Serla Superiore rappresenta invece la prima e vera piattaforma carbonatica, i cui spessori molto vari indicano rapporti di sedimentazione e subsidenza localmente diversi. Le instabilità tettoniche nell'Anisico superiore portano alla frammentazione ed all'annegamento della piattaforma, con locali erosioni dovute a emersioni o con locale sedimentazione pelagica. Evidenze delle erosioni si hanno per la presenza di brecce a contatto con F. del Serla, come a Col del Cucco e Monte Rusiana; mentre gli eventi di sedimentazione sono presenti in località Stabin, Cosderuobe, Col del Cucco (Formazione M. Bivera e d'Ambata). Nel Ladinico, eventi tettonici rendono

instabili gli ambienti portando ad una differenziazione geografica. Si verifica una nuova regressione marina che permette la crescita di piattaforme (Dolomia dello Sciliar), le quali si sviluppano per gran parte del Carnico nell'area del Monte Popera, mentre a Sud (Monte Rusiana, Col Vidal) le piattaforme si sviluppano localmente. Le evidenze del vulcanismo ladinico si riconoscono nelle successioni bacinali delle formazioni di LaValle e di San Cassiano. Nel Carnico Medio e superiore, all'evento magmatico segue una fase di trasgressione e quindi di crescita di piattaforme carbonatiche subtidali (Dolomia Cassiana) o intertidali (Dolomia del Dürrestein). Un ritorno al clima caldo umido nel Carnico Superiore determina l'apporto di sedimenti terrigeni denominati formazione di Travenanzes (cambio di denominazione da formazione di Raibl). Questa litologia è però quasi assente nell'area analizzata e nei dintorni. Infine nel Norico e Retico si instaura una nuova piattaforma carbonatica, la Dolomia Principale.

Gran parte del territorio di fondovalle e dei fianchi dello stesso, sono coperti da depositi quaternari derivanti da processi gravitativi, glaciali, alluvionali e di origine mista. La vegetazione che attecchisce fino ai 2000 m non permette l'analisi di tali sedimenti. Affioramenti del quaternario si hanno infatti solamente sulle scarpate di erosione torrentizia e in scavi antropici. Queste condizioni sono comunque rare in confronto all'estensione della copertura. Nella zona sono presenti, come già accennato, depositi riferibili all'ultima espansione glaciale. Per quanto riguarda il bacino del Piave, le ricostruzioni paleogeografiche dimostrano la presenza di un maestoso ghiacciaio con superficie poco inclinata verso Sud. Il ritiro del ghiacciaio in seguito alla deglacializzazione, provoca la divisione dello stesso in vari lingue minori e la conseguente differente sedimentazione di valle in valle. Al fine di distinguere i depositi, il sistema del Piave è stato suddiviso in sei subsistemi. Il sottobacino del torrente Ansiei (figura 5) appartenente al bacino del Piave, coinvolge due di questi subsistemi: subsistema di Cois De Ruoibe e il subsistema del Monte Sorapis, di seguito descritti.

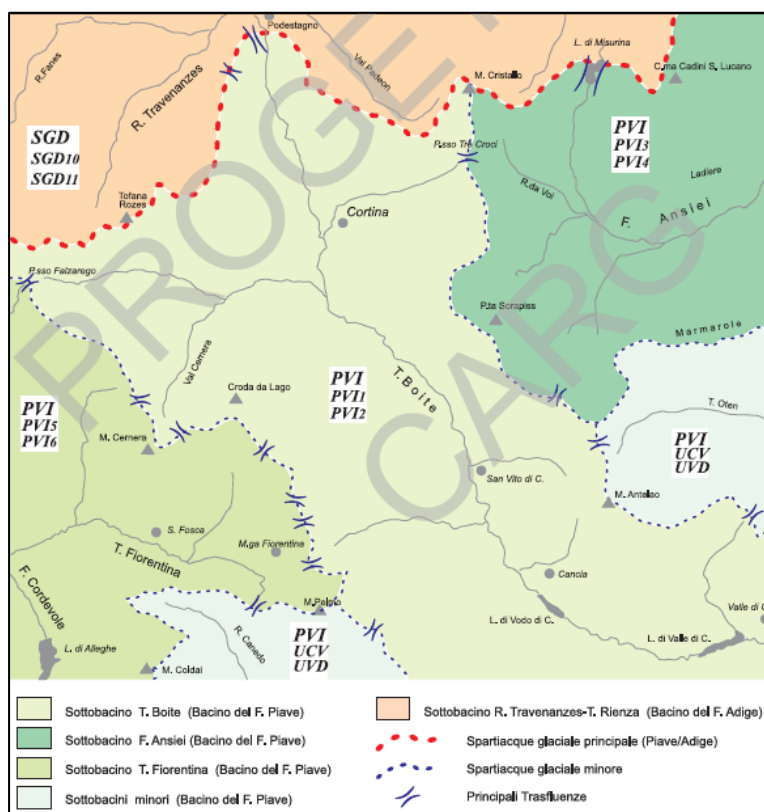


Figura 5: Schematizzazione di alcuni bacini nell'area d'interesse. Compresi nel sottobacino del torrente Ansiei sono: subsistema di Cois De Ruoibe (PVI3) e il subsistema del Monte Sorapis (PVI4)

L'evoluzione del Subsistema di Cois De Ruoibe è complessa.

La disattivazione delle confluenze del Passo Tre Croci e del Passo di Misurina, con l'inizio della deglaciazione, comporta l'ulteriore suddivisione del sistema glaciale. Un primo settore si trova a valle della confluenza del Rudavoi con il torrente Ansiei. I circhi glaciali del Sorapis e delle Marmarole riescono a mantenere attiva la lingua glaciale occupante questo settore, rendendo più lento il ritiro. La presenza di una massa glaciale ancora attiva è testimoniata dai depositi terrazzati di *kame* sul versante settentrionale dell'Ansiei (a 1550-1720 m). Un secondo settore si distingue nella zona di Passo Misurina e Tre Croci. A differenza del precedente, la lingua glaciale non essendo più alimentata si riduce velocemente a ghiacciaio morto. Il till di ablazione appartenente a questo subsistema, si ritrova in alta Val dell'Ansiei ed è composto da diamicton a matrice sabbioso limosa. Questo deposito è anche la causa dello sbarramento del torrente Ansiei e della conseguente formazione del lago di Misurina.

Il subsistema del Monte Sorapis ha la sua evoluzione nel Pleistocene Superiore, alimentato dai ghiacciai di circo. Alimentati da queste lingue glaciali, i torrenti Ansiei e Rudavoi avevano una portata molto maggiore dell'attuale. Il quantitativo di trasporto solido, derivato dalla grande portata, fece aggradare la piana alluvionale della valle d'Ansiei. I depositi affiorano nei pressi dell'alveo del torrente Ansiei tra 1750 m e 1400 m di altitudine, e a Ovest del rifugio Tre Sorelle nella foresta di Somadida. Inoltre le temperature erano tali da innescare numerosi fenomeni di trasporto di massa quali colate detritiche, valanghe e mudflow, dando luogo a depositi di origine mista.

Nell'area esaminata sono presenti molteplici elementi tettonici (figura 6) che portano alla dislocazione delle masse rocciose e quindi delle formazioni geologiche.

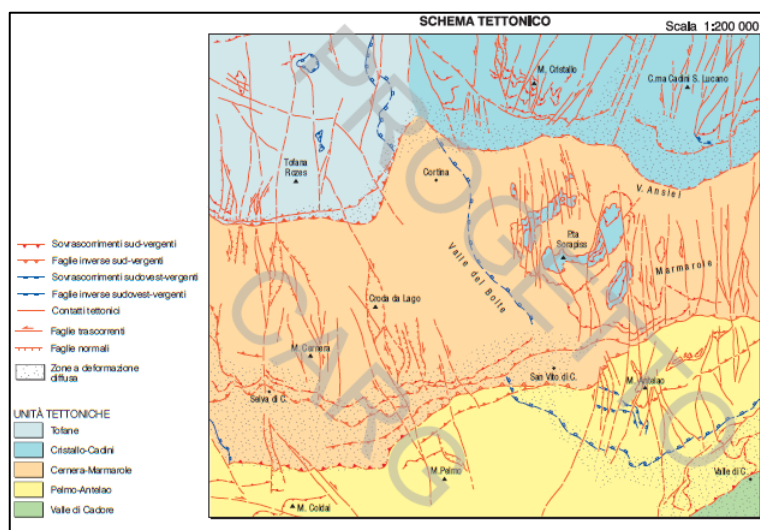


Figura 6 Elementi tettonici nella zona di Cortina, dalle Note illustrative del Foglio 29, Cortina.

Il sistema di sovrascorrimento dell'Ansiei comprende una serie di faglie a basso angolo con immersione NNE, con andamento generale Est-Ovest. È uno dei più importanti sovrascorrimenti, e continua sia a ovest che a est congiungendosi rispettivamente con la faglia di San Antonio e della Valsugana. La ricostruzione evidenzia un enorme rigetto, di 5-6 km (Caputo 1996); infatti al blocco di letto costituito da Dolomia Principale (Sorapis, Marmarole) corrisponde un blocco di tetto composto da varie litologie anisiche nel versante settentrionale della valle d'Ansiei. L'assetto strutturale tipico di una tettonica compressiva, determina

elisioni delle sequenze del Triassico, evidenti nella geologia del monte Rusiana. Quest'ultimo, assieme al Col Burgion, presentano inoltre un sistema molto fitto di faglie Nord-Sud, da cui ne conseguono ulteriori dislocazioni, e una struttura di tipo *horst-graben*. La complessità del sistema di faglie del Monte Rusiana si conclude a Sud e a Ovest contro la linea di Pian di Serra. Essa separa le unità plastiche del M. Rusiana dalle unità carbonatiche delle Marmarole. La continuazione a ovest della dislocazione non è ben visibile nella valle d'Ansiei per l'estesa copertura detritica, ma risulta intuitiva in località di Stabinrigo per la presenza di raddoppi della serie e nei pressi di Misurina a causa di contatti tra serie non plausibili perché appartenenti ad ambienti incompatibili.

Nel gruppo delle Marmarole si indentifica una struttura di piega sinclinale con asse est-ovest, con faglie dello stesso andamento.

L'area del Monte Popera-Tre Cime essendo composta da successioni carbonatiche, costituiscono un sistema rigido. Le Tre Cime inoltre presentano un assetto di ampia sinclinale con asse ONO-ESE. Di simile andamento sono anche le numerose faglie che creano abbassamenti (come la Croda de Toni) e rialzamenti della zona. Sono presenti altre numerose faglie di rilevante importanza. Un allineamento visibile anche da immagine satellitare (figura 7), è quello della Val Fiscalina-Forcella Maria-Val Gravasecca. Infine una faglia partendo da Val Marzon attraversa forcella Lavaredo e giunge nell'area di Pizzo Mattina.

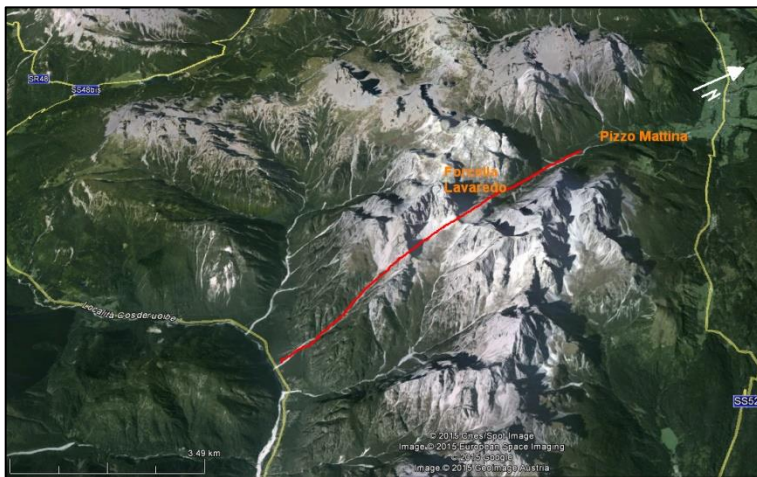


Figura 7 *Visione panoramica del gruppo Popera. In rosso, l'allineamento tettonico.*

Con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n.3271 del anno 2003, "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica", viene avviato in Italia un sistema per la stima della pericolosità sismica, basandosi su metodi riconosciuti a livello internazionale. Vengono quindi individuate nel territorio delle zone sismiche in base all'intensità e alla frequenza dei terremoti del passato e fornite le normative tecniche da adottare per le costruzioni.

Con il termine pericolosità sismica, dal punto di vista probabilistico, si intende lo scuotimento del suolo atteso in un dato sito con una certa probabilità di eccedenza in un dato intervallo di tempo, ovvero la probabilità che un certo valore di scuotimento si verifichi in un dato intervallo di tempo.

La classificazione prevede in particolare identificazione di 4 zone, in base ai valori di accelerazione massima su roccia (a_g) con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (tabella 1).

Zona sismica	Accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni (a_g)
1	$a_g > 0.25$
2	$0.15 < a_g \leq 0.25$
3	$0.05 < a_g \leq 0.15$
4	$a_g \leq 0.05$

Tabella 1 Ripartizione delle zone sismiche

Il comune di Auronzo di Cadore, come si può dedurre dai valori della figura 8 ($0.075 < a_g < 1$), rientra nella zona numero 3, la quale secondo la ripartizione coincide a una zona a bassa pericolosità sismica, che può essere soggetta, raramente, a forti terremoti.

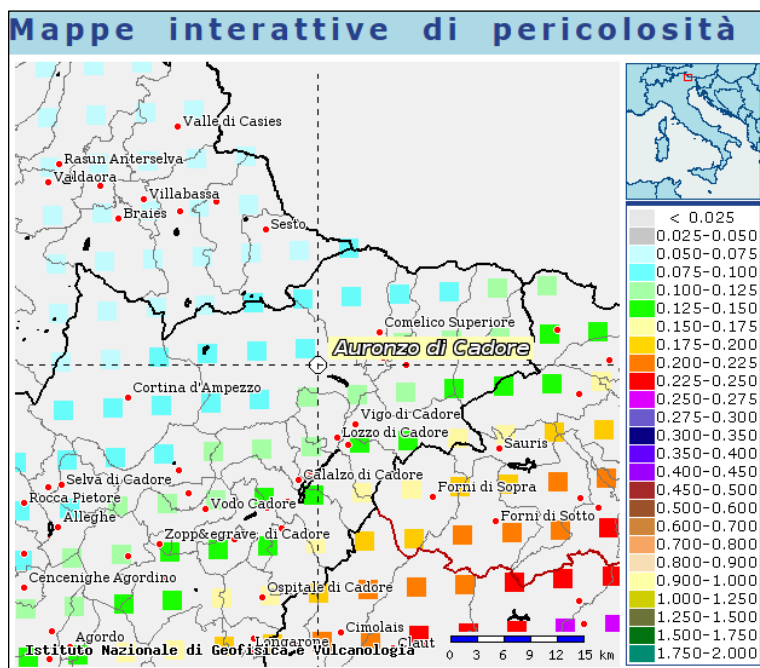


Figura 8: Mappa di pericolosità sismica visualizzabile nel sito dell'Istituto nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

La mappa visualizza i valori di accelerazione di picco orizzontale del suolo (a_g), con probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

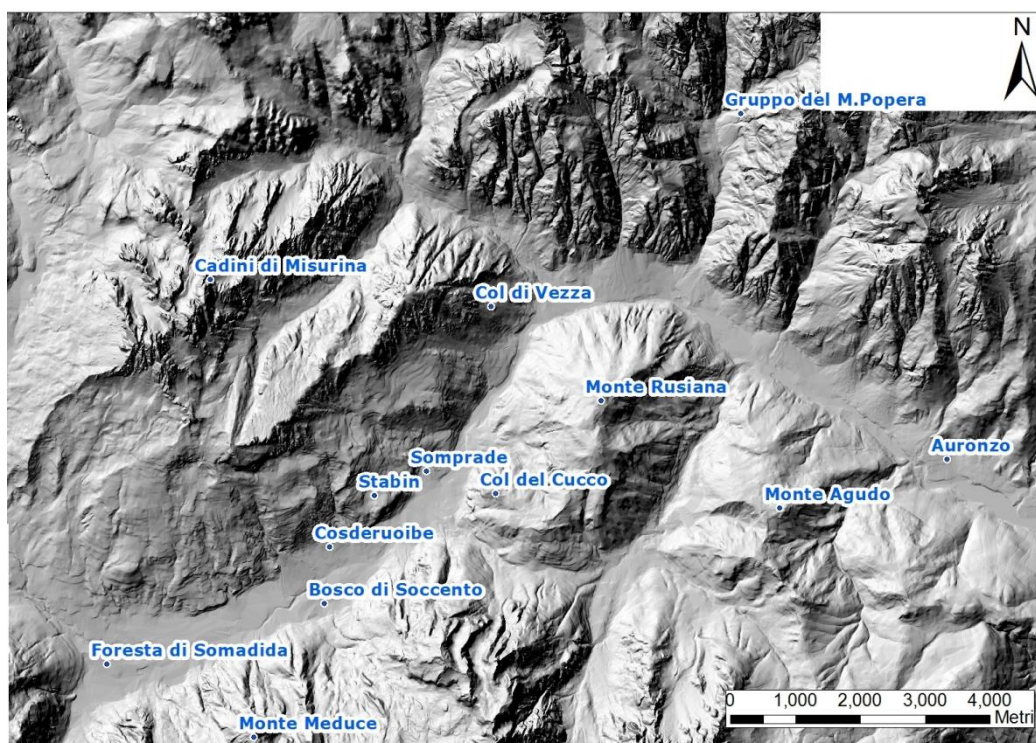


Figura 9: Immagine riassuntiva delle località.

2 - Analisi geologica e geomorfologica locale

2.1 Unità stratigrafiche

Le formazioni presenti nell'area, come già accennato, sono collocabili nel periodo Triassico. Le numerose dislocazioni e gli eventi tettonici hanno portato all'elisione di alcuni termini oltre che ad una certa complessità stratigrafica.

Il riconoscimento delle litologie presenti è stato effettuato sulla base della carta geologica esistente dell'area (Carta geologica della Valle del fiume Ansiei e dei gruppi M.Popera-Tre Cime di Lavaredo) da cui è stata presa anche la colonna stratigrafica di figura 10. Qui di seguito vengono descritte le formazioni direttamente affioranti nell'area di studio.

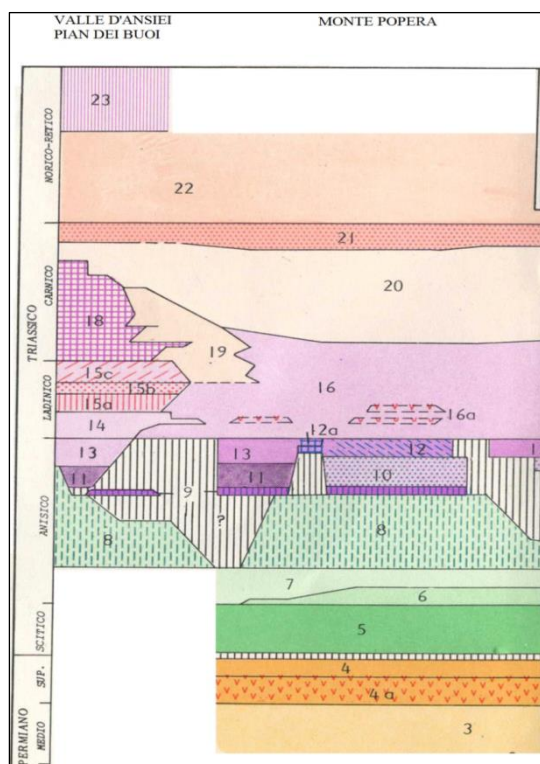


Figura 10 : Colonnina stratigrafica generale.

- 23 Calcare del Dachstein
- 22 Dolomia Principale
- 20 Dolomia del Dürrenstein
- 19 Dolomia Cassiana
- 18 Fm di San Cassiano,
- 16 Dolomia dello Sciliar
- 15 Gruppo La Valle,
- 14 Fm di Livinallongo
- 13 Formazione dell'Ambata
- 11 Fm del M. Bivera
- 9 Calcare di Dont
- 8 Fm del Serla Superiore,
- 7 Fm del Serla Inferiore.
- 6 Fm di Lusnizza
- 5 Fm del Werfen
- 4 Formazione del Bellerophon

Formazione di Werfen (Scitico)

La formazione di Werfen è costituita da differenti litologie sia terrigene che carbonatiche, secondo cui è stata suddivisa in varie unità minori, ovvero in otto membri (figura 11). La formazione, diffusa nell'arco Sudalpino orientale,

possiede una importante variabilità di spessore evidente confrontando le sezioni delle Dolomiti occidentali con quelle delle Dolomiti orientali.

La successione stratigrafica completa è non completamente visibile nell'area, tuttavia presso la confluenza dell'Ansiei nel Piave sono identificabili i membri successivamente descritti. Il Werfen affiora solamente nella parte più orientale della zona studiata, in particolare compone quasi interamente il Monte Agudo e sono presenti affioramenti nel versante sinistro della Val Da Rin. La colonna stratigrafica completa del Werfen è riportata in figura 11 (Marinelli M.,1982).

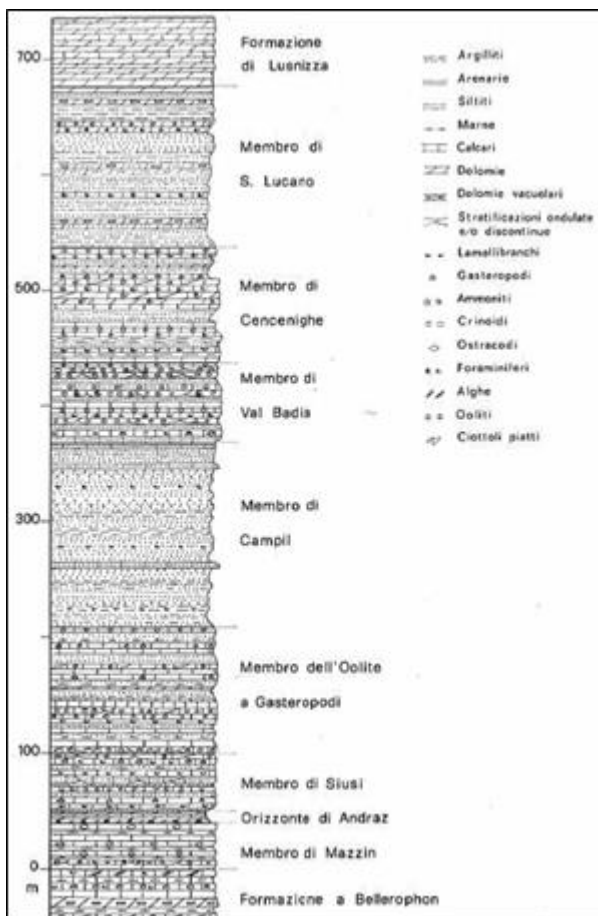


Figura 11: Colonna stratigrafica rappresentante i otto membri della formazione di Werfen.

Nell'area esaminata è in affioramento ben visibile solo il membro di Campil. Questo membro consiste in peliti e siltiti rosse in set decimetrici con intercalazioni di arenarie rosse in strati gradati decimetrici in lamine parallele. Frequenti sono le strutture sedimentarie ripple da onda, bioturbazioni e mud cracks che evidenziano una temporanea esposizione subaerea.

La formazione di Werfen giace sulla Formazione a Bellerophon ed è limitata superiormente dalla Formazione di Lusnizza ed in alcuni casi dalla formazione del Serla Inferiore. Il limite è segnato dalla scomparsa di litologie argillose e siltose in favore di dolomie pulverulente e cariate o, nel secondo caso, di dolomie più compatte.

Formazione di Lusnizza (Anisico)

La formazione di Lusnizza è stata ed è ancora oggi oggetto di numerose discussioni. Secondo *Pisa et altri (1974)* questa formazione comprende solamente le dolomie e dolomie cariate; litologie che identificano solo la parte inferiore dell'unità considerata da *Assereto (1968)*. Il termine secondo la concezione di Pisa si diffonde nell'ambito degli studi nelle Alpi carniche e Giulie, mentre nelle Dolomiti orientali (*Casati et altri, 1982*) riscuote minor successo. Recentemente altri autori (come *Venturini, 2002*) avevano declassato la formazione a membro appartenente alla formazione del Serla. Facendo riferimento allo studio di *Casati et alii (1982)*, la formazione di Lusnizza è composta da dolomie ben stratificate di aspetto terroso e pulverulento. Lo spessore è variabile e può raggiungere i 110 m. La formazione che sembra essere assente sul Monte Rusiana, giace sulla formazione di Werfen e presenta un limite abbastanza netto con la formazione del Serla Inferiore. Tuttavia le intercalazioni dall'aspetto né cariato né terroso nella formazione di Lusnizza sono molto simili ai litotipi della formazione del Serla. Un esempio sono gli affioramenti su versante destro del torrente Ansiei, nei pressi di Auronzo. L'ambiente di formazione è tipico di una piattaforma carbonatica sub- tidale e intertidale con cicliche condizioni supratidali. Non sono stati ritrovati fossili significativi per scopi di datazione in questa formazione, pertanto viene attribuita all'Anisico indirettamente dalle formazioni alla base e al tetto.

Formazione del Serla Inferiore (Anisico)

La formazione del Serla è suddivisa in due distinte unità indicate come Serla Inferiore e Serla Superiore (Note illustrative della Carta geologica di Italia, Foglio 29 Cortina d'Ampezzo).

La formazione del Serla Inferiore corrisponde all'incirca al membro di Frassene della Dolomia del Serla Inferiore (*Pisa et al., 1979*) o è una litologia facente parte della Formazione di Lusnizza (*Assereto, 1968*). Si tratta di calcari e calcari dolomitici grigio-scuri e dolomie ben stratificate con frequenti intercalazioni di marne. I calcari dolomitici, per lo più micritici, sono localmente bioturbati con rari foraminiferi e frammenti algali. Varie facies compongono la formazione: la parte inferiore è caratterizzata da calcari oolitici dove il nucleo delle ooliti è dato da bioclasti; in questi orizzonti sono frequenti le modificazioni diagenetiche con ricristallizzazione, dolomitizzazione selettiva e forte compattazione. La parte superiore dell'unità sul versante meridionale del monte Rusiana e a Croda Grazioso è caratterizzata dall'intercalazione di banchi di dolomie vacuolari brecciate. Lo spessore complessivo di circa 100 m è variabile a seconda della profondità dell'erosione subita. Il limite inferiore con la formazione di Lusnizza è eteropico; dove quest'ultima non è distinguibile, la formazione del Serla Inferiore poggia su quella del Werfen. Il limite superiore può essere con la formazione del Serla Superiore o localmente, come in Valle d'Ambata, con il Calcare di Dont. Nella zona di Auronzo la prevalenza di calcari micritici nerastri ricchi in sostanza organica indica un ambiente deposizionale di laguna ristretta. Gli sporadici microfossili rinvenuti sono in maggior parte foraminiferi (*Glomospirella*), ma non sono utili ai fini di una datazione.

Formazione del Serla Superiore (Anisico)

La formazione del Serla Superiore è costituita da calcari in genere micritici e dolomie grigio chiare in banchi metrici, talora a stratificazione indistinta, contenenti intraclasti. La roccia è soggetta a ricristallizzazione e dolomitizzazione da cui ne consegue la cancellazione delle caratteristiche originarie in favore di un aspetto saccaroide e farinoso per alterazione. Lo spessore è di difficile determinazione a causa delle continue ripetizioni tettoniche, ma i massimi valori di 200 m si registrano al Col del Cucco mentre nelle zone meridionali del colle appena citato la potenza è minima. La formazione del Serla Superiore rappresenta una piattaforma carbonatica in ambiente lagunare subtidale. Il limite superiore è

netto, non erosivo ed individuabile grazie anche alla presenza di una differente componente argillosa delle litologie sovrastanti. Si passa infatti da dolomie o calcari grigio chiari a calcari scuri fittamente stratificati ricchi di componente argillosa. In aree molto ristrette, come si verifica nell'area esaminata a Col del Cucco, Stabin e Croda Grazioso, diverse unità giacciono sulla formazione del Serla superiore e sono: Calcare di Dont, F. del Monte Bivera, F. dell'Ambata. Orizzonti di breccie o superfici di condensazione evidenziano molto spesso la transizione. Sono stati rinvenuti (*Geologia della Valle d'Ansiei e dei Gruppi del M. Popera-Tre Cime di Lavaredo*) fossili significativi quali sono le *Alghe Dasycladacee* e un'associazione di foraminiferi, quest'ultimi nella parte alta della formazione, che è tipica dell'Anisico.

Calcare di Dont (Anisico)

Il nome di Calcare di Dont è dato ad un'unità di spessore ridotto (4 m in Valle Ambata, 3-5 m al Col del Cucco) di calcari nodulari marnosi alternati a marne siltose in strati di 7-15 cm (*Geologia della valle del fiume Ansiei e dei Gruppi del M. Popera-Tre Cime di Lavaredo*). I calcari contengono Radiolari e Lamellibranchi pelagici ed ammonoidi, faune che permettono di attribuire la formazione all'Anisico superiore. I sedimenti della formazione rappresentano un ambiente bacinale in condizioni di mare aperto a seguito dell'annegamento della piattaforma documentato dalle intercalazioni terrigene. Il calcare di Dont poggia sul Serla Superiore o localmente sulla formazione del Serla Inferiore. Il limite superiore, nell'area esaminata, con la formazione del Monte Bivera è descritto come molto netto per il passaggio a delle litologie più marnose, ma non è stato direttamente osservato in campagna.

Formazione del Monte Bivera e dell'Ambata (Anisico)

Queste due formazioni non sono state direttamente osservate in campagna in seguito al loro ridotto spessore. Qui di seguito vengono descritte in base alla letteratura esistente.

La formazione de Monte Bivera è costituita da calcari marnosi e nodulari alternati a marne siltoso-argillose di colore rosso verde e grigio in strati di spessore tra i 2 e 30 cm. (*Pisa, 1972*) Lo spessore della formazione molto ridotto è pressappoco di 10m in Valle Ambata e Col del Cucco. La formazione del Monte Bivera giace sul calcare di Dont e superiormente passa alla formazione dell'Ambata con limite netto al passaggio da litologie marnose e colorate a calcari marnosi grigi. L'ambiente di deposizione è di tipo pelagico instauratosi al di sopra della piattaforma carbonatica del Serla Superiore.

La formazione dell'Ambata è costituita da calcari marnoso dolomitici, grigio scuri in alterazione, ben stratificati, intercalati da strati di arenarie e con frequenti bioturbazioni (*Assereto et alii*). Nella valle omonima, sono stati ritrovati livelli conglomeratici a ciottoli carbonatici composti anche da calcareniti a intraclasti e fossili. La matrice è carbonatica a Lamellibranchi pelagici e Radiolari. L'insieme indica la derivazione dei materiali dallo smantellamento della piattaforma carbonatica e dall'erosione dei depositi pelagici. Lo spessore totale dell'unità è di circa 37 m, ma si riscontrano valori inferiori ai 10 m. Lungo il versante sinistro della Valle d'Ansiei, la formazione dell'Ambata passa con limite netto alla Dolomia dello Sciliar. Dal contenuto fossilifero, la formazione è attribuita all'Illirico in bacini non molto estesi.

Dolomia dello Sciliar (Ladinico)

Il ladinico è caratterizzato dalla deposizione di scogliere dolomitiche precedenti e in parte contemporanee all'evento vulcanico prevalentemente basico documentato nelle Dolomiti Occidentali. In particolare sono state riconosciute due tipi di piattaforme carbonatiche: dolomia dello Sciliar e dolomia Cassiana (*Bosellini, 1974 e Assereto, 1977*). Dal lavoro di Casati e Jadoul 1982 (a cui si è fatto particolare riferimento), nei gruppi del Monte Popera e Cima Undici, le due dolomie appena citate vengono unificate nell'unità Dolomia dello Sciliar in quanto non distinguibili. Questa formazione, affiorante in tutta l'area esaminata, è composta da dolomie granulari bianche o grigio chiare fortemente ricristallizzate

con intercalazioni calcarenitiche e di brecce alla base. Nella zona di confluenza della Valle d'Ansiei con la Val Marzon si possono differenziare due intercalazioni: la prima costituita da dolomie chiare in strati decimetrici con giunti risaldati, la seconda data da strati lenticolari di dolomie grigie con noduli di selce e sottili giunti argillosi (Casati, 1982). Nel monte Rusiana, dove lo spessore dell'unità arriva ai 200m, le dolomie sono marnose sottilmente stratificate con superfici di strato piano parallele. La Dolomia dello Sciliar nel gruppo Monte Popera e Cima Undici raggiunge i 900 m di spessore, ed è limitata superiormente dalla Dolomia del Dürrestein con la comparsa di alternanza di strati chiari a struttura stromatolitica e strati scuri a resti di Megalodontidi, indicativi di condizioni intertidali (Casati). Le intercalazioni di dolomie bituminose e calcarenitiche indicano un ambiente di laguna interna mentre gli strati a lamellibranchi pelagici nel Monte Rusiana riflettono condizioni di mare aperto.

Formazione di Livinallongo (Ladinico)

Le piattaforme carbonatiche sono interdigate con le successioni bacinali del Livinallongo o altrimenti conosciute come Buchenstein. La facies inferiore della formazione comprende calcari selciferi nodulari con interstrati argillosi, ricchi di organismi pelagici; mentre la facies superiore è data da calcari silicei e argillosi nerastri. Lo spessore della formazione di Livinallongo è di circa 50 m ed è stata osservata in campagna in un piccolo affioramento in località Stabin.

Gruppo La Valle (Ladinico)

Il gruppo La Valle è dato da un insieme di tre facies (Viel, 1979), tuttavia nella carta non sono state distinte per le difficili condizioni topografiche. Litologicamente è costituito da arenarie intercalate da uno spessore significativo di siltiti e tufiti verdi dello spessore complessivo di circa 500 m. Il gruppo La Valle è il corrispondente bacinale della Dolomia dello Sciliar, per cui è in eteropia. L'ambiente di deposizione è quindi di bacino profondo ma nella posizione più distale del conoide torbidoitico. Il Gruppo affiora prevalentemente nel settore occidentale dell'area studiata.

Dolomia Principale (Norico-Retico)

La Dolomia Principale generalmente molto estesa e potente nell'arco Sudalpino, è presente nell'area indagata nelle Marmarole e nel gruppo del Monte Popera e nella cima di Croda de Toni (conosciuta anche come cima Dodici). Tale formazione è costituita da dolomie chiare dal grigio a biancastre sempre ben stratificate, con frequenti strati marnoso-siltosi sottili. Le dolomie sono alternate ciclicamente da livelli a stratificazione pluridecimetrica bioturbati e fossiliferi. Lo spessore affiorante nell'area della Dolomia Principale raggiunge i 700 m a Croda de Toni, dove non è presente la formazione di tetto. Le associazioni fossili sono rappresentate da bivalvi, soprattutto Megalodontidi (in particolare *Neomegalodon columbella* nella parte basale della formazione). L'unità stratigrafica è attribuita al Norico e probabilmente parte del Retico.

2.2 Depositi quaternari

Il territorio è coperto in gran parte dai depositi continentali pleistocenici e Olocenici. Tali depositi sono per lo più di origine gravitativa (depositi di versante e frane), glaciale (depositi morenici), alluvionale-torrentizio e infine depositi di origine mista. Il rilevamento e l'analisi dei depositi è reso difficile dalla folta vegetazione che ricopre i versanti.

Depositi morenici

I depositi morenici relativi all'ultima espansione, secondo le ricostruzioni, sono il risultato del trasporto di sedimenti da parte della lingua glaciale classificata come Sottobacino dell'Ansiei, appartenente al Bacino del Piave. Il Sottobacino del Fiume Ansiei è stato suddiviso a sua volta in Subsintema di Cos de Ruoibe e Subsintema del Monte Sorapis (Note illustrative della Carta geologica di Italia, Foglio 29 -Cortina). I depositi morenici sono matrice sostenuti, con granulometria e grado di arrotondamento variabile in funzione del trasporto. La matrice prevalentemente è costituita da componente terrigena, terrigena-carbonatica (marne) poiché sono litologie facilmente erodibili. I clasti sono eterogenei dal

punto di vista petrografico, ma prevalgono quelli carbonatici. In relazione alla loro natura sono distribuiti lungo tutta la valle dell'Ansiei ed in parte nella val Da Rin.

Depositi di versante

I depositi di versante sono localizzati ai piedi delle pareti rocciose, soggette a intensi processi di gelivazione che portano alla fratturazione della roccia stessa. Per accumulo dei materiali si originano frequentemente falde detritiche che ammantano il versante. Sono solitamente costituiti da ghiaie e ciottoli, con elementi spigolosi, e sono presenti ovunque.

Depositi di frana

I movimenti franosi sono diffusi in tutta l'area dolomitica. I movimenti sono connessi sia alla litologia che alla tettonica. La diffusione delle frane viene infatti favorita dall'alternanza di litologie a comportamento plastico con litotipi a comportamento rigido, oltre all'intensa fratturazione caratterizzante gli ammassi rocciosi. Questi depositi sono a tessitura variabile, con clasti di dimensioni anche metriche in matrice generalmente limosa sabbiosa. Nell'area rilevata, la frana nel versante meridionale del Col di Vezza è ben evidente anche da foto aeree, mentre depositi di minore estensione sono presenti alla base del versante settentrionale del Monte Rusiana.

Depositi misti di conoide

Nell'area esaminata sono presenti numerosi conoidi corrispondenti alla confluenza degli affluenti con il fiume Ansiei. Tali conoidi sono generati da alluvioni torrentizie, da colate detritiche o da fenomeni misti. La distinzione tra le differenti origini può essere fatta in base alla stratigrafia locale, ma è al di fuori dei fini del presente studio.

I versanti settentrionali della Valle d'Ansiei e il versante delle Marmarole sono segnati da numerosi grandi conoidi in gran parte dovuti a colate detritiche (debris flow). Tra l'altro i canali di scorrimento delle colate sono i medesimi degli

eventi torrentizi oltre che di fenomeni di valanga. Gli eventi di natura torrentizia e di colata detritica sedimentano una successione di sabbie e ghiaie discretamente classate, stratificate o meno, con clasti da sub angolosi ad sub arrotondati.

I depositi alluvionali di fondovalle sono localizzati lungo l'alveo di piena del fiume principale (Ansiei). Si tratta di ghiaie ad grossolane a medie e sabbie ciottolose. Sono depositi attuali e recenti, dunque ancora in lenta formazione.

2.3 Aspetti geomorfologici

Le ere glaciali che si sono susseguite nell'Eocene hanno contribuito alla realizzazione dell'attuale aspetto delle Dolomiti. I ghiacciai che sovrastavano i gruppi montuosi, con il loro movimento hanno levigato la roccia, lasciando al ritiro grandi quantità di forme e depositi. I depositi morenici nella zona sono riferibili all'ultima espansione glaciale (LGM). Le forme tipiche dell'erosione del ghiacciaio sono le valli glaciali e i circhi. Nelle vette del Gruppo del Popera e delle Marmarole la permanenza della neve determina intensi processi di nivazione dando luogo a forme caratteristiche come i canali e depositi di valanga, nicchie di nivazione. I canali sono dei solchi vallivi lungo la direzione di massima pendenza e sono ben individuabili in quanto non vi è vegetazione arborea. La quantità di canali presenti nell'area in esame è elevata. La figura 12 è un ritaglio della "Carta di pericolosità da valanga" redatta dall'Autorità di bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta-Bacchiglione, che testimonia anche attualmente la presenza di fenomeni valanghivi, quali agenti morfogenetici.

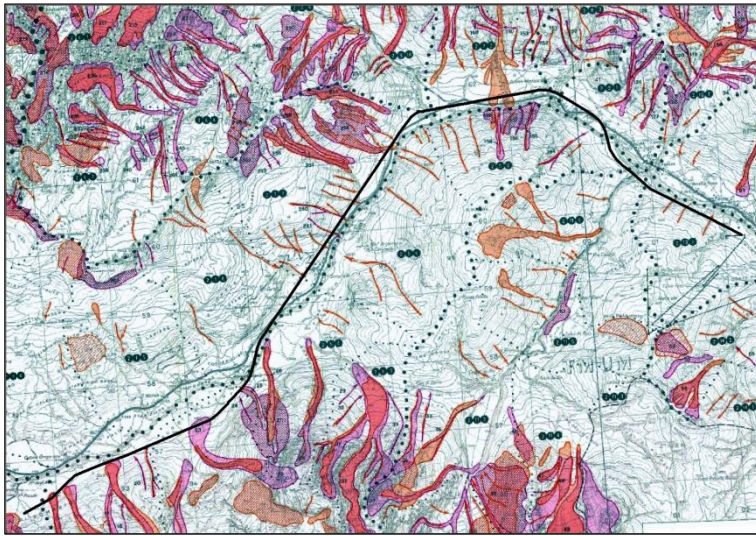


Figura 12 Carta di pericolosità da valanga redatta dall'Autorità di bacino. In arancio aree di pericolosità determinate con fotointerpretazione; in viola aree di pericolo valanga

individuate mediante inchiesta sul terreno. P2 identifica una pericolosità moderata determinata con inchiesta su terreno o con fotointerpretazione. P3 indica zona a pericolosità elevata; gli elementi sono individuati tramite sovrapposizione della perimetrazione data da inchiesta su terreno e di quella foto interpretativa. In nero è indicato il tracciato ferroviario.

I processi morfogenetici hanno seguito sempre direzioni strutturali ben precise creando valli profonde, solchi erosivi e canali impostati lungo linee di frattura. La presenza di forti dislivelli, e di conseguente alta energia del rilievo, in concomitanza con la presenza di grandi accumuli di terreni sciolti, di rocce fratturate e formazioni rocciose erodibili, comportano una attiva evoluzione geodinamica, che è la principale causa dei dissesti.

La morfologia che prevale a fondovalle dell'area esaminata è sicuramente quella fluviale. I molteplici corsi d'acqua incidono i versanti e trasportano il cospicuo detrito presente alla base delle pareti rocciose. I torrenti e rii, raggiunta una zona a minor pendenza, perdono energia e depositano materiale prevalentemente ciottoloso e sabbioso, originando i conoidi di deiezione dalla caratteristica forma a ventaglio. Le acque incanalate fluendo lungo il versante lo incidono e formano solchi di scorrimento. A causa di precipitazioni intense o per rapida fusione del mantello nevoso, le acque dilavanti mobilitano grandi quantità di detriti sciolti. Si

originano le colate di detrito (*debris flows*) per miscela di acqua e detrito che si depositano al piede del versante con lobi e argini caratteristici. (Figura 13a e 13b)



Figura 13a: Nel versante sinistro della Val Marzon si distingue la parte terminale di una colata detritica, in cui sono individuabili i caratteristici lobi.



Figura 13b: Altro canalone di colata detritica nel versante destro della Val Marzon. Il deposito ha raggiunto il torrente Marzon, ricoprendo in parte le briglie. Questa situazione aumenta la

disponibilità di materiale sciolto che può essere trasportato a valle. (tema affrontato in seguito) L'eventuale invasione dell'alveo da parte del deposito può portare inoltre a modifiche della traiettoria di normale deflusso del torrente.

La frana nel Col di Vezza (figura 14) è ben evidente da fotointerpretazione. Si riconoscono facilmente i principali elementi morfologici che caratterizzano una frana come la scarpata principale, il coronamento e la zona di accumulo. Il livello di crescita della vegetazione è di ausilio nel distinguere le zone delle masse stabili

da tempo da quelle ancora in movimento. Nel più specifico si tratta probabilmente un fenomeno di deformazione gravitativa di versante (DPGV) da cui successivamente si sono evolute frane più localizzate e definite.



Figura 14: Frana sul versante meridionale del Col di Vezza. Intorno si sono verificati vari fenomeni di colata detritica lungo i canali esistenti, con un elevato trasporto di materiale.

Il versante destro della valle d'Ansiei, corrispondente al Monte Agudo, è soggetto a fenomeni di instabilità identificabili genericamente come fenomeni di degradazione superficiale. A fini di prevenzione non si esclude la necessità di opere paramassi dove il tracciato ferroviario è previsto in superficie (Figure 15a e 15b).



Figura 15a: Il versante è molto instabile e sembra in regressione. I detriti crollano direttamente nell'alveo di piena del fiume Ansiei.



Figura 15b: Non molto lontano dagli impianti di risalita di Auronzo si identificano varie nicchie di fenomeni di instabilità. Nella parte a sinistra, dove la vegetazione sta riprendendo vigore, il fenomeno franoso

sembra essersi arrestato, mentre al contrario nella parte a destra è più recente.

2.4 Aspetti idrologici ed idrogeologici

È importante innanzitutto avere una prima stima della piovosità media della zona per comprendere e analizzare i processi idrologici e idraulici. Nella zona studiata, è presente solamente una stazione pluviometrica a cui poter far riferimento, ovvero la stazione di Auronzo, situata ad una altitudine di 849 m. La piovosità media mensile è massima nei mesi di luglio e novembre con valori medi rispettivamente di 141.,5 e 141.6 mm. Questa media è stata calcolata sui valori mensili a partire dall'anno 1895 fino al 2015. Si nota comunque che dal mese di maggio ad ottobre la piovosità media mensile si attesta su valori superiori a 100 mm, mentre nei restanti mesi è inferiore. Nel complesso però la piovosità mensile varia molto; raggiunge valori maggiori di 200 mm in alcuni mesi centrali e in mesi particolarmente piovosi addirittura intorno ai 400 mm. Un caso leggermente anomalo è forse rappresentato dall'anno 2014 in cui si sono registrati massimi di 288.8 e 246.2 mm nei mesi di gennaio e febbraio, in genere mesi lievemente più secchi, in contrasto con valori sotto la media nei mesi di marzo e aprile. Nel quadro finale l'anno citato è stato molto piovoso, il cui totale di precipitazione annuale è di 1786.6 mm, valore massimo annuale raggiunto dal 1985, in un'area

dove la piovosità annuale si aggira intorno ai 1200 mm (dato confermato anche dalla carta regionale forestale del 1983). La media delle precipitazioni medie mensili dal 1985 al 2015 è riportata nel grafico 1.

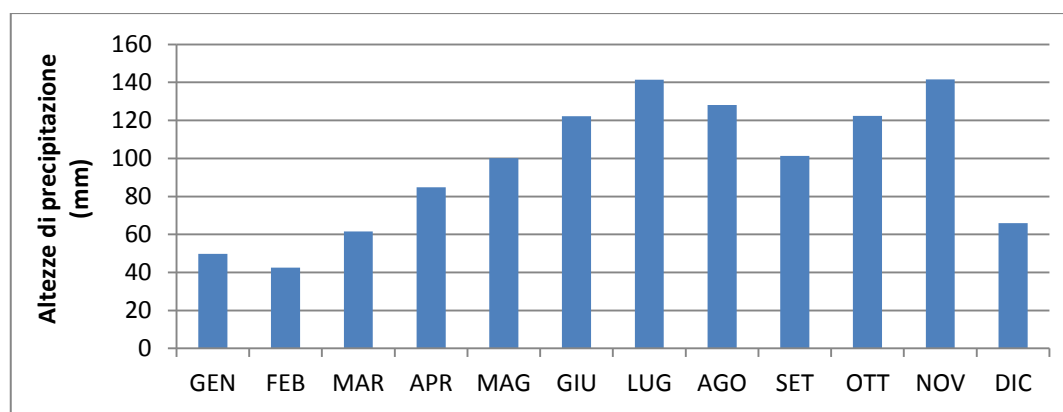


Grafico 1 Medie mensili delle precipitazioni dal 1985 al 2015

Il territorio è disseminato di torrenti e rii oltre a vari canali di scorrimento d’acqua attivi solo durante gli eventi di precipitazione (figura 16). La Regione Veneto ha classificato i vari corpi idrici maggiori oltre all’analisi delle acque e dell’antropizzazione dell’alveo.

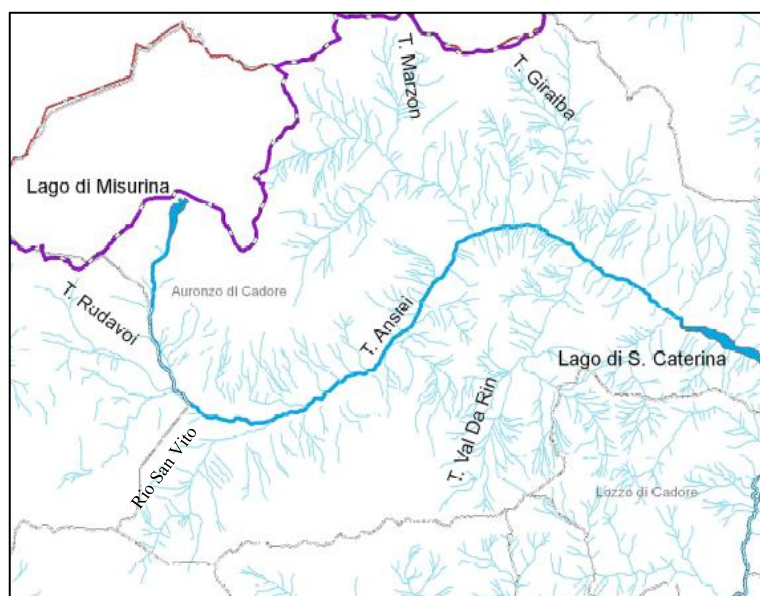


Figura 16: Reticolo idrografico della zona tra Auronzo e Misurina (Riquadro preso dalla “Carta del reticolo idrografico”, redatta dall’autorità di Bacino).

Il collettore principale del drenaggio superficiale è rappresentato dal fiume Ansiei, corso d’acqua a regime torrentizio dotato di intensa capacità erosiva e di trasporto

solido. Esso è perenne e nasce a quota 1866 dal piccolo lago di Antorno e si immette nel lago Misurina. Da Misurina fino alla località San Marco l'Ansiei descrive un ampio semicerchio con concavità verso sud-ovest ricevendo in destra idrografica gli apporti del Rudavoi e del Rio San Vito che hanno sorgente nelle pendici settentrionali del gruppo del Sorapis. In sponda opposta invece le acque che scendono a valle dalle creste dei Cadini non originano corsi degni di nota, ma minuscoli torrenti intermittenti. L'Ansiei prosegue poi in direzione Nord-Est ricevendo apporti da numerosi brevi corsi d'acqua da entrambi i lati. In corrispondenza della confluenza con il torrente Marzon, affluente della sponda sinistra, l'Ansiei cambia nuovamente direzione rivolgendosi verso Sud-Est verso Auronzo, dove lo sbarramento artificiale della diga di Santa Caterina dà origine all'omonimo lago. Tra il Marzon e Auronzo, si immettono nell'Ansiei in sinistra, i torrenti Gravasecca, Giralba e Ambata. In corrispondenza di quest'ultimo si ha la confluenza in destra idrografica della Val Da Rin. Nei pressi di Auronzo si immettono inoltre il Rio San Rocco, l'Ostera, il Diebba e il Valsalega. Il bacino idrografico complessivo dell'Ansiei risulta di 240.7 km², è geologicamente molto complesso. Le problematiche idrologiche interagiscono direttamente con le infrastrutture e gli insediamenti che si sono sviluppati forzatamente nelle poche zone aperte del fondovalle, lungo i corsi d'acqua con potente capacità erosiva.

La principale problematica idrologica è relativa all'ingente trasporto solido indotto dagli affluenti. Per tale motivo sono stati attuati degli interventi in corrispondenza delle principali confluenze, che consistono essenzialmente in opere longitudinali in scogliera ed alcune opere trasversali in cemento armato. Inoltre a monte della confluenza del Rio Gravasecca è stata realizzata una serie di briglie con lo scopo di laminare il trasporto solido prima dell'ingresso del fiume in una zona antropizzata. Nel recente progetto di costruzione della pista ciclabile lungo l'Ansiei, le sponde dello stesso sono state rafforzate da argini del tipo a scogliera.

Tale tipologia di argini è costituita da massi naturali di pietra calcarea non geliva. Il piede è realizzato mediante posa sempre di massi di adeguate dimensioni. Le

opere longitudinali, sono opere di risanamento che permettono quindi protezione dei terrazzi alluvionali da fenomeni erosivi e inondazione. Opere trasversali, come le briglie sono finalizzate a contenere il trasporto solido, con l'effetto di ridurre la pendenza e quindi di diminuire la capacità erosiva e di trasporto solido dei corsi d'acqua.

Il trasporto solido è un aspetto molto delicato, sia per le conseguenze che comporta sia per la difficoltà di previsione del suo quantitativo, e costituisce inoltre una problematica per il dimensionamento delle opere. I bacini montani, come quello dell'Ansiei, sono caratterizzati da elevate pendenze, alta densità del reticolo idrografico, fenomeni franosi, dissesti e falde detritiche. Proprio le conoidi attive e i dissesti, oltre ai tratti d'alveo sovra-alluvionati, rappresentano le aree sorgenti dei materiali sciolti. L'effetto primario del trasporto solido è il sovralluvionamento, ne consegue un innalzamento del livello dell'acqua nel torrente e un aggravamento di alcune situazioni idrauliche, dovute per esempio all'occlusione in corrispondenza di ponti o restringimenti artificiali o naturali del corso d'acqua. L'innalzamento dell'alveo che ne consegue per l'eccessivo deposito solido, nel caso più grave porta alla deviazione del torrente con danneggiamento delle opere, esondazioni ed innesco di processi erosivi nei versanti. Sono importanti quindi il consolidamento dei corsi d'acqua e la bonifica di frane, versanti erosivi per limitare il normale trasporto solido e i danni provocati da eventi torrentizi particolari. Il mantenimento di un buono stato dell'alveo quindi privo di tronchi di alberi e detrito permette un normale deflusso, evitando violente pulsazioni di piena e la maggiore capacità erosiva conseguente che si verificherebbe in caso contrario. Le precipitazioni prolungate associate allo sbarramento del fiumi ad elevato trasporto solido, ha provocato nel novembre 1966 un'alluvione in tutto il Cadore, anche se con effetti meno accentuati nel bacino dell'Ansiei.

I numerosi affluenti dell'Ansiei presentano regimi variabili a seconda dei terreni attraversati. Infatti il principale tributario di sinistra, il torrente Marzon, nonostante l'esteso bacino (32.56 km²) sotteso dalla sezione di confluenza con l'Ansiei, risulta normalmente privo di drenaggio per buona parte dell'anno. Il

torrente Marzon nasce sul Monte Cengia ed è perenne per un primo tratto, mentre nella parte finale è temporaneo. Il bacino della Val Marzon è dominato da un ambiente calcareo dolomitico fortemente tettonizzato che costituisce una fonte inesauribile di materiale detritico. Lungo le superfici di dislocazione si impostano numerosi solchi di erosione (figura 17), che depositano materiali ai piedi del versante originando falde instabili caratterizzate da erosione accelerata.



Figura 17: Giau di Gravon Piccolo, è uno dei torrenti affluenti al Marzon. Si tratta di un corso d'acqua dalla grande capacità erosiva che frequentemente dà luogo a debris flow.

Il fondovalle del Marzon risulta ricoperto da potenti e continui depositi sciolti che vengono fortemente erosi dal corso d'acqua principale, quando è attivo, causando frequenti fenomeni di frana e di trasporto di massa. Tale situazione comporta un alveo instabile che divaga spesso sulla conoide di raccordo con l'Ansiei. A quota 1060 per la laminazione del trasporto solido è stata realizzata una briglia e contro-briglia di trattenuta. Le sezioni a valle prevalentemente larghe dell'alveo non permettono opere trasversali, perciò il consolidamento è stato effettuato per mezzo di argini a scogliera nei pressi di Casera Bombassei.

Il carattere torrentizio dei corsi d'acqua è evidente dalla morfologia degli alvei, ghiaiosi e ampi, delimitati da scarpate di erosione attiva e ricoperti da una spessa coltre detritico-alluvionale. L'attività di questi corsi d'acqua si verifica in netta prevalenza nel corso di precipitazioni intense che, non di rado, originano dei veri e propri fenomeni di colata detritica. Esempio tipico è rappresentato dal torrente

Gravasecca dato che il 4 Agosto dell'anno corrente si è verificato un grande *debris flow* (figura 18) con interruzione della Strada Regionale 48, al km 151 preso la località Case Giralba.



Figura 18: Colata detritica su torrente Gravasecca invade la strada regionale e sradica i cavi della linea interrata. Sono stati stimati 100000 m³ di detrito e

40000 m³ del torrente Giralba, dove l'evento è stato meno incidente.

Di grande importanza è il torrente Gravasecca (figure 19 e 20), la cui superficie di bacino ricopre circa 2.72 m². Il bacino coincide con una zona di erosione attiva, impostata lungo una faglia di direzione N-S (vedi tettonica). Il Gravasecca è sede di numerose colate detritiche e non è un caso isolato quello di agosto, ma già avvenuto in passato. Il Gravasecca, e altri torrenti maggiori nel versante sinistro dell'Ansiei, sono caratterizzati da un bacino piccolo ma con una grande disponibilità di materiale. Si può avere così un elevato trasporto solido e la formazione conseguente di un enorme conoide di deiezione rispetto al bacino stesso.



Figura 19: Il bacino ed il canale del Gravasecca, ben visibile è il conoide corrispondente.

Scala approssimata 1:32000

Le frequenti divagazioni nello scorrimento, visibili nell'immagine come bracci, sono ostacolate dall'estesa copertura vegetale, utile quindi a scopo protettivo.



Figura 20: Solco di erosione del Gravasecca visto dalla strada regionale 48. L'erosione sulle sponde è molto accentuata.

Il drenaggio superficiale è discontinuo o addirittura assente a causa dell'elevata permeabilità delle rocce calcareo-dolomitiche e della presenza di copertura alluvionale, detritica e morenica, piuttosto grossolana dotata quindi di elevata porosità. Ciò facilita una rapida infiltrazione idrica sotterranea ed anche la possibile presenza di circolazione ipogea piuttosto attiva.

I corsi d'acqua della zona di Auronzo non presentano evidenti alterazioni da parte dell'uomo e pertanto sono ritenuti naturali. Gli affluenti principali di sinistra sono: rio Muri (Valle Ambata), Giralba, Gravasecca, Marzon, Vaccia (o Vaccin) e l'Albio. I corsi d'acqua principali di destra sono: Rio Val da Rin, Rio Valle Lagoverde, Rio Val Colgrande, Rio Mazzoni, Rio di Val Schiavina ed il Rio San Vito.

Il bacino dell'Ambata (6.74 km²), è costituito prevalentemente da rocce calcaree ed ha una morfologia glaciale con fianchi ripidi ed grandi accumuli di detriti alla base. Il torrente perciò è caratterizzato da un notevole trasporto solido, oltre che da grande potere erosivo sulle sponde. Allo scopo di proteggere le abitazioni della località Case Ligonto sono stati costruiti argini e briglie. Dal gruppo del Monte Popera sorge il Rio Giralba che confluisce nell'Ansiei tramite una conoide non molto rilevata.

Il bacino della Val Da Rin è caratterizzato da affioramento di rocce silicatiche fratturate, alterabili oltre che di rocce carbonatiche poco erodibili. Le prime sono soggette a degradazione con formazione di falde e coni detritici e sono interessate per di più da innumerevoli solchi erosivi che convogliano a valle notevoli volumi di detrito. Ne deriva quindi un enorme apporto solido il quale viene laminato attraverso delle briglie. Il fondovalle principale è ricoperto da una coltre detritico-alluvionale soggetta ad intensa attività erosiva, sulla quale si è sviluppata tuttavia una copertura forestale rigogliosa.

Il rio San Vito, nasce nella parte più occidentale del gruppo delle Marmarole e si immette nell'Ansiei attraversando la foresta di Somadida. Dai ripidi versanti il Rio San Vito raccoglie una notevole quantità di detriti che vengono depositati per la brusca variazione morfologica nel raccordo con il fondovalle, nella foresta di Somadida. Nei pressi di Ponte degli Aceri e Ponte degli Alberi, il rio tende a filtrare in profondità ed alimentare la falda idrica, con conseguente diminuzione della portata idrica superficiale. Una derivazione idroelettrica è presente a circa metà tracciato del rio, mentre nelle Marmarole hanno sorgenti il rio Mazzoni e il rio Val da Rin che confluiscono nell'Ansiei senza alcuna derivazione.

Un aspetto da prendere in considerazione è la tendenza dei rii presenti nella foresta di Somadida di esondare e di cambiare anche momentaneamente percorso. Questo porta al ricoprimento del sottobosco con depositi torrentizi (Figura 21).



Figura 21: Nella Foresta Demaniale di Somadida dalle pareti subverticali delle Marmalole scendono a valle numerosi rii sia perenni che temporanei, che data la notevole energia acquisita, hanno anche potere erosivo

elevato. Inoltre sono caratterizzati anche essi da un trasporto solido imponente che viene depositato al cambio di pendenza, proprio all'interno della riserva.

Non si hanno a disposizione sondaggi per capire l'altezza della falda né prove di permeabilità, tuttavia per quanto riguarda il drenaggio sotterraneo si possono fare le seguenti considerazioni. La copertura sciolta detritica ed alluvionale è costituita da ciottoli e ghiaia, inglobati in una matrice sabbiosa, poco o affatto limosa, assai permeabili con K stimato tra 10^{-1} e 10^{-3} cm/s. Sui versanti, specialmente in corrispondenza delle rocce siltose arenacee, calcareo marnose e tufacee, esistono frequenti coperture morenico-colluviali ad abbondante matrice fine, la cui permeabilità si aggira intorno a valori a 10^{-4} e 10^{-5} cm/s. Ivi si notano frequenti fenomeni di scorrimento idrico superficiale, emergenze idriche e ristagno.

Sono state individuate due modeste sorgenti d'acqua; una in prossimità del fiume Ansiei nella località di Pause, la seconda in località Pralongo (figure 22 a e 22 b), non di notevole importanza.

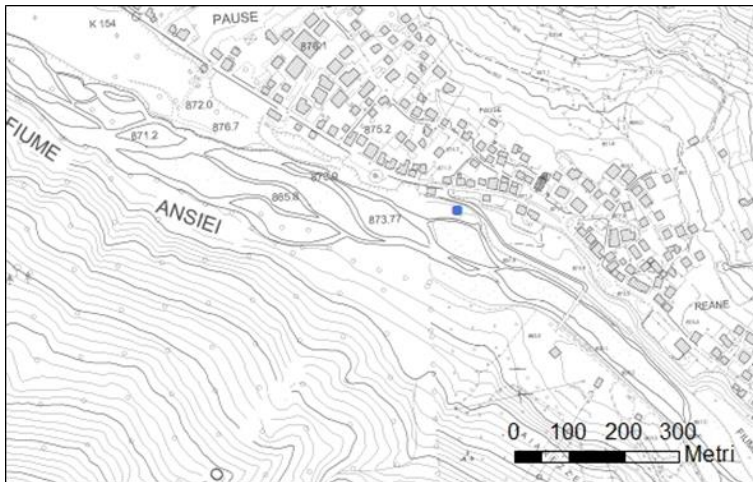


Figura 22 a: Piccola risorgiva (puntino blu) nei pressi della località Pause.



Figura 22 b: Nei pressi della località Pralongo piccola risorgiva (puntino blu nella carta) che funge da sorgente ad un rio, non degno di nota perciò senza nome.

3- Caratterizzazione dell'ammasso roccioso

La caratterizzazione dell'ammasso roccioso richiede lo studio qualitativo e quantitativo del materiale. Lo scopo è quello di conoscere e prevedere il comportamento del corpo roccioso in conseguenza dell'applicazione di forze esterne.

La resistenza di un ammasso roccioso è un parametro fondamentale nella classificazione, ma è anche difficilmente valutabile. Essa, oltre dalla resistenza del litotipo, dipende anche dalla resistenza delle discontinuità funzione a sua volta di numerosi fattori. Inoltre la resistenza è influenzata dalle tensioni a cui è sottoposto l'ammasso roccioso e dalle condizioni idrogeologiche.

3.1 Prove in situ

In campagna la resistenza della roccia integra è determinata con il martello di Schmidt, uno strumento metallico costituito da una punta metallica retrattile e una molla la quale subisce un rimbalzo in funzione della resistenza della roccia. I valori così ottenuti, dopo opportune elaborazioni, forniscono il valore della resistenza a compressione uniassiale (JCS, Joint Compressive Strength) che svolge un ruolo importante per la stima della resistenza al taglio delle discontinuità. Il martello di Schmidt permette di avere una misura della resistenza a compressione della roccia in modo semplice e veloce. La normativa (ISRM 1982) prevede l'esecuzione di 10 prove per ogni punto di misura, ma non esiste un unico metodo utilizzato nella misurazione. Tuttavia da un recente studio di Karaman e Kesimal (2014), emerge come la media totale di tutti i valori di resistenza misurati sia più attendibile delle misure in cui vengono esclusi alcuni valori.

La determinazione della resistenza è stata effettuata in due affioramenti. In particolare il primo identificato come Formazione del Serla Superiore (figura 23), è costituito da dolomie ben stratificate, mentre il secondo è dato da siltiti

rossastre, appartenenti alla formazione del Werfen, in particolare al Membro di Campil.

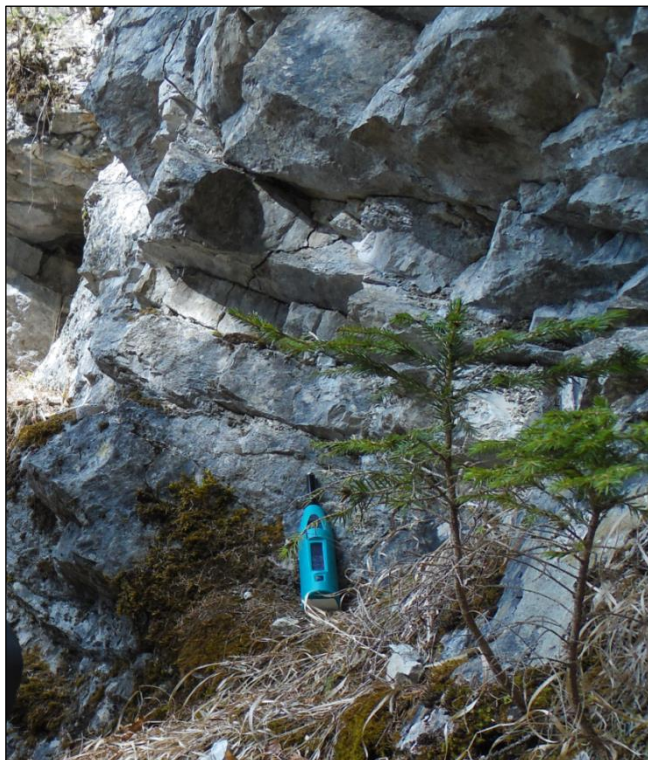


Figura 23: Affioramento della formazione di Serla Superiore, preso in considerazione.

Nel primo affioramento la prova è stata effettuata su quattro superfici, delle quali una è il piano di giacitura degli strati mentre le tre rimanenti sono piani di discontinuità. La *tabella 2* riporta i valori medi di rimbalzo, il relativo valore di UCS e l'errore stimato. I valori di UCS (Uniaxial Compressive Strength), sono stati determinati considerando il peso unitario della roccia pari a 26 kN/m^3 . Per la determinazione del valore di resistenza a compressione, il valore di rimbalzo ottenuto in campagna è utilizzato nel grafico di figura 24.

Progressiva	Rimbalzo	UCS [MPa]	Errore [MPa]
5847	62,9	244	±120
5857	29,0	62	± 25
5867	51,1	143	± 48
5877	47,6	130	± 50

Tabella 2: Valori di rimbalzo e resistenza per l'affioramento del Serla Superiore.

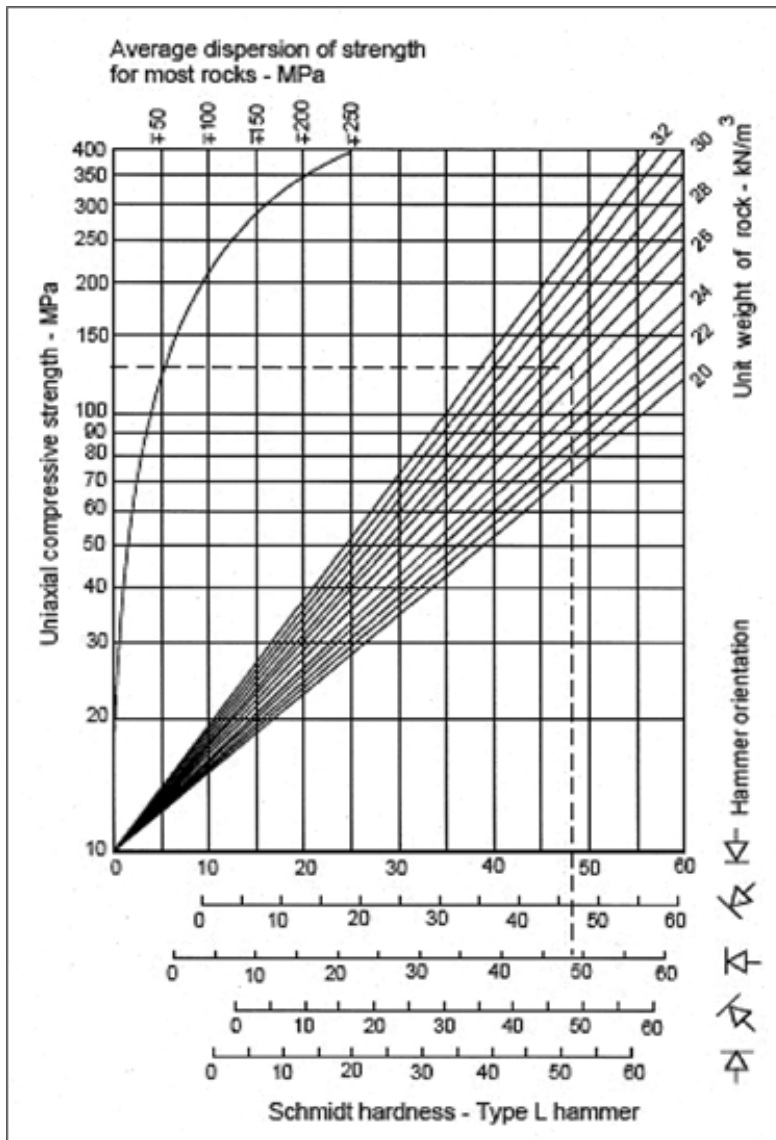


Figura 24: Grafico per la correlazione tra rimbalzo ottenuto col martello di Schmidt e la resistenza a compressione uniassiale. (Hoek e Bray, 1981)

Il grafico tiene conto anche dell'inclinazione del martello, ma si ritiene non adatto per valori di rimbalzo alti poiché dà valori di dispersione anche del 50 %.

Al fine di avere una verifica dei valori di UCS derivanti dal grafico, questi sono stati calcolati anche attraverso alcune formule (tabella 3) che relazionano il rimbalzo misurato dal martello di Schmidt e la resistenza uniassiale. I risultati derivati dalle formule appena citate, per l'affioramento in esame, sono riportati in tabella 4.

	Correlazione	Tipo di roccia	R²
Karaman, Kesimal (2014)	$UCS = 0.097 * R_L^{1.8776}$	rocce sedimentarie	0.945
Sachpazis (1990)	$UCS = 4.29 * R_L - 67.52$	differenti tipi di carbonati	0.96

Tabella 3: Alcune relazioni fra rimbalzo e resistenza uniassiale

Progressiva	Rimbalzo	UCS [MPa]		
		grafico	Karaman	Sachpazis
5847	62.90	244	231.16	202.32
5857	29.00	62	54.02	56.89
5867	51.10	143	156.50	151.70
5877	47.60	130	136.98	136.68

Tabella 4: Resistenza a compressione uniassiale

La tabella mostra come le differenti relazioni considerate danno valori di resistenza a compressione uniassiale simili, in accordo con i dati ricavati dal grafico.

Simili considerazioni si possono fare sulle rocce werfeniane, la cui densità è approssimata a 2.5 t/m³. I dati ricavati tramite la prova sclerometrica sono riassunti in tabella 5.

Progressiva	Rimbalzo	UCS [MPa]	Errore [MPa]
5887	33.6	65	±25
5897	62.1	180	±85

Tabella 5: Valori di rimbalzo per l'affioramento del Membro di Campil

Anche in questo caso si sono considerate delle correlazioni (tabella 6) tra rimbalzo e la resistenza uniassiale, elaborate entrambe da Karman e Kesimal (2014), ma su tipi di roccia differenti e i cui risultati sono riportati in tabella 7.

	Correlazione	Tipo di roccia	R²
Karaman, Kesimal (2014)	$UCS = 0.1383 * R_L^{1.743}$	rocce differenti	0.913
Karaman, Kesimal (2014)	$UCS = 0.097 * R_L^{1.8776}$	rocce sedimentarie	0.945

Tabella 6: Correlazioni tra rimbalzo e resistenza a compressione

Progressiva	Rimbalzo	UCS [MPa]		
		grafico	Karaman (sedimentarie)	Karaman (diverse)
5887	33.6	65	71.2	63.3
5897	62.1	180	225.7	184.6

Tabella 7: Risultati ottenuti attraverso le formule di tabella 14 per l'affioramento del Membro di Campil.

I valori di resistenza ottenuti dal grafico di correlazione, sono simili ai valori ottenuti tramite le relazioni di Karaman. Tali valori sono indicativi di una roccia di buona qualità.

Indice GSI

Un'altra via per determinare la qualità dell'ammasso roccioso è quella di valutare l'indice GSI (*Geological Strength Index*). Tale indice permette di ottenere una classificazione qualitativa dell'ammasso roccioso ed è stato sviluppato da Hoek et al. (1992) per soddisfare il bisogno di dati numerici relazionati alle proprietà dell'ammasso, e quindi definire la resistenza e la deformabilità della roccia. Questo indice (Figura 48) definisce la qualità della roccia in funzione della struttura geologica, delle condizioni delle discontinuità, del grado e delle caratteristiche della fratturazione e della dimensione dei blocchi. Inizialmente il GSI è stato creato per ammassi rocciosi costituiti da un solo litotipo, poi è stato ampliato per litologie particolari come il flysch (Marinos et Hoek, 2001) e rocce metamorfiche tettonizzate (Hoek, 2002).

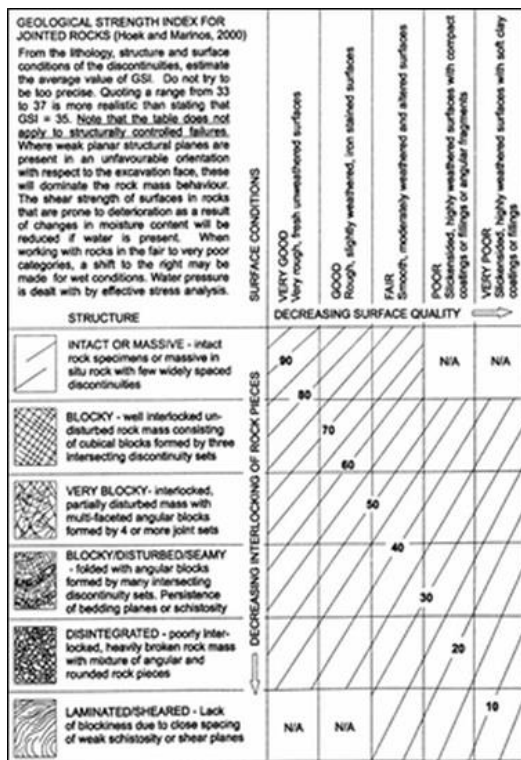


Figura 25 Carta generale per la caratterizzazione degli ammassi rocciosi.

La quantificazione è valida solo per intervallo di valori dell'indice compreso tra 35 e 75, dove il comportamento dell'ammasso dipende per lo più dalla possibilità di fenomeni di scivolamento e di rotazione dei blocchi unitari e non dalle proprietà della roccia intatta.

Il numero di GSI è usato per determinare i valori di m e s , necessari nella definizione del criterio di rottura di Hoek e Brown secondo la relazione:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_c \sqrt{m \frac{\sigma}{\sigma_c} + s}$$

Dove :

σ_1 e σ_3 sforzi principali;

σ_c resistenza alla compressione semplice della roccia intatta

m e s costanti adimensionali dipendenti dalle proprietà dell'ammasso.

Secondo l'indice GSI si riscontrano le seguenti equazioni per GSI maggiori di 25

$$m = m_i \exp\left(\frac{GSI - 100}{28}\right) \quad s = \exp\left(\frac{GSI - 100}{9}\right)$$

L'indice GSI è stato valutato per lo stesso affioramento della formazione del Serla Superiore preso in considerazione per la prova sclerometrica.

L'ammasso è considerato inalterato ed in esso si individuano tre famiglie di discontinuità pressappoco perpendicolari, chiuse. I blocchi derivanti dai sistemi di fratturazione sono di forma cubica, abbastanza regolari. Da queste considerazioni si ritiene in definitiva che la struttura possa essere definita *blocky*, ovvero “a blocchi regolari”. Le superfici risultano essere scabre, leggermente alterate e con patine di ossidazione, nel complesso buone. Quindi dalla tabella 8, si ritiene che il valore GSI per l'affioramento in questione sia compreso tra valori di 60 e 65, che indica una qualità buona dell'ammasso roccioso.

	76-95	56-75	36-55	21-35	<20
Rock Mass Quality	Very good	Good	Fair	Poor	Very poor

Tabella 8: Qualità dell'ammasso roccioso a seconda del valore di GSI (Hoek et alii).

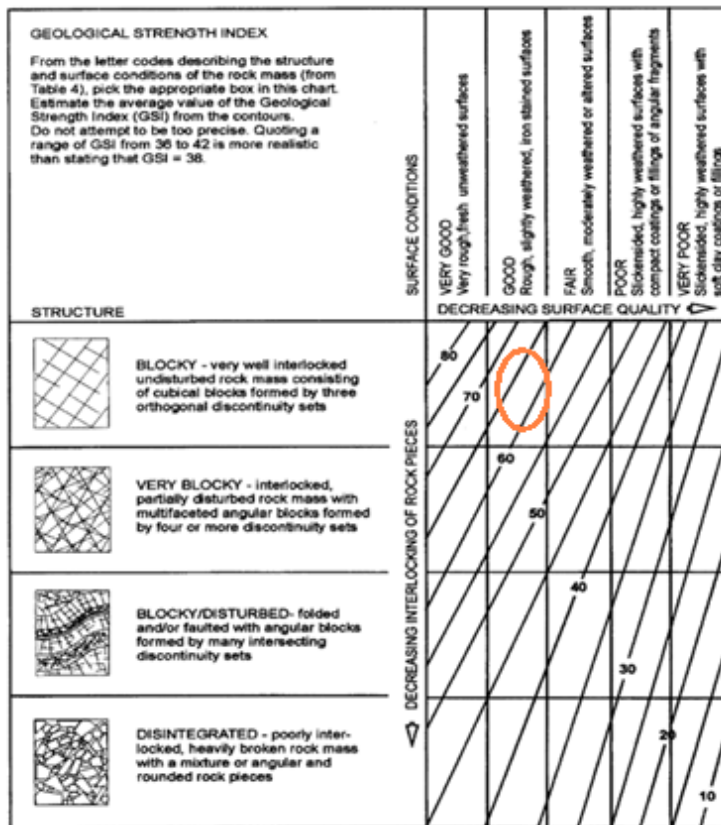


Figura 26: In arancio è cerchiato l'intervallo di valori di GSI (60-65) che rappresentano l'ammasso roccioso del Serla.

3.2 Prova di compressione uniassiale

Presso il laboratorio di meccanica delle rocce del dipartimento di Geoscienze, dell'Università degli Studi di Padova sono state effettuate prove di compressione semplice, o monoassiale. Tale prova permette la determinazione della resistenza monoassiale non confinata della roccia. Inoltre, l'applicazione di bande estensimetriche permette la misura delle deformazioni assiali e radiale e quindi la definizione dei parametri elastici, quali il modulo di Young (E) e il coefficiente di Poisson(ν). Le bande, o estensimetri, consistono in un foglio estensibile di materiale isolante dotato di una resistenza elettrica. Il foglio si deforma in correlazione con la deformazione del campione, e causa una variazione della resistenza elettrica proporzionale alla deformazione.

La preparazione del provino su cui viene effettuata la prova è molto importante, poiché influenza la qualità della prova stessa.



Figura 27:
*Laboratorio di
meccanica delle rocce
del Dipartimento di
Geoscienze*

La prova di compressione semplice è stata effettuata sia sui campioni del Serla che del Werfwen. Dai campioni prelevati sono stati ricavati provini cilindrici (figura 28), con l'accortezza di rispettare le norme di realizzazione proposte da ISRM (*International society for rock mechanism, 1982*). Perciò ogni cilindro, le cui basi sono piano parallele, è caratterizzato da un'altezza di circa 8 cm e diametro di 3.8 cm. Successivamente sono stati applicati due estensimetri, uno per la deformazione longitudinale e uno per quella trasversale.



Figura 28: Campione cilindrico prima della prova a compressione, su cui sono già stati fissati gli estensimetri.

La prova consiste nell'applicazione di una forza assiale fino alla rottura del campione, che avviene con modalità diversa per ogni provino.

La prova di compressione monoassiale permette, come già accennato, la determinazione della resistenza di picco, ovvero lo sforzo massimo sopportato dalla roccia, al quale si verifica la rottura del provino. Tuttavia si è osservato, durante lo svolgimento della prova, la generazione di microfratture precedenti alla rottura, e quindi al raggiungimento della resistenza di picco. I quattro provini di calcare sono stati realizzati perpendicolarmente alla superficie di giunto di strato, e di seguito vengono riportate le curve di compressione relative (grafici 2,3,4e 5) e le immagini (Figura 29, 30 31) successive alla rottura dei provini, denominati AU1, AU2, AU3 e AU6.

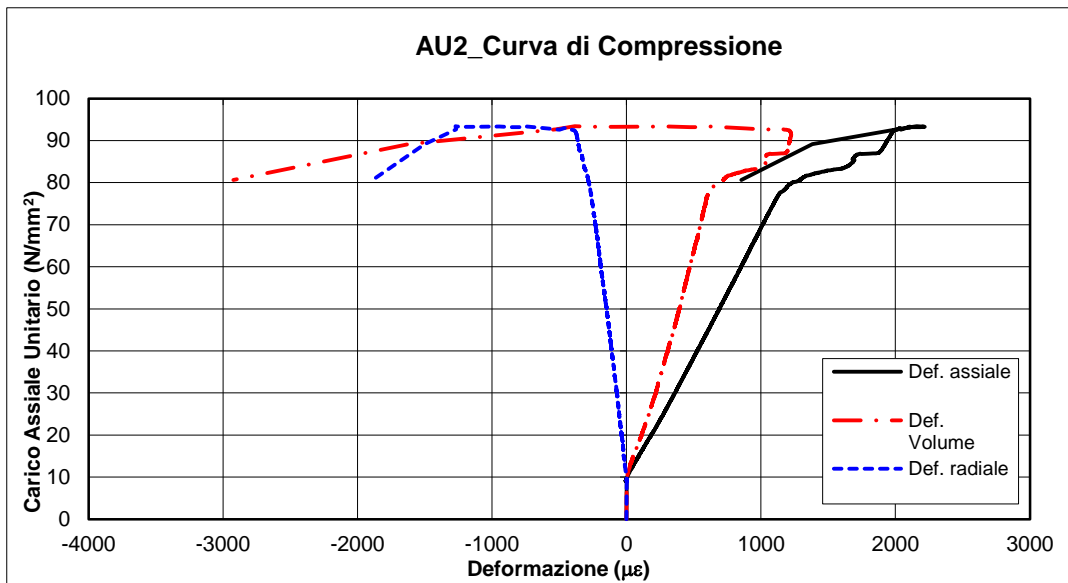


Grafico 2: Curva di compressione del provino AU2



Figura 29: Campione AU2 successivamente all'esecuzione della prova a compressione semplice. Il provino si è fratturato totalmente.

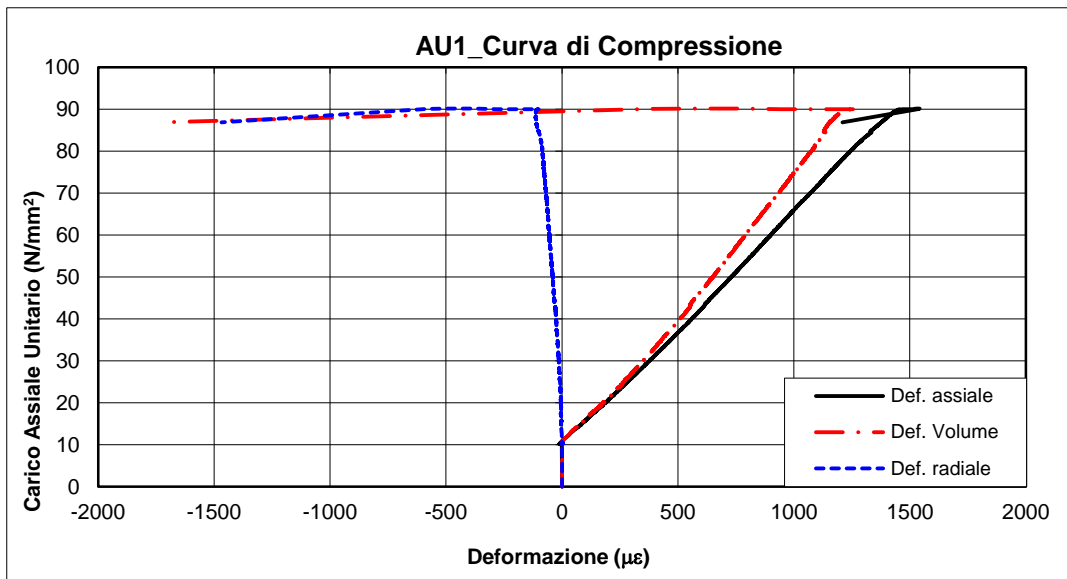


Grafico 3: Curva di compressione del provino AU1



Figura 30: Campione AU1 successivamente alla prova di compressione semplice. Si può notare come la rottura non sia netta, ma è parziale in confronto al campione AU2.

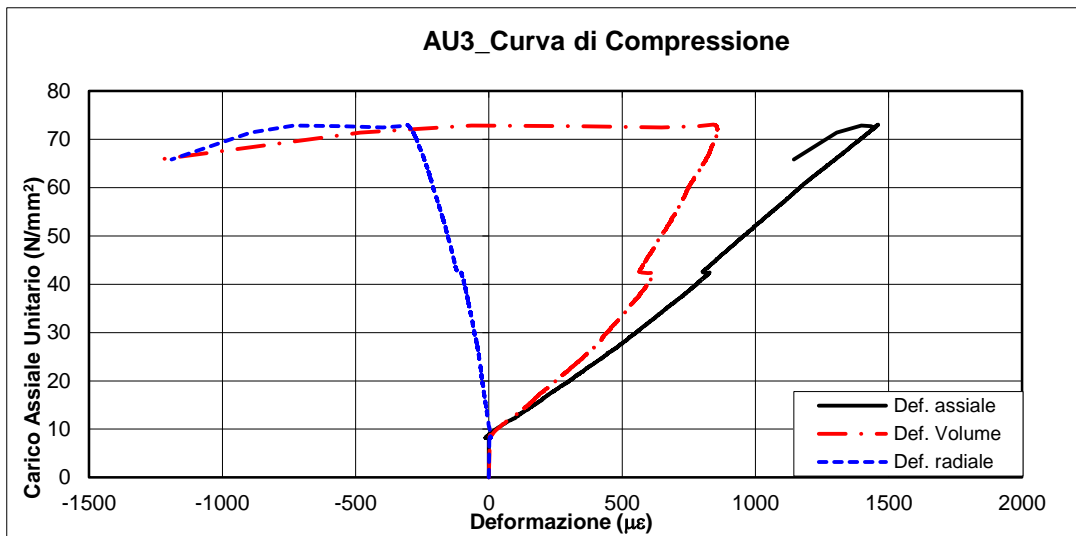


Grafico 4: Curva di compressione del provino AU3



Figura 31: Campione AU3 portato a rottura.

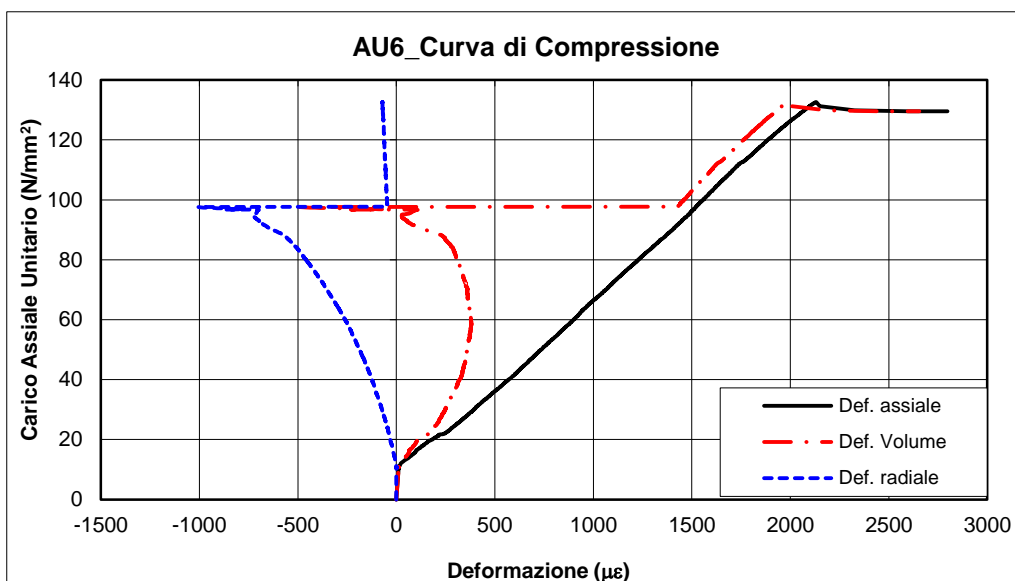


Grafico 5: Curva di compressione del provino AU6

La tabella 9 qui sotto riportata, riassume i dati ottenuti dalla prova di compressione. I valori dei parametri elastici e del carico a rottura sono diversi, ma rientrano in un intervallo ammissibile. Diversamente da quanto atteso, i campioni AU2 e AU1 riportano valori simili di carico a rottura e modulo di Young, mentre i dati relativi ad AU3 sono molto inferiori. Il valore di carico a rottura di AU6 è molto maggiore rispetto agli altri.

	Carico di rottura (MPa)	Modulo di Poisson	Modulo di Young (GPa)
AU1	90.13	0.053	57.78
AU2	93.44	0.2	57.33
AU3	73.08	0.17	43.04
AU6	132.70	0.32	55.45

Tabella 9: Dati ottenuti dalla prova a compressione semplice effettuata su i calcari del Serla Superiore

Dal campione di roccia rappresentante un membro del Werfen, è stato possibile invece ricavare solamente due provini parallelamente alla superficie del giunto di strato. Le curve di compressione e i dati della prova di compressione uniassiale sono riportati nel grafico 6 e in tabella 10.

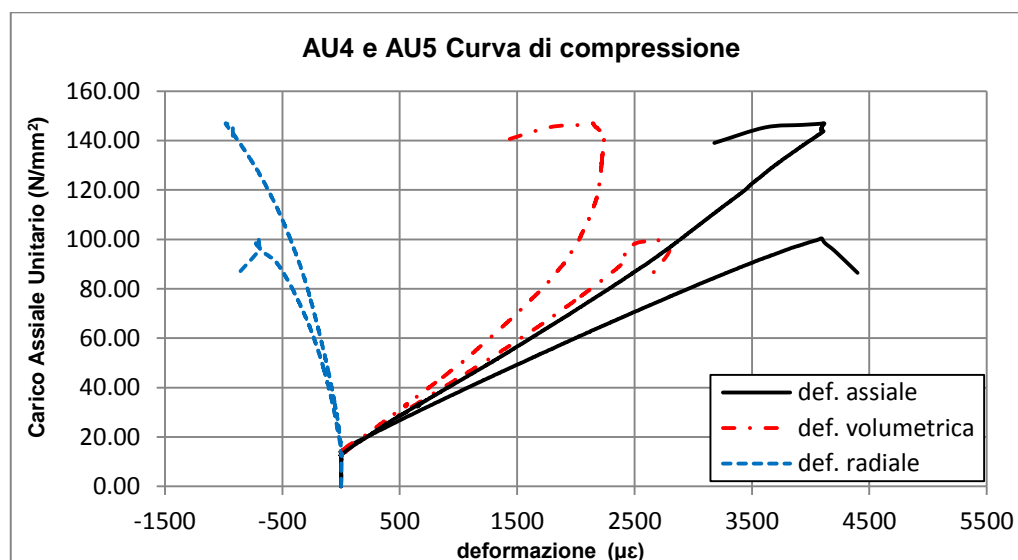


Grafico 6: Curva di compressione dei provini del Werfen

	Carico di rottura (MPa)	Modulo di Poisson	Modulo di Young (GPa)
AU4	100.37	0.14	22.29
AU5	147.03	0.16	31.33

Tabella 10: Dati ottenuti dalla prova di compressione monoassiale effettuata sul campione del Membro di Campil

3.3 Classificazione RMR

La classificazione RMR, tra le più usate, è stata sviluppata da Bieniawski e permette la valutazione dell'ammasso da prove di laboratorio e osservazioni in situ. La classificazione è basata su 5 parametri:

- resistenza a compressione uniassiale,
- RQD,
- spaziatura delle discontinuità,

- condizioni delle discontinuità,
- condizioni idrogeologiche.

La resistenza a compressione viene ricavata da prove di laboratorio di compressione uniassiale o da prove in situ eseguibili con il martello di Schmidt.

L'indice RQD (Rock Quality Designation) è un fattore per esprimere qualitativamente il grado di fratturazione dell'ammasso roccioso. La stima del parametro si effettua solitamente su carotaggi, ma in mancanza di questi si può determinare in affioramento attraverso formule empiriche (Palmstrom ,1975):

$$RQD = 115 - 3.3J_v \quad \text{per } J_v > 4.5$$

Dove J_v è un parametro che rappresenta il numero di discontinuità su un'unità di volume.

$$J_v = \sum \frac{n^\circ \text{ discontinuità}}{\text{lunghezza di misura}}$$

L'indice J_v si ottiene semplicemente contando le discontinuità di ogni famiglia che intercettano la linea di misura prefissata, la quale dovrebbe essere in direzione perpendicolare alle discontinuità misurate. Ne consegue che si dovrebbe stabilire una linea di scansione per ogni famiglia di giunti, e questa procedura è stata utilizzata.

Le condizioni dei giunti vengono valutate attraverso l'osservazione dell'affioramento. Vengono considerate in particolare cinque caratteristiche: la persistenza, l'apertura, la rugosità, il riempimento e l'alterazione.

Ad ogni parametro viene assegnato un valore numerico, derivabile da tabelle come in figura 32. Dalla somma dei valori dei cinque parametri si ricava il punteggio massimo (RMR) dell'ammasso. Il valore di RMR è compreso in un intervallo di valori che va da 0 a 100; più alto è il punteggio ottenuto, migliore è la qualità dell'ammasso.

A. CLASSIFICATION PARAMETERS AND THEIR RATINGS									
Parameter		Range of values							
1	Strength of intact rock material	Point-load strength index	>10 MPa	4-10 MPa	2-4 MPa	1-2 MPa	For this low range - uniaxial compressive test is preferred		
		Uniaxial comp. strength	>250 MPa	100-250 MPa	50-100 MPa	25-50 MPa	5-25 MPa	1-5 MPa	< 1 MPa
	Rating	15	12	7	4	2	1	0	
2	Drill core Quality <i>RQD</i>	90%-100%	75%-90%	50%-75%	25%-50%	< 25%			
	Rating	20	17	13	8	3			
3	Spacing of discontinuities	> 2 m	0.6-2 . m	200-600 mm	60-200 mm	< 60 mm			
	Rating	20	15	10	8	5			
4	Condition of discontinuities (See E)	Very rough surfaces Not continuous No separation Unweathered wall rock	Slightly rough surfaces Separation < 1 mm Slightly weathered walls	Slightly rough surfaces Separation < 1 mm Highly weathered walls	Slickensided surfaces or Gouge < 5 mm thick or Separation 1-5 mm Continuous	Soft gouge >5 mm thick or Separation > 5 mm Continuous			
		Rating	30	25	20	10	0		
5	Ground water	Inflow per 10 m tunnel length (l/m)	None	< 10	10-25	25-125	> 125		
		(Joint water press)/ (Major principal σ)	0	< 0.1	0.1-0.2	0.2-0.5	> 0.5		
	General conditions	Completely dry	Damp	Wet	Dripping	Flowing			
	Rating	15	10	7	4	0			
B. RATING ADJUSTMENT FOR DISCONTINUITY ORIENTATIONS (See F)									
Strike and dip orientations		Very favourable	Favourable	Fair	Unfavourable	Very Unfavourable			
Ratings	Tunnels & mines	0	-2	-5	-10	-12			
	Foundations	0	-2	-7	-15	-25			
	Slopes	0	-5	-25	-50				
C. ROCK MASS CLASSES DETERMINED FROM TOTAL RATINGS									
Rating	100 ← 81		80 ← 61		60 ← 41		40 ← 21		< 21
Class number	I		II		III		IV		V
Description	Very good rock		Good rock		Fair rock		Poor rock		Very poor rock
D. MEANING OF ROCK CLASSES									
Class number	I		II		III		IV		V
Average stand-up time	20 yrs for 15 m span		1 year for 10 m span		1 week for 5 m span		10 hrs for 2.5 m span		30 min for 1 m span
Cohesion of rock mass (kPa)	> 400		300-400		200-300		100-200		< 100
Friction angle of rock mass (deg)	> 45		35-45		25-35		15-25		< 15
E. GUIDELINES FOR CLASSIFICATION OF DISCONTINUITY conditions									
Discontinuity length (persistence)	< 1 m		1-3 m		3-10 m		10-20 m		> 20 m
Rating	6		4		2		1		0
Separation (aperture)	None		< 0.1 mm		0.1-1.0 mm		1-5 mm		> 5 mm
Rating	6		5		4		1		0
Roughness	Very rough		Rough		Slightly rough		Smooth		Slickensided
Rating	6		5		3		1		0
Infilling (gouge)	None		Hard filling < 5 mm		Hard filling > 5 mm		Soft filling < 5 mm		Soft filling > 5 mm
Rating	6		4		2		2		0
Weathering	Unweathered		Slightly weathered		Moderately weathered		Highly weathered		Decomposed
Rating	6		5		3		1		0
F. EFFECT OF DISCONTINUITY STRIKE AND DIP ORIENTATION IN TUNNELLING**									
Strike perpendicular to tunnel axis					Strike parallel to tunnel axis				
Drive with dip-Dip 45-90°		Drive with dip-Dip 20-45°			Dip 45-90°		Dip 20-45°		
Very favourable		Favourable			Very favourable		Fair		
Drive against dip-Dip 45-90°		Drive against dip-Dip 20-45°			Dip 0-20-1 irrespective of strike°				
Fair		Unfavourable			Fair				

Figura 32: Classificazione geomeccanica RMR, Bieniawski (1976)

Esistono inoltre dei grafici per meglio correlare il parametro al proprio punteggio.

Il grafici di figura 33, 34 e 35 (Bieniawski, 1989) permettono di avere una stima più precisa dei punteggi da assegnare ai parametri relativo alla resistenza a compressione, RQD e alla spaziatura tra discontinuità.

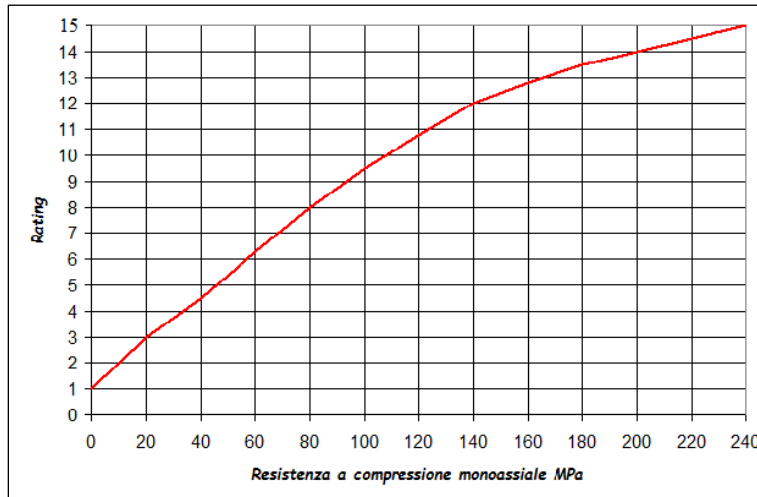


Figura 33: Grafico per determinare il punteggio della resistenza a compressione monoassiale.

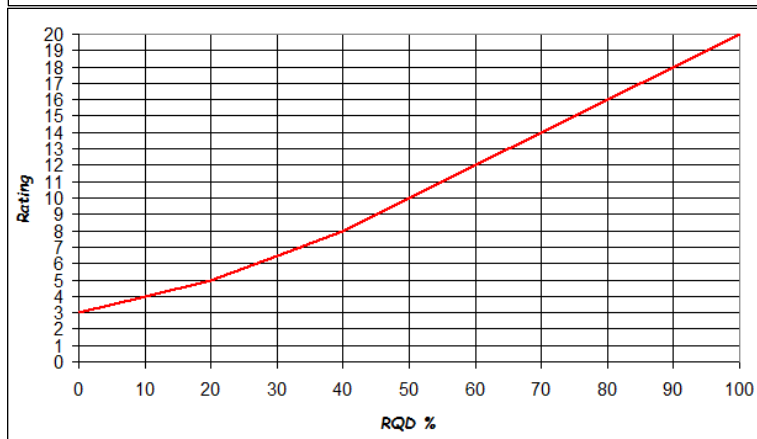


Figura 34: Grafico per assegnazione del punteggio al parametro RQD.

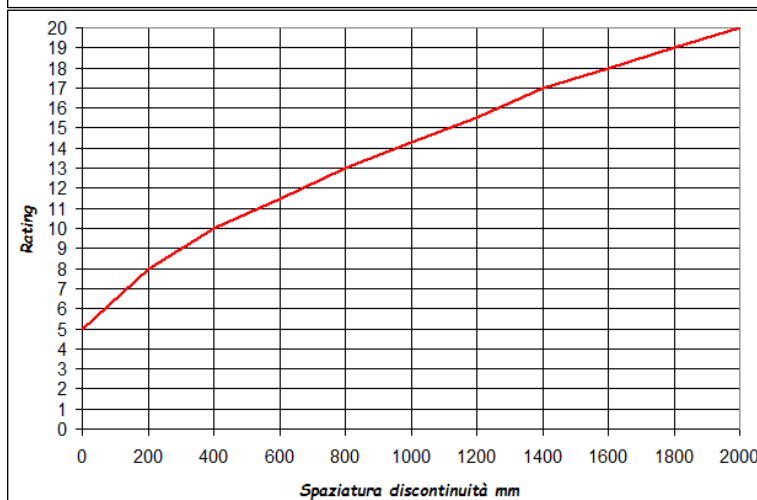


Figura 35: Grafico per assegnazione del punteggio alla spaziatura tra discontinuità.

Per il medesimo ammasso, considerato in precedenza, si può valutare l'indice RMR. Dalla Figura 32 si determina il punteggio, da attribuire alla resistenza a compressione relativo all'ammasso considerato. Non disponendo di carotaggi, è stato valutato il numero di giunti per unità di volume. L'affioramento esaminato è caratterizzato da tre sistemi di discontinuità, per cui dalle derivanti tre linee di scansione risulta un J_v pari a 13,5. Dalla formula indicata precedentemente si ricava un valore di RQD di 70,4%, il che indica un ammasso di discreta qualità. Inserendo i dati nel grafico di figura 34 si assegna un punteggio di 14.

La spaziatura dei giunti di strato è mediamente intorno ai 15 cm, per cui dal grafico si assegna al parametro un punteggio di 7. L'ammasso roccioso di natura calcarea risulta, data la sua natura, soggetto ad alterazione meteorica, ma si presenta tuttavia in buone condizioni. Inoltre i piani di giacitura degli strati sono ben visibili e continui, mentre le discontinuità verticali sono meno persistenti, e formano nel loro insieme blocchi di medie dimensioni a contatto. Non vi è apertura delle discontinuità, e pertanto nemmeno vi è né riempimento né evidente afflusso di acqua all'interno. Le superfici delle discontinuità sono planari e scabre. Relazionando questa descrizione alla tabella di figura 32 si assegna un punteggio di 25 al parametro riguardante la condizione dei giunti. Infine per quanto riguarda le condizioni idrologiche non si dispongono di dati quantitativi, tuttavia, si assegna un punteggio di 12 in quanto esaminando lo stato generale, si ritiene l'ammasso non del tutto asciutto (Figura 31). Il valore di RMR così ottenuto è di 66.5 (riassunto in tabella 11) ed indica un ammasso di buona qualità.

Resistenza compressione	8.5
RQD	14
Spaziatura giunti	7
Condizione giunti	25
Condizione idrologiche	12
RMR	66.5

Tabella 11: Punteggi assegnati ai vari parametri per la determinazione di RMR

La classificazione di Bieniawski associa ad ogni classe di qualità le relative caratteristiche geotecniche, in particolare la coesione e l'angolo di attrito (figura 36). Inoltre, per ogni classe vengono fornite indicazioni riguardo alle opere di scavo. Per un ammasso di seconda classe come quello esaminato si ritiene in prima approssimazione una coesione tra 300 e 400 kPa, mentre l'angolo di attrito è compreso tra 35° e 45°. Tali caratteristiche sono positive per quanto riguarda le opere di scavo e permettono di non avere grandi problemi di sostentamento.

B - Classificazione della roccia in base alla somma dei coefficienti numerici					
Somma dei coefficienti	100 - 81	80 - 61	60 - 41	40 - 21	<20
Classe	I	II	III	IV	V
Descrizione della roccia	Ottima	Buona	Mediocre	Scadente	Molto scadente
C - Significato delle classi di roccia					
Classe	I	II	III	IV	V
Tempo medio di autosostentamento	20 anni per aperture di 15 m	1 anno per aperture di 10 m	1 settimana per aperture di 5 m	10 ore per aperture di 2.5 m	30 minuti per aperture di 1m
Coesione (kPa)	> 400	300 - 400	200 - 300	100 - 200	< 100
Angolo di attrito interno	> 45°	35° - 45°	25° - 35°	15° - 25°	< 15°

Figura 36: Qualità dell'ammasso secondo l'indice RMR, e le relative caratteristiche

4 – Il tracciato ferroviario

Il tracciato ferroviario considerato è parte di un progetto di prolungamento dell'attuale rete ferroviaria che vuol promuovere il turismo e il trasporto nell'area dolomitica. Si sottolinea che il tracciato riportato nella carta geologica e nei profili deve essere considerato solo orientativo, cioè a livello di ipotesi progettuale.

Il percorso è stato ideato dal Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università di Padova come tracciato a singolo binario e pendenze inferiori a 30‰. La livelletta di progetto, tracciata dal Dipartimento, è riportata nelle figure 37 e 38 per il tratto analizzato.

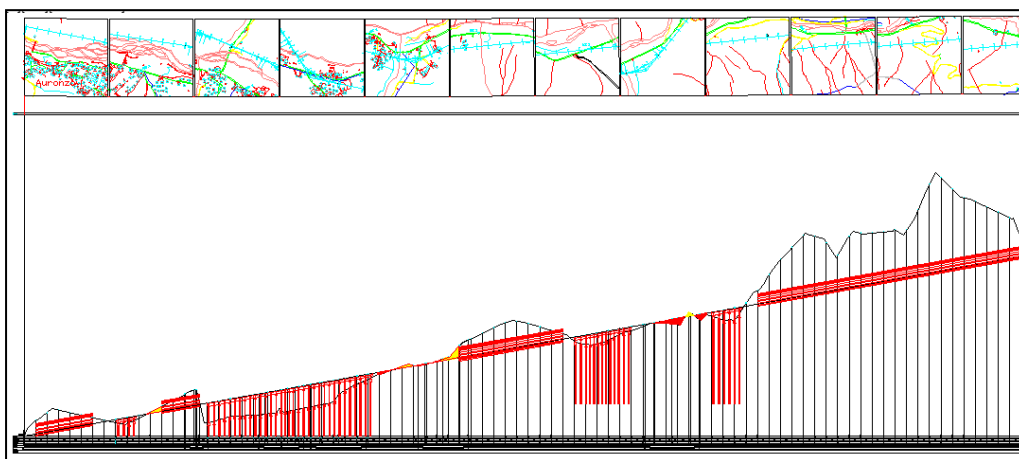


Figura 37: Livelletta per il tratto da Auronzo a Somprade

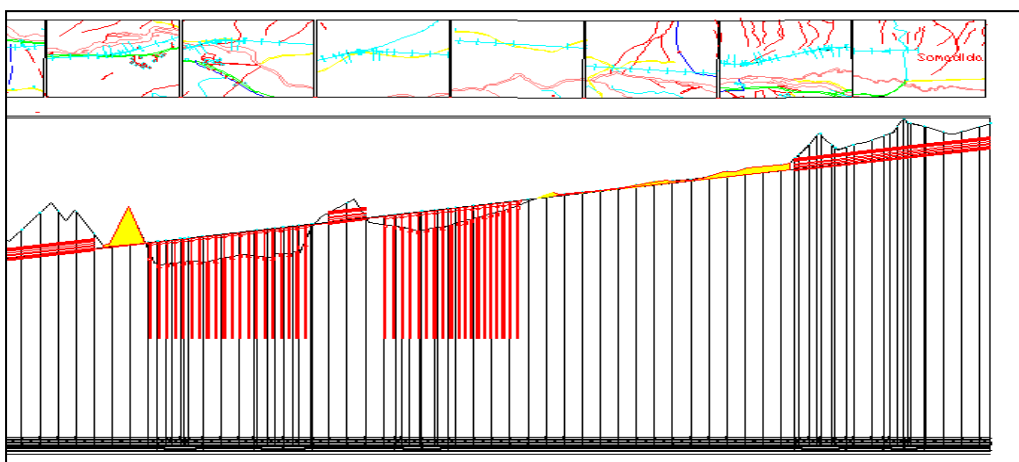


Figura 38: Livelletta per il tratto da Somprade alla foresta di Somadida

In questo lavoro si analizza il tratto compreso tra gli impianti sciistici di Auronzo e la foresta di Somadida per una lunghezza totale di 14.2 km e pendenza costante del 18%.

Come già espresso la geologia del luogo è stata ricostruita sulla base della cartografia esistente e su rilievi di campagna. Sono stati inoltre realizzati diversi profili geologici trasversali al tracciato e un profilo longitudinale lungo il percorso della ferrovia.

Si riportano qui di seguito i commenti al profilo longitudinale partendo, per comodità grafica, dalla foresta di Somadida. Il profilo è stato suddiviso in tratti di lunghezza variabile corrispondenti alle differenti tipologie strutturali ipotizzate: tratti in superficie, tratti in viadotto e tratti in galleria.

Dalla progressiva 0 alla progressiva 1738 m il percorso ferroviario, previsto in galleria, attraversa sostanzialmente materiale morenico, con probabile intercettazione di materiale alluvionale a partire dalla progressiva 1320. Lo spessore dei sedimenti sovrastanti la galleria varia dai 10 ai 35 metri. Dalla carta geomorfologica si notano i numerosi canali di scorrimento superficiale che scendono dalle Marmarole e si disperdono alle loro pendici. Questi danno luogo a problematiche di possibile allagamento, condizione riscontrata anche durante il rilevamento in campagna. Avvicinandosi al fiume Ansiei una certa condizione di rischio è rappresentata dall'erosione torrentizia delle sponde. Lo spessore esiguo dei sedimenti sovrastanti la galleria e la loro permeabilità indicano la possibilità di venute d'acqua nella galleria. Le caratteristiche dei materiali attraversati portano ad ipotizzare la realizzazione di scavi in presenza di strutture di sostenamento.

Dalla progressiva 1738 a 2681 m il tracciato risulta trovarsi ad una profondità massima di 17 metri in materiale sciolto morenico e alluvionale e si dovrà prevedere allo scavo in trincea. La zona in cui si trova il tracciato, il bosco di Soccento, è una piana in cui il suolo è organico e ricco di torba. Tale zona è a rischio di alluvionamento, infatti durante il rilevamento si sono avvistate zone di stagnamento o comunque con presenza di acqua in superficie.

Da 2681 a 3230 m il tracciato si sviluppa in viadotto con fondazioni su materiale sciolto alluvionale con spessori massimi di 35 metri, a sua volta poggiante su materiale morenico. In questo tratto ed in quello precedente, vi è una condizione di rischio per colate detritiche (Rio Mazzoni) e per valanghe.

I tratti da 3230 a 3451 m e da 3451 a 3766 m sono progettati rispettivamente in galleria ed in superficie. La geologia in corrispondenza di questi segmenti è costituita ancora da materiale sciolto morenico per il tratto in galleria e da detrito di versante per il tratto in superficie. La galleria interessa i terreni della conoide per un piccolo tratto iniziale. La pericolosità è rappresentata dalla possibilità di colate detritiche e di valanghe.

Dalla progressiva 3766 m a 4728 m è progettato un viadotto ferroviario che attraversa il fiume Ansiei e si porta in sinistra idrografica in località Stabin. La problematica principale in questo tratto è di tipo idrologico dovendo essere valutate le piene critiche del fiume.

Da 4728 a 5031 m il tracciato ferroviario prosegue in superficie su detrito di versante. Si deve considerare che a partire dalla progressiva 4630 circa (poco prima cioè del termine del tratto precedente) il tracciato ferroviario corre sotto una parete rocciosa soggetta a crolli. Sono infatti presenti a tratti barriere paramassi che tuttavia necessitano di ripristino.

In seguito il tracciato prosegue in galleria per un tratto lungo 2.707 km. Dalla progressiva 5031 a 5860 m vengono attraversanti inizialmente materiali sciolti di tipo alluvionale e successivamente per minor estensione morenico con spessori fino ad oltre 40 m. Dalle ricostruzioni geologiche effettuate, si ipotizza che probabilmente dalla progressiva 5860 la galleria attraversi i calcari della formazione del Serla Superiore. L'asse della galleria è molto inclinato rispetto alla direzione degli strati che vengono ad avere così un'inclinazione apparente di 20° circa. Comunque dalla classificazione di Bienawski, si è classificato l'ammasso roccioso calcareo come di buona qualità con tempi di sostentamento di un mese per scavi lunghi al massimo una decina di metri. Si ha in questo tratto una

profondità massima del percorso rispetto al profilo altimetrico di 85 metri di materiale alluvionale, morenico e misto oltre che dalla roccia stessa.

Il successivo tratto da 7738 a 7888 m è in superficie. Dalle foto aeree si nota che il versante al di sopra tale tratto è caratterizzato da un corpo di frana antica e da depositi di colate detritiche, che sono però localizzati fino a quota 1100 m s.l.m. e che pertanto non interessano la ferrovia. Inoltre durante il sopralluogo non si sono individuati elementi attribuibili ad eventi franosi recenti. Immagini satellitari e foto aeree mostrano infatti un livello di crescita della vegetazione elevato a conferma della stabilità attuale della parte inferiore del versante. Tuttavia non si esclude il rischio di eventi di riattivazione della vecchia frana, dato lo stato di attività geomorfologica attuale mostra la presenza di numerosi canali di erosione e colate detritiche. Inoltre nella carta di pericolosità da valanghe, l'area è identificata con rischio elevato rispetto a questo fenomeno.

Il viadotto successivo dalla progressiva 7888 fino a 8091m, risulta dal profilo attraversare detrito di versante senza particolari problematiche.

Dalla progressiva 8091 a 8833 m il tracciato è in superficie in parte su detrito di versante ed in parte sulla conoide alluvionale del torrente Marzon. I rischi sono dati da possibili fenomeni di erosione torrentizia e di alluvionamento.

Dalla progressiva 8833 alla 9247 m è previsto un viadotto mentre da 9247 a 9487 m il tracciato si sviluppa in superficie. Entrambi questi tratti poggiano su depositi alluvionali ed i pericoli sono rappresentati dalla possibilità di alluvionamento e di erosione spondale laddove il tracciato si avvicina molto al fiume Ansiei (intorno progressiva 9250m).

Dalla progressiva 9487 a 10452 m è prevista una galleria che, dal profilo longitudinale, risulta essere all'interno del conoide di deiezione del torrente Gravasecca. Lo spessore del deposito sovrastante la galleria, varia dai 7 ai 30 m. Non sono disponibili misure piezometriche per conoscere l'esatta quota della falda freatica, per la quale sarà necessario svolgere indagini idrogeologiche specifiche. Tuttavia data la granulometria grossolana del deposito alluvionale e

l'elevata permeabilità si ritiene che l'acquifero sia relativamente profondo. In via cautelativa non si esclude la possibilità di infiltrazioni e venuta d'acqua in galleria in seguito a piogge intense e prolungate. Il torrente Gravasecca è in grado di generare eventi di colata detritica di grandi dimensioni, che come avvenuto nell'agosto dell'anno corrente, hanno causato l'innalzamento del l'alveo di 4 m.

Successivamente il tracciato prosegue in superficie dalla progressiva 10452 a 11402 m e in viadotto da 11402 a 12606 m portandosi nuovamente in destra idrografica del collettore principale e attraversando anche la Val Da Rin. Non sono frequenti le zone in cui gli argini dell'Ansiei sono rinforzati artificialmente e l'erosione torrentizia può interferire con la stabilità della ferrovia. Particolare attenzione richiede l'attraversamento del Rio Giralba data la capacità di dar luogo a colate detritiche.

Da 12606 a 14200 m si susseguono tratti in galleria, in superficie e in viadotto di limitata estensione. I tratti in galleria attraversano i litotipi della formazione del Werfen, le dolomie della formazione di Lusnizza e depositi alluvionali, ad una profondità variabile dai 12 ai 25 m. Il versante settentrionale del monte Agudo, come già accennato, è soggetto a fenomeni di disgregazione superficiale. La possibilità del verificarsi di eventi di frana localizzata e caduta massi, anche se di piccola entità, non sono da sottovalutare data la vicinanza al versante. Infine i solchi di erosione dovuto alla scorrimento superficiale sono vie preferenziali per valanghe canalizzate.

5 - Le problematiche del tracciato

5.1 Le colate detritiche

Le colate detritiche, note anche come *debris flows*, secondo la definizione di Varnes (1978), sono dei movimenti di massa rapidi, costituiti da miscele di materiali granulari non coerenti, acqua e aria, indotti per effetto della gravità. La massa formatasi è caratterizzata da alta viscosità, e da un comportamento reologico molto complesso e variabile nel tempo.

Le colate di detrito solitamente sono contraddistinte da un comportamento pulsante che genera più fronti di avanzamento con forma lobata (figura 39). I fronti sono ripidi, costituiti da granulometria più grossolana. A questi segue poi una fase più fluida e in coda anche turbolenta.

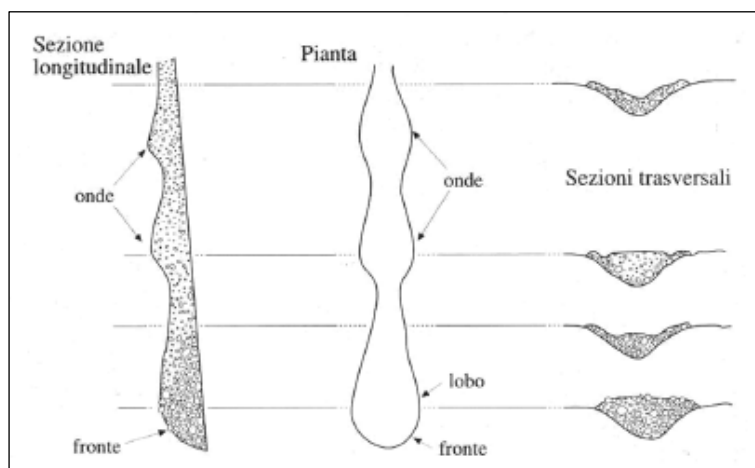


Figura 39:
Rappresentazione schematica di un debris flow, disegnato da Johnson e Rodine 1984.

Dal punto di vista morfologico si distinguono colate detritiche canalizzate e di versante. La morfologia delle colate detritiche canalizzate è in genere varia, ma la lunghezza è molto maggiore della larghezza; in letteratura vengono riportati valori minimi del rapporto lunghezza/larghezza di 10:1.

Si identificano morfologicamente in quelle canalizzate tre zone (Figura 40):

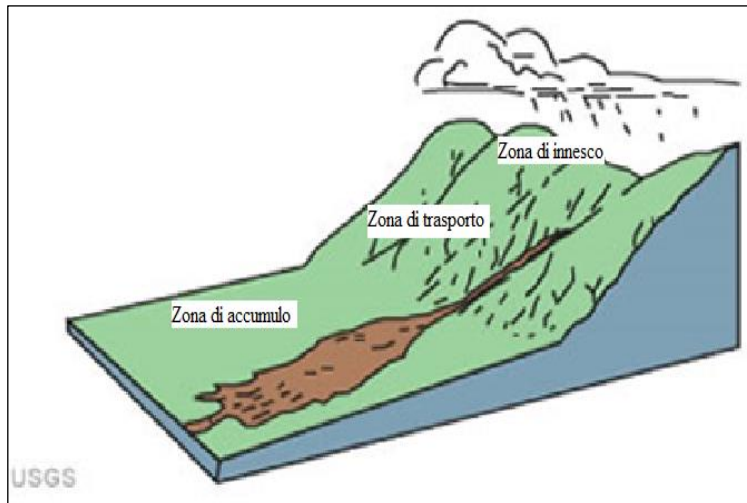


Figura 40: *Debris Flow canalizzato. Dal punto di vista morfologico si identificano tre zone: zona di innesco con prevalente erosione, zona di trasporto e zona di accumulo dove avviene il deposito.*

Le zone di innesco, si trovano alla chiusura di piccoli bacini montani e sono caratterizzate da un'elevata pendenza (30-70°), assenza di vegetazione e con abbondante disponibilità di detrito non consolidato. Nell'area dolomitica, generalmente, le colate di detrito interessano le falde detritiche poste alla base delle pareti rocciose. I calcari e le dolomie costituenti le vette infatti pur essendo rigidi e poco erodibili, sono soggetti a fenomeni di degradazione meteorica come il crioclastismo, che intensificano la fratturazione e la disgregazione della roccia.

La zona di trasporto è l'area in cui la colata inizia a scorrere, generalmente costituita da un canale. Il flusso si arricchisce di detriti erodendo il fondo e le sponde, tuttavia perlopiù l'erosione e la deposizione lungo questa zona sono equilibrate. Seguendo la linea di massima pendenza il flusso, modellando l'alveo dando una sezione tipica triangolare o trapezoidale. Le pendenze sono minori di quelle dell'area di innesco.

La zona di accumulo è la zona più a valle dove avviene l'arresto del flusso della colata, che perde gran parte dell'energia a causa del cambio di pendenza. Le pendenze della zona di accumulo sono solitamente basse. La parte alta della zona di deposito è caratterizzata spesso da argini laterali che presentano una gradazione inversa dei grani.

L'innesco dei *debris flows* avviene in genere a seguito di intense precipitazioni, o per rottura di argini lacustri o anche a causa di un rapido scioglimento della neve. Ognuno di questi eventi può essere capace di mobilitare un certo volume di sedimenti, presenti come deposito in una porzione di bacino idrografico. L'insieme di acqua e sedimenti si propaga verso valle sfruttando vie preferenziali come le incisioni torrentizie (si parla in questo caso di *debris flows* canalizzati) o semplicemente scendendo lungo i versanti (*debris flows* non canalizzati) e originando conoidi. L'attivazione delle colate detritiche, qualunque sia l'innesco del fenomeno, è dovuta ad un rapido aumento delle pressioni interstiziali che porta ad una liquefazione del detrito.

Le velocità raggiunte dalla colata sono in genere comprese tra 0.5 e 10 m/s, ma possono arrivare a diverse decine di metri al secondo (bacini di sterili di Stava, 1985). La velocità e il volume di materiale coinvolto rendono i *debris flows* pericolosi e distruttivi.

Nell'area esaminata esistono diversi canali di colata detritica, ma quelli principali sono: il Gravasecca, il Giralba e il Giau di Gravon Piccolo (vedi carta geomorfologica). Nel periodo di rilevamento in campagna (estate 2015), alcuni eventi di colata detritica hanno interessato i versanti della valle dando così informazioni essenziali sulle caratteristiche principali di questi fenomeni.

5.1.1 Eventi del 2 luglio e del 4 agosto 2015

I bacini imbriferi dei torrenti nella zona di Auronzo sono caratterizzati da una grande disponibilità di materiale sciolto, la cui sorgente sono le pareti verticali costituite da dolomie intensamente fratturate.

Nel giorno del 2 luglio è stata registrata dalla stazione pluviometrica di Auronzo, una precipitazione di 19.4 mm/giorno, che ha mobilitato gran parte del materiale presente nei bacini, originando colate detritiche lungo il Rio Giau de Gravon Piccolo (vallecola laterale della Val Marzon), e lungo i torrenti Gravasecca e Giralba.

Il Giau di Gravon Piccolo ha un bacino relativamente piccolo ma con grande apporto solido, facilitando gli eventi di colata detritica. Il materiale coinvolto nella colata ha raggiunto un'altezza approssimativamente di un metro sulla strada della Val Marzon, dopo aver occluso completamente il piccolo ponte esistente (figura 41).



Figura 41: Deposito del debris flow nel Giau de Gravon Piccolo.

Le precipitazioni hanno movimentato il materiale presente in altri due bacini del versante meridionale della Croda de Toni, ovvero nella val Giralba e nella Valle del Gravasecca. In questi casi è più evidente l'effetto erosivo sulle sponde (figura 42) che la quantità di materiale trasportato (20 000 m³ circa).



Figura 42: Particolare dell'erosione delle sponde sinistra del Gravasecca.

Le precipitazioni del sera del 4 agosto (15.8 mm/giorno) hanno portato allo sviluppo di imponenti colate detritiche nel Giralba e lungo il Giau de Gravon

Piccolo, vallecchia laterale del Marzon, ma soprattutto lungo il Gravasecca. La movimentazione parziale di tali depositi detritici è avvenuta probabilmente due giorni prima, il 2 Agosto, quando si sono verificate precipitazioni di 25.6 mm.

La quantità di materiale movimentata dal torrente Gravasecca è stimata intorno ai 100000 m³ (si può considerare un errore di $\pm 30\%$), ha completamente ostruito la luce del ponte e scavalcato il ponte stesso (figura 43).



Figura 43: Il ponte del Gravasecca è stato in parte danneggiato. Il detrito depositato nell'evento di colata ha completamente ostruito la luce.

La colata è giunta sino alla sponda opposta del fiume Ansiei ed ha creato quindi una barriera nel fiume con la conseguente formazione di un lago temporaneo (Figure 44a e 44b). Il lago si è espanso per una lunghezza di quasi 300 m (dal Gravasecca fino alla briglia in direzione ovest.). È stato poi svuotato aprendo un piccolo varco per far defluire con cautela l'acqua, ma il livello massimo raggiunto ha lasciato segni ancora visibili sugli alberi.



Figura 44a: I depositi della colata detritica del Gravasecca hanno invaso e ostruito l'alveo dell'Ansiei, da cui si è originato un piccolo lago.



Figura 44 b: *Visuale verso ovest del lago formatosi. Visibile i segni sugli alberi del livello raggiunto dall'acqua. Evidenziato in rosso.*

I tempi necessari per lo svuotamento, hanno permesso il deposito di sedimenti lacustri, ben distinguibili da quelli del *debris flow* per la grana molto fine del materiale (figura 45).



Figura 45: *Il deposito lacustre ha uno spessore massimo di 20 cm.*

Una colata si origina per fluidificazione del sedimento e tende inoltre ad avere un fronte particolarmente grossolano seguito da un settore più o meno esteso caratterizzato da velocità uniformi e da viscosità elevate (*rigid plug*) (figura 46). È stato analizzato il deposito della colata nella sua parte finale, e risulta essere composto da ghiaie medio grosse.



Figura 46: Foto scattata dall'alveo dell'Ansiei verso Nord. Il letto alla confluenza con il Gravasecca è qui già stato liberato e le sponde quasi ricostruite. Il masso ha un volume di circa 15 m^3 .

Risalendo il torrente Gravasecca sono ben chiari i segni di uno svuotamento del bacino dal materiale che depositatosi ha portato il rialzo del letto del torrente di 4m (Figura 47). Il deposito presente prima della colata detritica aveva uno spessore di circa 2 m. Durante l'evento il miscuglio di acqua e detrito ha levigato leggermente la roccia raggiungendo un'altezza di 5,5 m dalla base del alveo, oltre ad avere eroso le sponde (figura 48).



Figura 47: Risalendo il torrente Gravasecca, a quota 1110 m s.l.m., la diversa colorazione della roccia può dare un'indicazione della altezza raggiunta dal deposito e dall'acqua durante l'evento. Tale quantità di deposito è stato preso in carico dal flusso e trasportato a valle.



Figura 48: *Erosione spondale nel Gravasecca circa 1.50 m.*

La colata detritica verificatasi nel torrente Giralba ha danneggiato per lo più le sponde per la grande forza erosiva esercitata. Il volume del materiale coinvolto è circa la metà di quello del Gravasecca, ovvero nell'ordine dei 40000 m³ ed ha permesso il rialzamento del letto del torrente di 2 m circa.

Con le piogge del 4 agosto, la colata detritica nel Giau di Gravon Piccolo è stata più intensa rispetto a quella verificatasi il 2 luglio. Il volume di materiale coinvolto è stato oltre il doppio, ed ha raggiunto la sponda opposta del torrente Marzon (Figura 49 e 50).



Figura 49: *Dell'evento di agosto lungo il Giau di Gravon Piccolo si dispone solo di foto a lavori di ripristino già iniziati.*



Figura 50: Il deposito del debris flow del 4 agosto ha invaso l'alveo del Marzon

Sono numerosi i solchi di erosione tributari della Val Marzon, e oltre al Giau di Gravon Piccolo, altri sono stati luogo di colate detritiche di minor entità.

Per gli eventi appena descritti, il genio civile ha ordinato il ripristino degli alvei, ovvero verranno liberati dal detrito. Inoltre è previsto il rinforzo e l'innalzamento delle sponde al fini di contenere un futuro evento di colata.

5.1.1 Analisi dei bacini

L'analisi dei bacini è stata condotta al fine di valutare i volumi potenziali delle colate detritiche in relazione al quantitativo di materiale mobilizzabile ed alle piogge di elevata intensità. Si specifica che l'area dei bacini, la lunghezza dell'asta e l'area della relativa conoide è stata determinata attraverso lo strumento apposito presente nella versione 10.1 del software Arcgis.

Il torrente Gravasecca

Il torrente Gravasecca scende da Cima di Auronzo con un pendenza media elevata di 22.6° e si immette nell'Ansiei dopo aver percorso 3.5 km. Il bacino del Gravasecca (figura 51), le cui caratteristiche principali sono riassunte in tabella 12, comprende una superficie di 2.58 km^2 , ma per buona parte, 1.5 km^2 , è molto stretto. Nonostante il bacino non sia molto esteso, il Gravasecca ha formato negli anni un enorme conoide alluvionale la cui pendenza è di circa 16° . L'area in cui si estende il conoide misura 0.79 km^2 . Il rapporto tra la superficie del bacino,

considerata fino alla zona apicale del conoide, e l'area della conoide è di 3.2 ed indica uno stato di attività deposizionale molto intensa.



Gravasecca	
Area bacino	2.58 Km ²
Lunghezza asta	3.50 km
Pendenza media	22.6 °
Area conoide	0.79 km ²
A.bacino/A conoide	3.26

Tabella 12: *Caratteristiche principali del torrente Gravasecca e del suo bacino.*

Scala approssimata 1:25000

Figura 51: *Foto aerea del torrente Gravasecca, in cui facilmente si distinguono il bacino e il conoide alluvionale con la tipica forma a ventaglio ed evidenziato da una vegetazione differente.*

L'apporto detritico è consistente ed è dato dalle falde detritiche sottostanti le pareti verticali di Cima di Auronzo.

Il conoide è di forma asimmetrica in relazione alla diversa morfologia del versante, infatti la parete rocciosa in destra del Gravasecca ostacola una maggiore divagazione del flusso rispetto a quella di sinistra.

Dall'immagine satellitare è ben chiaro che il Gravasecca non ha un unico corso preferenziale, ma tende ad espandersi ed esondare anche da altri canali di scorrimento, attraversando la fitta vegetazione che copre la conoide. (figura 52)



Figura 52: Deposito del Gravasecca tra un canale secondario e il corso principale. La granulometria è eterometrica, da ghiaie grosse e ciottoli a massi le cui dimensioni sono pluridecimetriche.

Lungo il corso del torrente è possibile osservare alcune successioni stratigrafiche, composte da strati decimetrici di depositi fini e classati, alternati a strati a livelli di granulometrie grossolane e caotiche di spessore simile. Questi rappresentano una successione rispettivamente di eventi torrentizi ed eventi di colate detritiche (figura 53).



Figura 53: Deposito del Gravasecca. Oltre alla presenza di ghiaie di medie dimensioni, si possono riscontrare ciottoli arrotondati, peculiarità del materiale trasportato.

Il torrente Giralba

Il bacino del torrente Giralba, (Figura 54) ha una maggiore estensione rispetto al vicino Gravasecca. Le caratteristiche analizzate sono state riassunte in tabella 3.



Figura 54: Il bacino del Giralba (contornato in azzurro) occupa complessivamente una superficie di 12 km², e diversamente dal Gravasecca l'apporto detritico deriva da tre sottobacini principali. La conoide del Giralba si interfaccia lateralmente con quella del Gravasecca. Scala approssimativa 1: 52500

Giralba		
Area bacino	12.12	Km ²
Lunghezza asta	6.20	km
Pendenza media	12.1	°
Area conoide	0.36	km ²
A.bacino/A conoide	33.8	

Tabella 13: Principali caratteristiche del torrente Giralba e del relativo bacino.

Dalla tabella 13, che riassume le principali caratteristiche del torrente, si nota che l'area del bacino dalla zona apicale del conoide, è molto superiore (pressappoco 33 volte) a quella della conoide stessa. Questo significa che l'apporto detritico a

valle è meno consistente, anzi dall'immagine satellitare sembra fermarsi anche alla confluenza dei tre sottobacini.

Anche in questo caso, risalendo il torrente è stato possibile osservare le successioni stratigrafiche della conoide (figura 55).



Figura 55: Depositi superiori del torrente Giralba. Alternanza di strati decimetrici fini e gradati a strati caotici, eterometrici con ciottoli ad indicare rispettivamente eventi torrentizi e eventi di colata detritica. Lo spessore del deposito è di 2,80 m e si estende per un'area di qualche chilometro quadro, il che dà un volume totale di 10000 m³.

Il torrente Marzon

Il bacino imbrifero del torrente Marzon (figura 56) è molto ampio poiché costituito da numerose vallecole tributarie, come la Val del Marden, Val Onge, Val de Cengia ed altri minori.

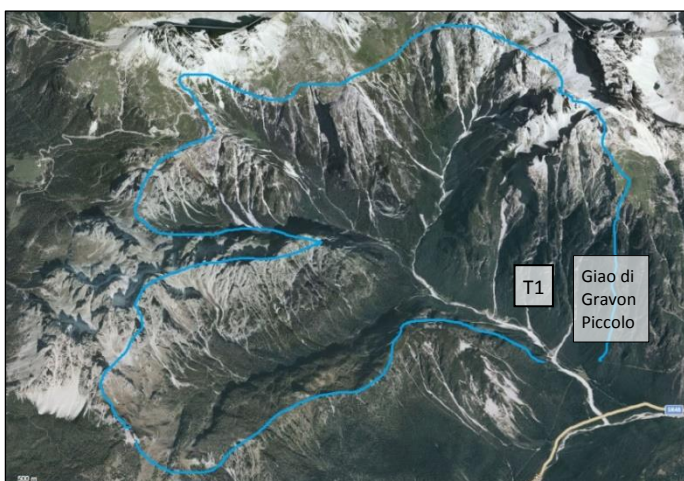


Figura 56: In azzurro il bacino del torrente Marzon. (superficie complessiva di 32.2 km²). Vengono riportati i nomi dei degli affluenti che verranno successivamente esaminati. Scala approssimata 1:72000

A seguito degli eventi di colata avvenuti in corsi tributari del Marzon, vengono analizzati i bacini del Giao di Gravon Piccolo e quello di un flusso minore che essendo privo di denominazione, viene identificato nel presente lavoro come “T1” (figura 55). L’importanza di questi è dovuta alla capacità in eventi particolari di ostruire completamente l’alveo del Marzon, togliendo quindi la possibilità a questo ultimo di defluire verso valle, causando la formazione di un piccolo bacino lacustre, la cui esondazione risulterebbe più catastrofica. Viene riporta qui sotto le caratteristiche analizzate (Tabella 14).

	Torrente Marzon	Giao di Gravon Piccolo	T 1
Area bacino	32.20 Km ²	0.79 Km ²	0.21 Km ²
Lunghezza asta	6.70 km	1.73 km	1.29 km
Pendenza media	10.5 °	22.0 °	24.0 °
Area conoide	0.37 km ²	0.18 km ²	
A.bacino/A conoide	87.85	4.51	

Tabella 14: Caratteristiche dei torrente Marzon e di due dei suoi affluenti

L’innescò delle colate detritiche necessita, come già esposto, di abbondante quantitativo di acqua , elevate pendenze e disponibilità di materiale. L’apporto di acqua necessario è garantito da precipitazioni intense e di breve durata, in bacini

in roccia di dimensioni limitate a monte di canali con tempo di corrivazione quindi molto brevi.

Di conseguenza è stato calcolato il tempo di corrivazione per ognuno dei bacini nell'area.

Il tempo di corrivazione del bacino è il tempo impiegato da una particella d'acqua caduta nel punto più lontano del bacino idrografico per raggiungere la sezione di chiusura considerata.

Per il calcolo del tempo di corrivazione del bacino è stata utilizzata la formula di Giandotti (1934) :

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_m - H_0}}$$

dove

- t_c tempo di corrivazione (ore)
- A area del bacino fino alla sezione di chiusura (km^2)
- L lunghezza dell'asta idrografica (km)
- H_m altitudine media (m)
- H_0 altitudine alla sezione di chiusura (m)

Per quanto riguarda l'altitudine media, essa rappresenta una media pesata delle quote rispetto all'area totale del bacino. Ovvero, dopo aver diviso la superficie del bacino in aree parziali comprese fra due curve di livello, si assegna a ognuna la corrispondente quota media. La media pesata di queste quote fornirà l'altitudine media del bacino. In formula:

$$H_m = \frac{\sum s \cdot h}{A}$$

- s area tra due isoipse
- h quota media dell'area s
- A area totale del bacino

Tuttavia, il software a disposizione (Arcgis) permette di calcolare direttamente l'altitudine media attraverso una sua funzione. Dal *toolbox*, in *Spatial Analyst* lo strumento *Zonal statistics*, permette infatti di calcolare la media pesata delle quote altimetriche nell'area voluta. Per ogni bacino esaminato perciò è stato creato uno *shapefile* apposito che ne determinava l'area e il calcolo è basato su un file *raster*, qual è il DTM (*Digital terrain model*).

Il DTM è un modello della superficie geodetica, in formato digitale, ovvero privata delle quote relative agli edifici e delle coperture vegetali. In una rappresentazione continua della superficie, ad ogni pixel è associato un valore, nel caso del DTM corrisponde alla quota.

In un primo momento è stata considerata la sezione di chiusura corrispondente alla zona apicale del conoide di deiezione.

Si riporta in tabella 15 i tempi di corrivazione dei bacini esaminati.

Torrente	Superficie (Km²)	lunghezza asta (km)	Altit sezione di chiusura (m.s.l.m)	altitudine media (m.s.l.m)	Tc (minuti)
Gravasecca	0.83	0.95	1900.00	2282.00	19.43
Giralba	8.95	2.90	1370.00	2210.00	42.22

Tabella 15: *Tempi di corrivazioni dei bacini esaminati con sezione di chiusura nell'apice della conoide*

La superficie del bacino imbrifero del torrente Marzon è molto ampia, e quindi il tempo di corrivazione molto lungo ed anche molto differente dai tempi di corrivazione in genere caratteristici di bacini che danno luogo a colate detritiche. I tempi di corrivazione di Gialo di Graven Piccolo e T1, sono compatibili con quelli misurati in altri bacini della zona di Cortina d'Ampezzo, che dista 24 km in linea d'aria dalla cittadina di Auronzo di Cadore.

Di conseguenza per il Gravasecca e il Giralba viene calcolato il tempo di corrivazione (tabella 16) considerando la sezione di chiusura all'immissione nel canale di trasporto (Figura 57).



Figura 57: Bacini del Gravasecca e del Giralba, contornati in azzurro, e indicante in blu la sezione di chiusura considerata.

Scala approssimata 1:62000.

Torrente	Superficie (Km ²)	Lunghezza asta (km)	Altitudine sezione di chiusura (m.s.l.m)	Altitudine media (m.s.l.m)	Tc (minuti)
Gravasecca	1.05	0.95	1900.00	2316.00	20.26
Giralba	8.95	2.90	1370.00	2210.00	42.22

Tabella 16: tempi di corrivazione con sezione di chiusura scelta come rappresentato in figura 56.

Il tempo di corrivazione del torrente Giralba rimane ancora molto alto. Osservando il bacino del torrente Giralba si denotano tre sottobacini (figura 58), ognuno dei quali ha un proprio collettore, chiamati G1,G2 e G3 rispettivamente a partire dalla destra idrografica.

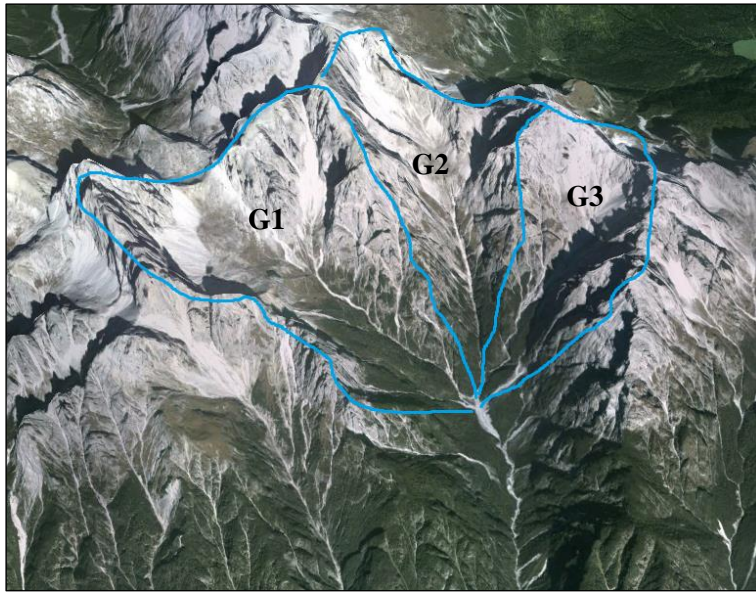


Figura 58:
Suddivisione del Giralba in tre sottobacini. Scala approssimativa 1:66.000

Sono stati quindi calcolati i tempi di corrivazione per ognuno dei tre collettori stabilendo al punto di confluenza di questi la sezione di chiusura (tabella 17).

Torrente	Superficie (km²)	Lunghezza asta (km)	Altitudine sezione di chiusura (m.s.l.m)	Altitudine media (m.s.l.m)	Tc (minuti)
G1	3.07	2.51	1380.00	2233.42	27.68
G2	3.01	2.37	1380.00	2281.00	26.21
G3	1.99	1.62	1380.00	2233.10	20.75

Tabella 17: *Tempi di corrivazione dei sottobacini del torrente Giralba*

Il bacino denominato G3, oltre ad una area minore rispetto ai rimanenti, mostra un tempo di corrivazione minore in accordo con i tempi attribuibili all'innescò di colata. Inoltre dalle immagini satellitari si osserva un maggiore deposito derivante dal G3 ad indicare una più intensa attività.

Si presume quindi un innescò di colata detritica iniziale lungo il G3, la quale deposita la componente solida a causa del brusco cambio di pendenza, corrispondente alla zona di confluenza dei tre sottobacini. Come visibile

dall'immagine infatti alla confluenza dei tre l'alveo del Giralba appare più largo, in conseguenza del consistente apporto detritico dalla sinistra.

Il deposito accumulatosi può fungere da diga fin tanto che la quantità di fluido derivante dai tre sottobacini sarà tale da causare la rottura della diga formatasi e dare origine ad una colata detritica lungo il Giralba.

A causa della mancanza di dati sperimentali riguardanti le colate e i bacini esaminati, e dato il progetto ad uno stadio ancora preliminare, si fa una prima approssimazione dei volumi delle colate di detrito analizzando l'aliquota di precipitazione che defluisce superficialmente dai bacini di innesco. Si deve considerare che il volume idrico che raggiunge la sezione di chiusura scelta è derivante da tre contributi: il deflusso superficiale, è quel volume che scorre superficialmente seguendo le linee di massima pendenza e che rappresenta il contributo maggiore e rapido della piena; il deflusso ipodermico, ovvero che scorre all'interno degli strati più superficiali; il deflusso profondo, rappresentante l'acqua che giunge attraverso lenti fenomeni di filtrazione negli strati più profondi. Si valuta qui solamente il volume di deflusso superficiale in quanto costituisce quella parte di precipitazione che interagisce direttamente con il detrito per formare la colata. La quantità di acqua che scorre superficialmente viene determinata attraverso il metodo SCS, in seguito descritto.

I dati di partenza necessari sono quelli pluviometrici. Questi sono stati forniti dall'Arpav e riportano le altezze massime di precipitazione rilevate per gli scrosci, le piogge orarie e le piogge giornaliere dall'anno 1985 al 2014. Con il termine scroscio si intendono le precipitazioni di durata inferiore all'ora (nei dati in esame 5 min, 10 min, 15 min, 30 min e 45 min) utili nell'analisi delle colate detritiche. Considerando le altezze di precipitazione della durata simile al tempo di corrivazione, permette di stimare il volume totale di pioggia che arriva alla sezione di chiusura.

La dimensione dei bacini considerati è relativamente piccola e ciò consente di supporre che l'altezza di precipitazione sia uguale in tutta l'area.

Si ammette tuttavia un errore sistematico iniziale dovuto alla locazione della stazione pluviometrica. L'unico pluviometro presente nell'area esaminata si trova ad un'altitudine di 849 m nei pressi di Auronzo. Risulta chiaramente che nelle aree analizzate, mediamente a quote di 2000 m, l'altezza di precipitazione sarà maggiore rispetto a quella misurata. Il volume totale di precipitazione pioggia è dunque sottostimato.

Metodo SCS

Il metodo SCS (*Soil Conservation Service*), sviluppato dal Ministero dell'Agricoltura nel 1972, permette di calcolare una stima indiretta dei deflussi, a partire dalle altezze di precipitazione.

L'ipotesi iniziale è che per ogni terreno esista un volume specifico di saturazione, S_s che viene stimato in funzione delle caratteristiche del suolo. Inoltre si ipotizza che il rapporto delle grandezze reali sia sempre uguale al rapporto delle grandezze potenziali.

$$\frac{Q}{P} = \frac{S}{S_s}$$

Q: volume unitario di scorrimento superficiale

P: volume di precipitazione

S: volume immagazzinato nel bacino, il volume infiltrato

S_s : volume specifico di saturazione

$$S = P - Q$$

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S_s}$$

Dove I_a rappresenta la perdita iniziale di precipitazione.

Si considera un iniziale sottrazione di volume (Ia) pari a $0,1 * S_s$, dovuta a processi di evapotraspirazione e intercettazione vegetale.

Il volume specifico di saturazione viene stimato attraverso il parametro CN, (*curve number*), secondo la relazione sottostante quando l'altezza di precipitazione è misurata in millimetri.

$$S_s = \frac{25400}{CN} - 254$$

Il valore di CN esprime la tendenza del suolo ad avere deflusso superficiale e varia idealmente da 0 a 100. In particolare quando il volume specifico di saturazione è minimo, ovvero tendente a zero, allora il CN è pari a 100. In questo caso tutta l'acqua scorre in superficie e non si invasa nulla. Al contrario quando il volume S_s tende a valori molto grandi (ovvero tende a infinito), il CN tende a zero. Questo significa che lo scorrimento superficiale è nullo poiché tutta l'acqua disponibile si infiltra. Da questo punto di vista si possono distinguere i seguenti quattro gruppi.

Il gruppo A prevede il minimo potenziale di scorrimento superficiale e suoli in cui strati di sabbia sono profondi

Gruppo B lo scorrimento superficiale è moderatamente basso e con limitata filtrazione se il suolo è saturo.

Gruppo C suoli in cui lo scorrimento superficiale è moderatamente alto. I suoli sono sottili e presentano una tessitura medio fine. La filtrazione dopo la saturazione è bassa.

Gruppo D. il potenziale di scorrimento superficiale è massimo. I suoli sono poco profondi e ricchi di argilla con lieve conducibilità idrica.

Stabilito il gruppo idrologico rappresentante il bacino analizzato, si considera successivamente per l'area studiata l'uso del suolo quale risulta dalla relativa Carta della regione veneto (figura 59).

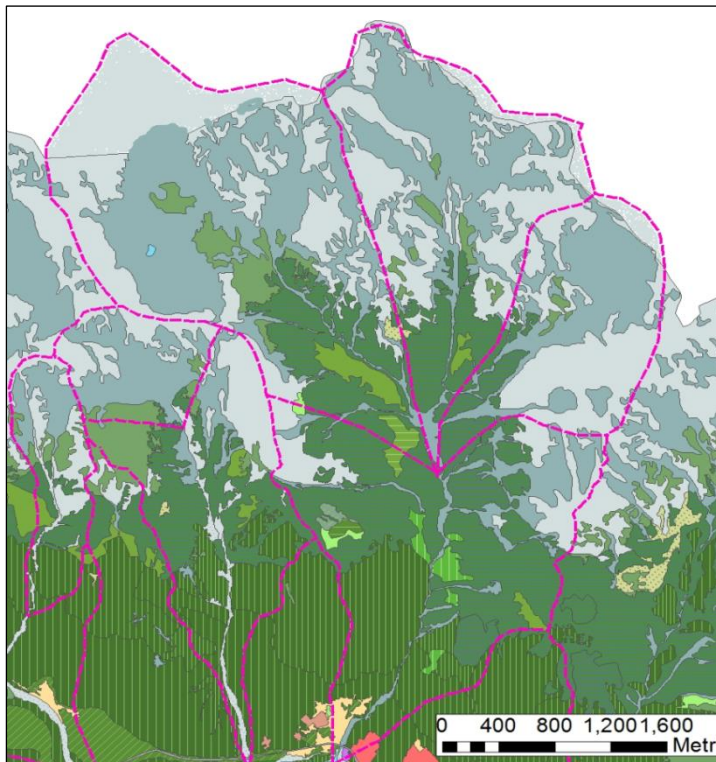


Figura 59: Estratto della Carta dei suoli della regione veneto dei bacini di interesse. Nelle diverse colorazioni di verde le zone boschive di diverse tipologie, in blu chiaro i detriti e in azzurro chiaro le rocce nude.

Infine dalla corrispondenza di gruppo idrologico e uso del suolo, si può ricavare il valore di CN da tabelle come quella in figura 60.

Uso del territorio	Tipo di suolo			
	A	B	C	D
Terreno coltivato				
senza trattamenti di conservazione	72	81	88	91
con trattamenti di conservazione	62	71	78	81
Terreno da pascolo				
in cattive condizioni	68	79	86	89
in buone condizioni	39	61	74	80
Prateria				
in buone condizioni	30	58	71	78
Bosco o foresta				
scarsamente coltivato, scarsa copertura, assenza di pacchame	45	66	77	83
buona copertura	25	55	70	77
Spazi aperti, tappeti erbosi, campi da golf, cimiteri, ecc.				
in buone condizioni, copertura erbosa al 75 % o più	39	61	74	80
in condizioni normali, copertura erbosa al 50% o più	49	69	79	84
Aree commerciali e per uffici (impermeabili all'85%)	89	92	94	95

Figura 60: Valori di CN in base al gruppo idrologico e l'uso del suolo.

Il metodo appena descritto è stato applicato ai bacini del torrente Gravasecca, del Giralba3 e del Giau di Gravon Piccolo.

L'appartenenza dell'area del territorio al gruppo idrologico B è stata attribuita sulla base della carta dei gruppi idrologici redatta dal servizio dei suoli della Regione Veneto.

Per quanto riguarda la copertura del suolo nell'area interessata, si tratta principalmente di rocce affioranti, ghiaioni e qualche tratto boschivo (Figura 59) . Il parametro CN del bacino è stato determinato come media pesata dei CN delle varie tipologie di suolo. Data la scarsità di dati, si è ritenuto ragionevole non attribuire un unico valore di CN, ma considerare i valori estremi di un intervallo di valori. Alle zone in roccia sono stati attribuiti valori tra 90 e 100, ciò considerando l'elevata pendenza che facilita lo scorrimento; alle zone di falda detritica, sono stati assegnati valori di CN pari a 75 e 90; infine alle aree boschive sono rappresentabili da valori tra 66 e 70.

Da queste considerazioni si ricavano valori minimi e massimi del *Curve number* per ogni bacino che sono: per il bacino Gravasecca, 80 e 95; per il sottobacino del torrente Giralba, 78 e 89, infine valori di 72 e 80 per il bacino del Giau di Gravon Piccolo.

Per quanto riguarda il volume di precipitazione, sono state considerate le altezze di pioggia relative ai 20 minuti, ricavate dalla curva di possibilità pluviometrica. Nell'elaborazione statistica sono stati analizzati le altezze massime di precipitazione rilevate annualmente dall'anno 1985 al 2014.

Conoscendo il deflusso superficiale totale dell'area di innesco, è possibile avere una stima del volume del materiale detritico coinvolto in una colata i cui valori sono riportati in tabella 8. Non essendo disponibili dati relativi ai bacini interessati, vengono assunti come coefficiente di concentrazione dei solidi valori compresi tra 0,45 e 0,55, valori generalmente compatibili con questo tipo di fenomeno.

I valori dei volumi di colata detritica sono riportati in tabella 18 hanno grande variabilità sia considerando i tempi di ritorno, sia nell'intervallo di minimo e massimo.

Tr (anni)	Giralba 3		Gravasecca		Giao di Gravon Piccolo	
	V (m ³) min	V (m ³) max	V (m ³) min	V (m ³) max	V (m ³) min	V (m ³) max
5	7954.42	28297.36	4066.14	21355.59	1574.21	4729.08
10	12396.72	38666.57	6159.55	27281.52	2748.64	7163.81
20	17244.12	49158.11	8411.13	33012.85	4097.93	9782.48
50	24368.98	63608.51	11681.04	40606.08	6163.18	13585.52
100	30279.58	74994.12	14368.48	46408.98	7929.08	16711.12
200	36589.41	86708.94	17218.51	64129.49	9854.17	20025.82

Tabella 18: Volumi totali minimi e massimi delle colate detritiche a seconda del tempo di ritorno considerato per le precipitazioni. I valori minimi e massimi dei volumi corrispondono rispettivamente ai valori minimi e massimi del coefficiente di concentrazione e di CN.

I volumi per tempi di ritorno di 200 anni si ritengono plausibili considerando che eventi recenti descritti precedentemente hanno portato a colate detritiche di volumi stimati simili, ovvero di 40000 m³ per il bacino del Giralba e 100000 m³ per il torrente Gravasecca.

5.2 Fenomeni di instabilità

I tratti in superficie e viadotto sono soggetti a problematiche quali valanghe, colate detritiche e caduta massi. In particolare il tratto in località Stabin, si estende sotto una parete di roccia in cui i fenomeni gravitativi, testimoniati dalla presenza di numerosi massi, sono dati da crolli e/o ribaltamenti.

Inoltre lungo una porzione del versante sono presenti anche delle barriere paramassi la cui efficacia è da rivalutare dato il ritrovamento di massi al di fuori di esse e di il loro danneggiamento (figura 61).



Figura 61: In località Stabin la rete paramassi presente è danneggiata.

I fenomeni di crollo dipendono da molte variabili, come la morfologia del pendio e le proprietà dei materiali che compongono il pendio stesso, oltre al volume della massa. Ciò unitamente alla sensibilità nell'analisi di variazione dei parametri rende difficile lo studio e la prevenzione di questo tipo di fenomeni. Uno studio utile nella valutazione e nella determinazione della tipologia delle barriere paramassi, può essere condotto attraverso il programma Rockfall.

RocFall è un programma di analisi statistica per la valutazione del rischio di caduta massi a partire dalla pendenza del versante. I parametri di energia, velocità e altezza di rimbalzo sono valutati dal programma. Tali informazioni sono utili nel determinare la localizzazione e le dimensioni di una eventuale barriera protettiva.

Le proprietà dei materiali di ogni segmento del pendio possono essere cambiate per permettere una comparazione dei risultati. I parametri da attribuire ad ogni materiale sono i coefficienti di restituzione normale e tangenziali, l'attrito dinamico e la resistenza al rotolamento. Nel sito del programma *Rock fall*, al fine di aiutare la determinazione dei coefficienti, è presente una tabella di coefficienti di restituzione oltre che tabelle dell'attrito dinamico, della densità delle rocce e della resistenza al rotolamento.

Sono stati analizzati tre profili in corrispondenza dei tratti a rischio, con differenti altezze della parete in roccia. I materiali presenti in ognuno dei profili sono il detrito morenico, sovrastante le rocce calcaree del Serla, mentre la parte finale del pendio è data da detrito di falda. Nella simulazione è stata attribuita una massa di 800 kg al volume iniziale di roccia, valore che corrisponde alle massime dimensioni dei massi ritrovati alla base del versante. Inoltre si considera cautelativamente una velocità iniziale pari a 1 m/s per tenere conto di eventuali sollecitazioni dinamiche. Nella tabella 19 sono riportati i valori dei parametri utilizzati nelle simulazioni.

	Serla superiore		Detrito di versante	
		deviazione standard		deviazione standard
Coef. restituzione normale	0.4	0.04	0.5	-
Coef. restituzione tangenziale	0.85	0.04	0.8	-
Attrito dinamico	0.5	-	0.05	-
Resistenza al rotolamento	0.5	-	0.01	-

Tabella 29: Caratteristiche dei materiali.

Il programma consente di ottenere facilmente grafici come la distanza di arresto dei massi e la distribuzione delle altezze e dell' energia cinetica in un dato punto.

Lungo il primo profilo (figura 62 a e 62 b) analizzato i massi tendono a giungere alla fine del versante, grafico 7 con energia cinetica misurata nel punto intermedio del pendio molto alta (grafico 8).

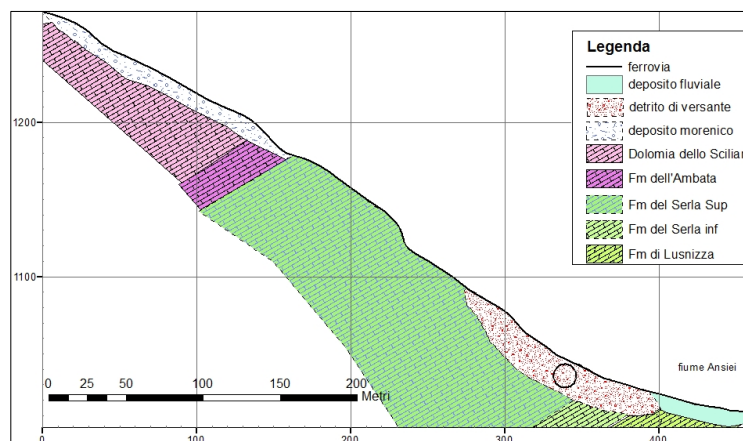


Figura 62 a: Profilo 1 con geologia in dettaglio.

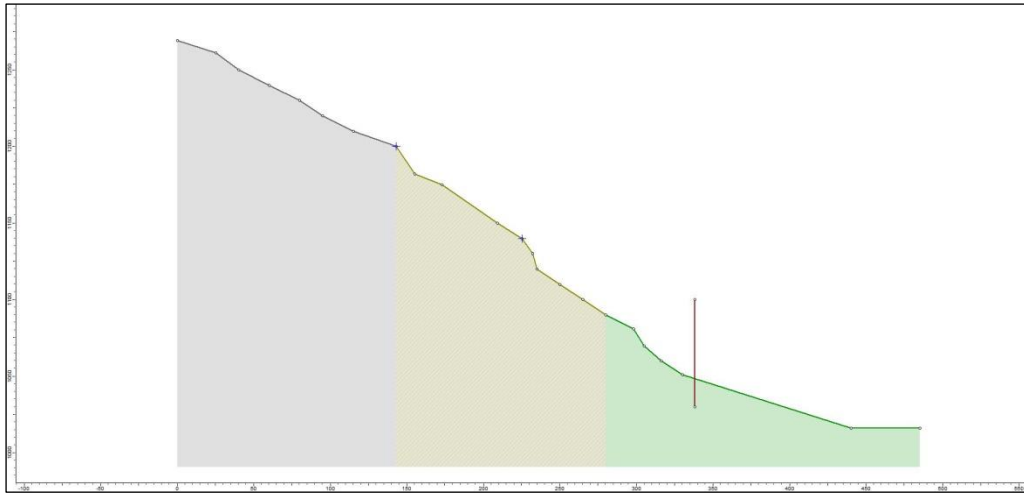


Figura 62b: Profilo 1 semplificato utilizzato nelle simulazioni.

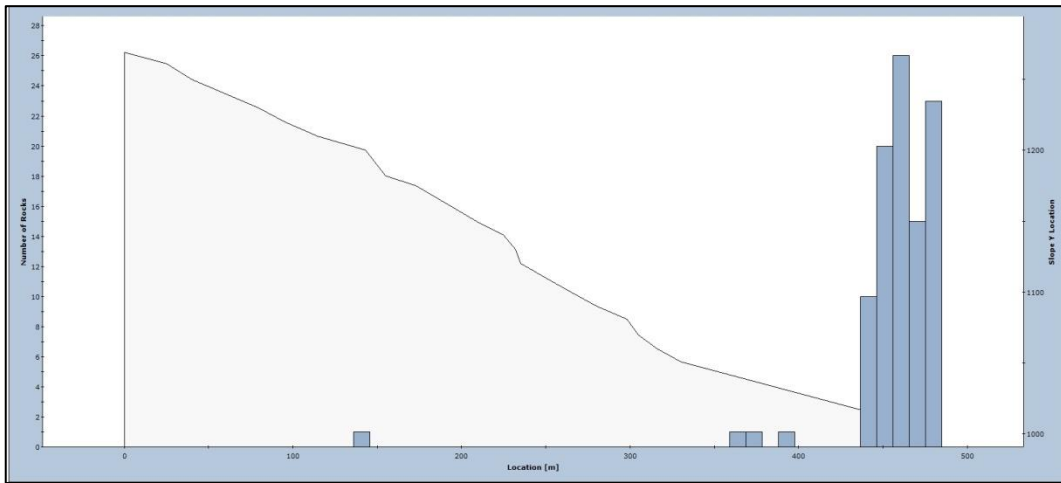


Grafico 7: Distanza di arresto nel pendio del profilo 1.

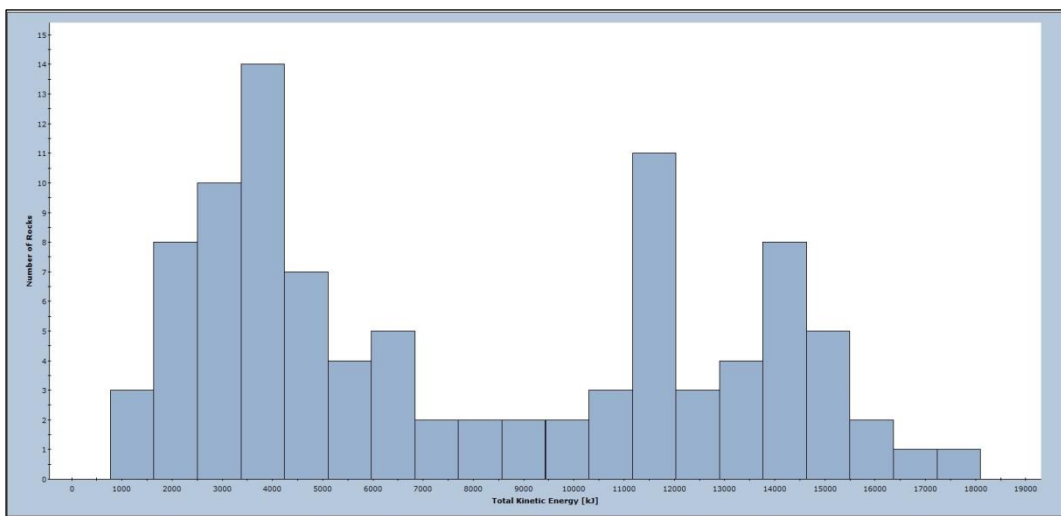


Grafico 8: Distribuzione dell'energia cinetica a metà percorso del profilo 1.

Nella posizione del tracciato ferroviario l'altezza di rimbalzo dei massi raggiunge anche i 18 m dalla superficie topografica, ma tuttavia la maggior parte tende a raggiungere altezze di 4 m. (grafico 9) con velocità molto elevate (grafico 10). L'energia cinetica sviluppata lungo il percorso rimane elevata (grafico 11).

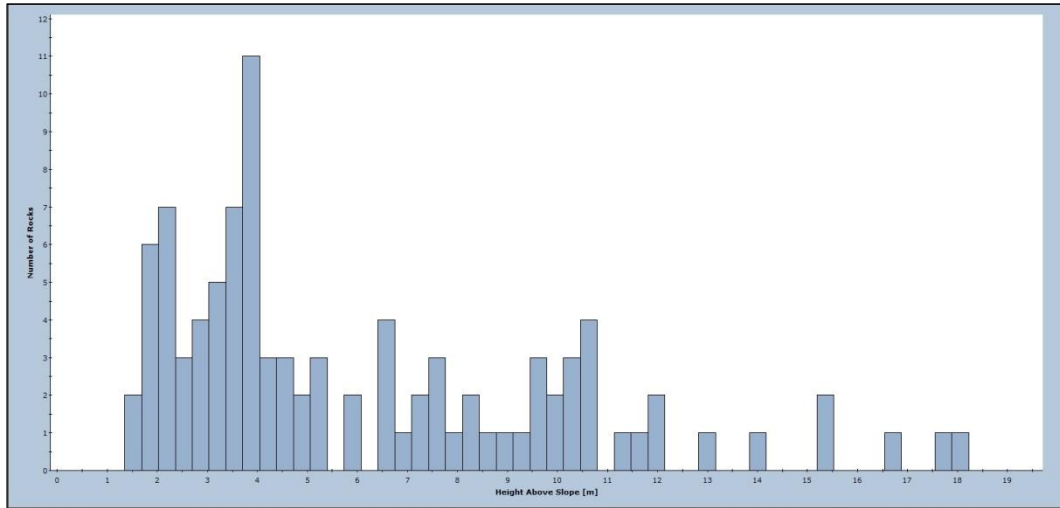


Grafico 9: Altezze di rimbalzo in corrispondenza del tracciato ferroviario sulla superficie topografica lungo il profilo 1.

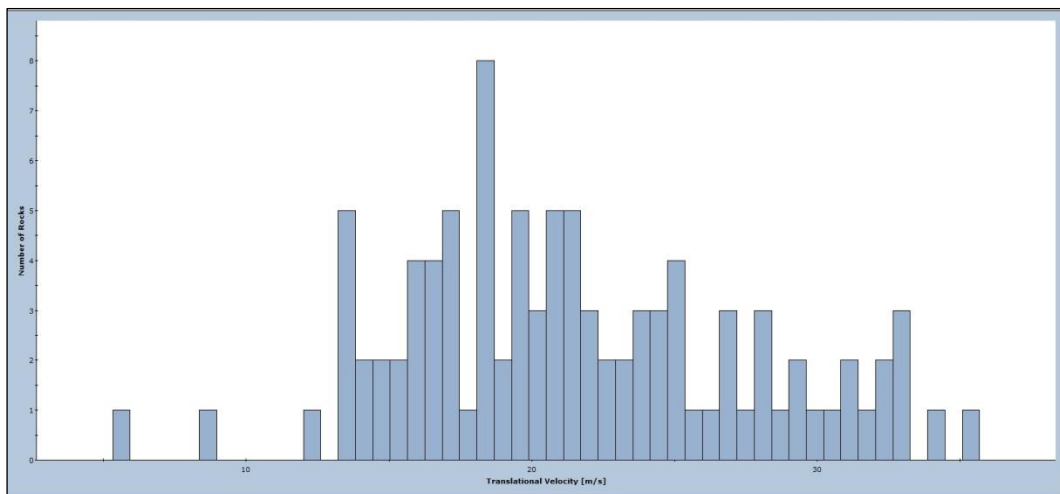


Grafico 10: Velocità raggiunte dai massi in corrispondenza del tracciato.

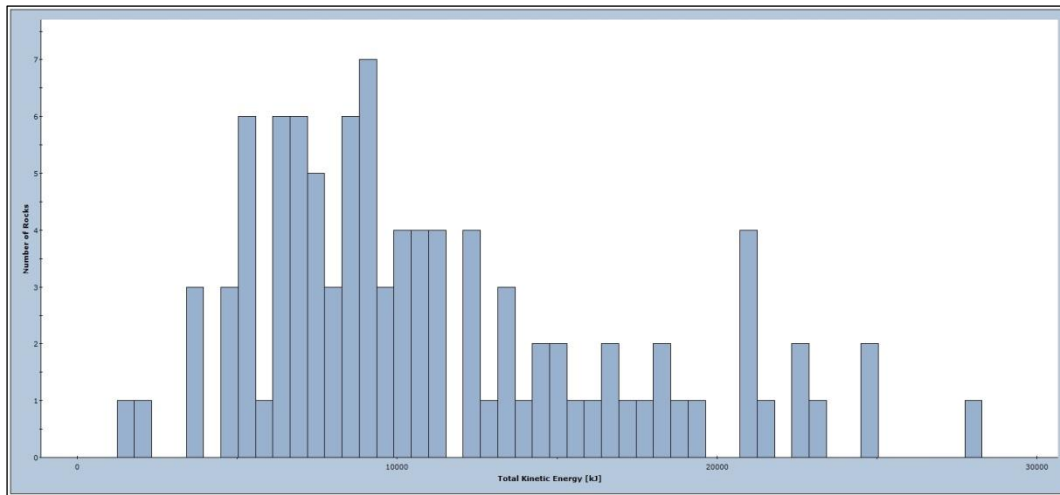


Grafico 11: Energia cinetica totale in corrispondenza del tracciato ferroviario.

Profilo 2

Il profilo 2 (figura 63a e 63b) è caratterizzato da una pendenza maggiore rispetto al profilo 1, ed anche in questo caso, i massi arrivano alla fine del pendio (grafico 12) con una distribuzione di energia cinetica che supera i 50000 kJ (grafico 13).

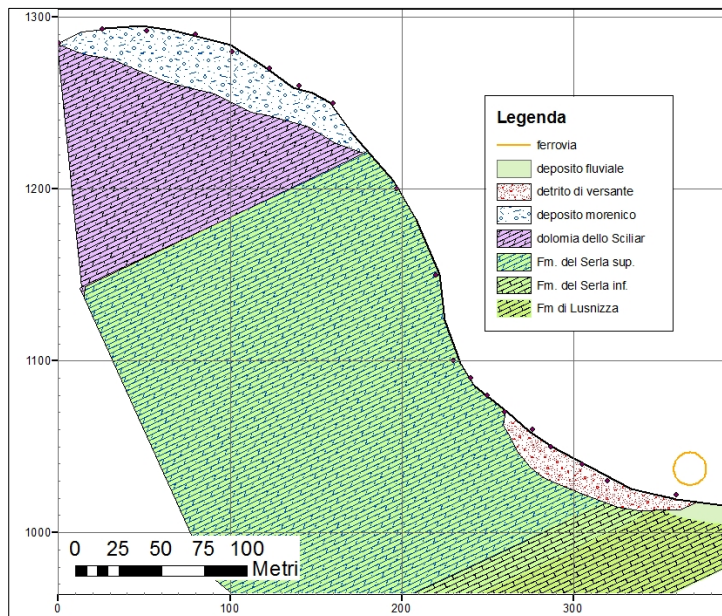


Figura 63a: Profilo 2 con geologia in dettaglio.

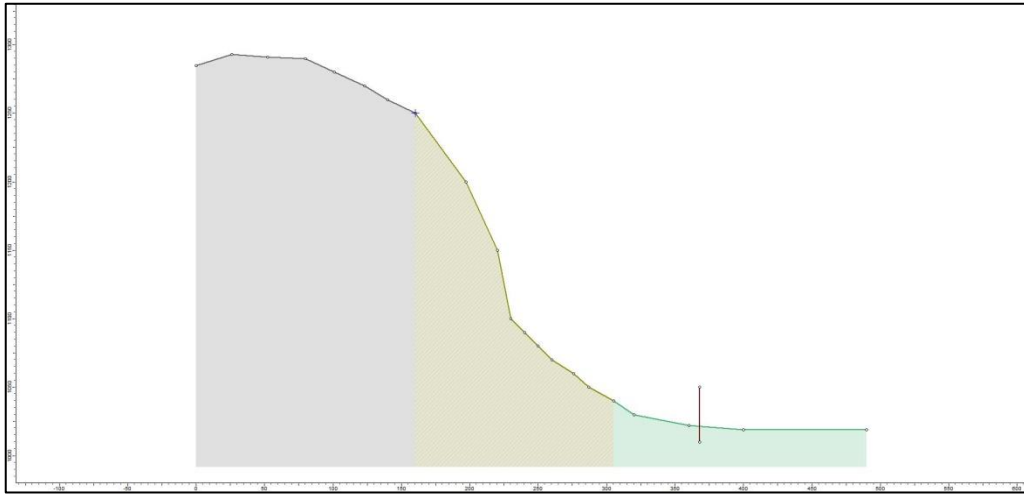


Figura 63b: Profilo 2 semplificato utilizzato nelle simulazioni..

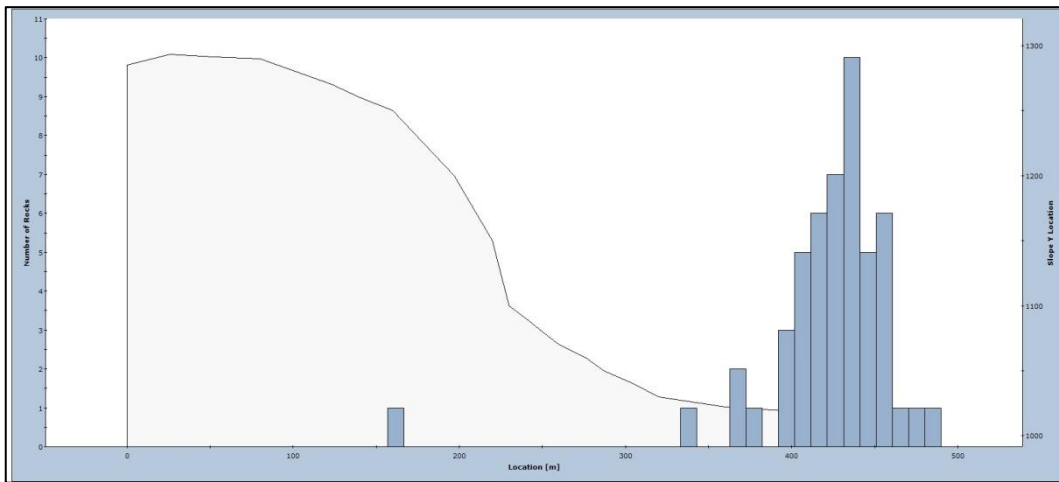


Grafico 12: Distanza di arresto dei massi lungo il profilo 2.

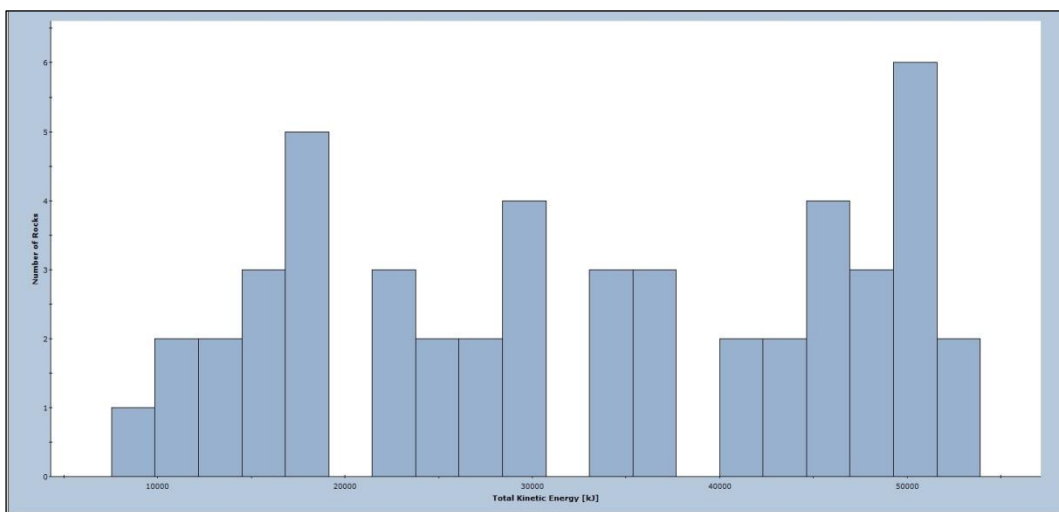


Grafico 13: Distribuzione energia cinetica totale a metà del pendio 2.

In corrispondenza della posizione del tracciato ferroviario, la maggior parte dei massi giunge i 3-4 m di altezza dalla superficie topografica, ma sono distribuiti in un intervallo sino a 15m (grafico 14). La velocità traslazionale (grafico 15) si distribuisce anche essa in un grande intervallo il cui massimo valore è 32 m/s. L'energia cinetica all'altezza della ferrovia raddoppia i suoi valori rispetto a quella ottenuta alla metà del tracciato, rimanendo su valori minori rispetto al profilo 1.

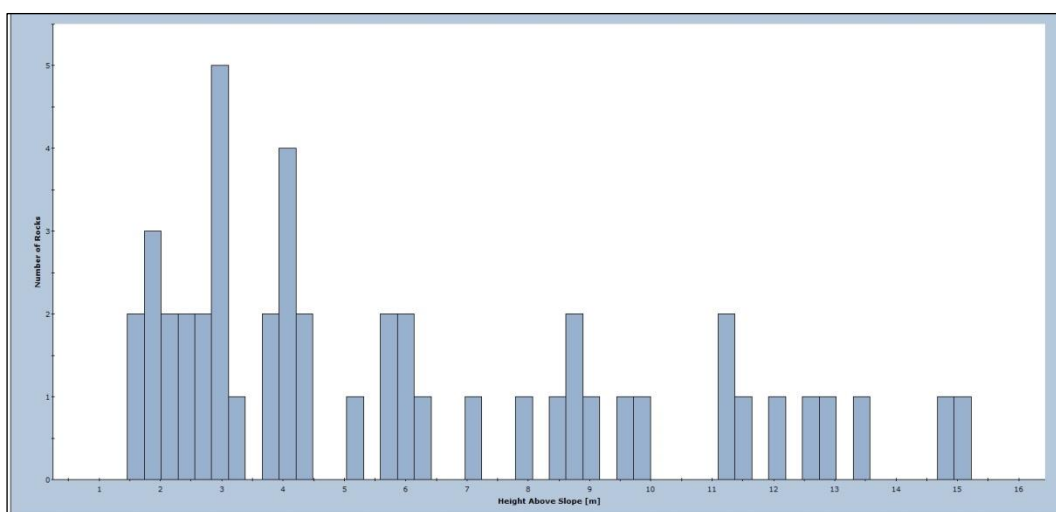


Grafico 14: Altezze di rimbalzo in corrispondenza del tracciato ferroviario sulla superficie topografica lungo il profilo 2.

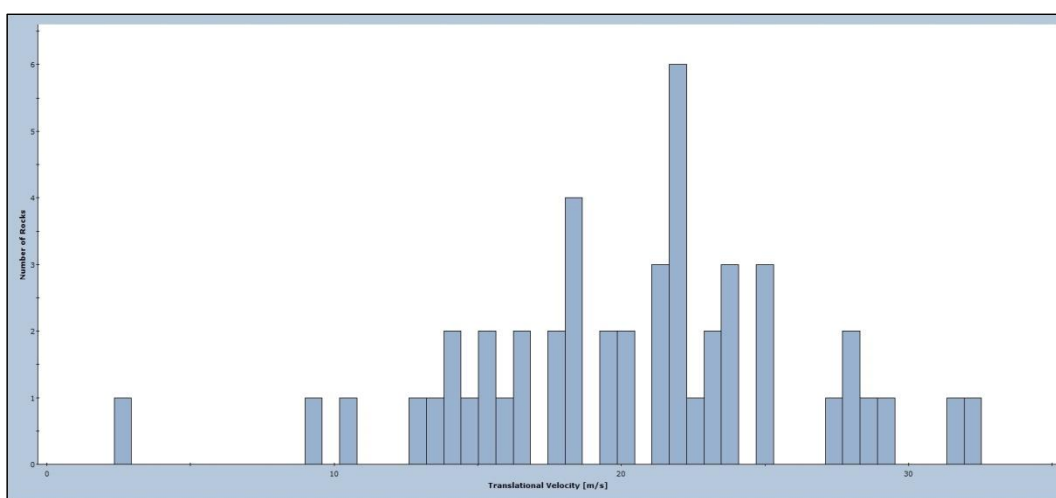


Grafico 15: Velocità raggiunte dai massi in corrispondenza del tracciato, profilo 2.

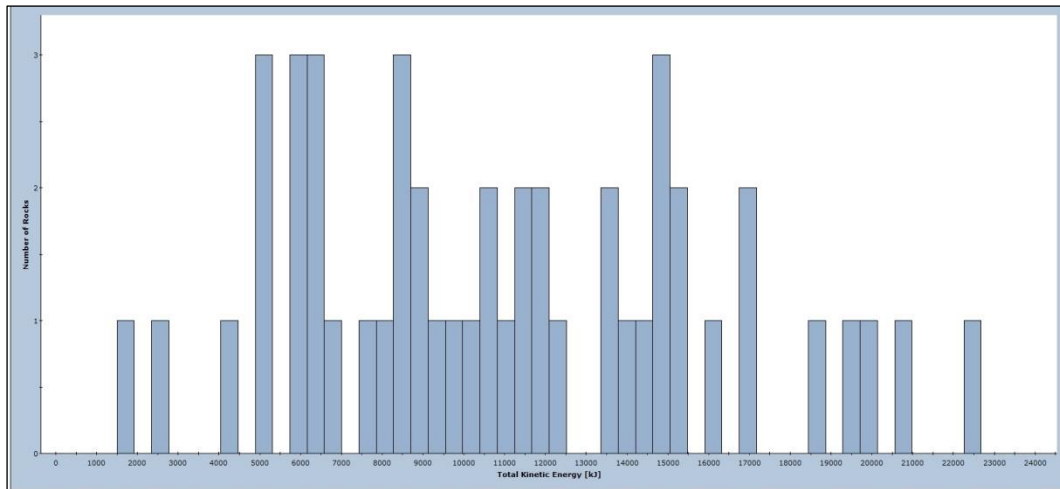


Grafico 16: Energia cinetica totale in corrispondenza del tracciato ferroviario per il profilo 2.

Profilo 3

Nella simulazione lungo il terzo profilo (figura 64a e 64b), i massi giungono tutti alla base del pendio come visibile dal grafico 17. I valori dell'energia cinetica a metà percorso e in corrispondenza del passaggio della ferrovia risultano elevatissimi. (grafico 18 e 19).

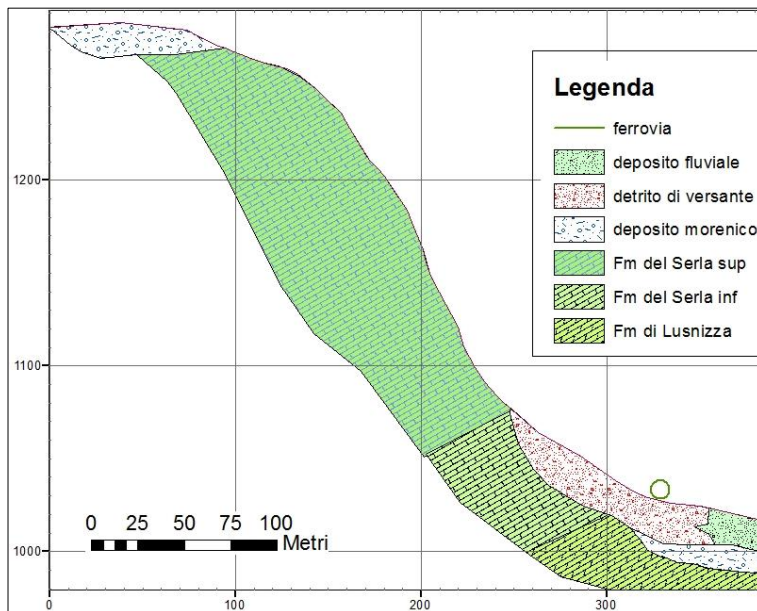


Figura 64a: Profilo 3 con le formazioni presenti.

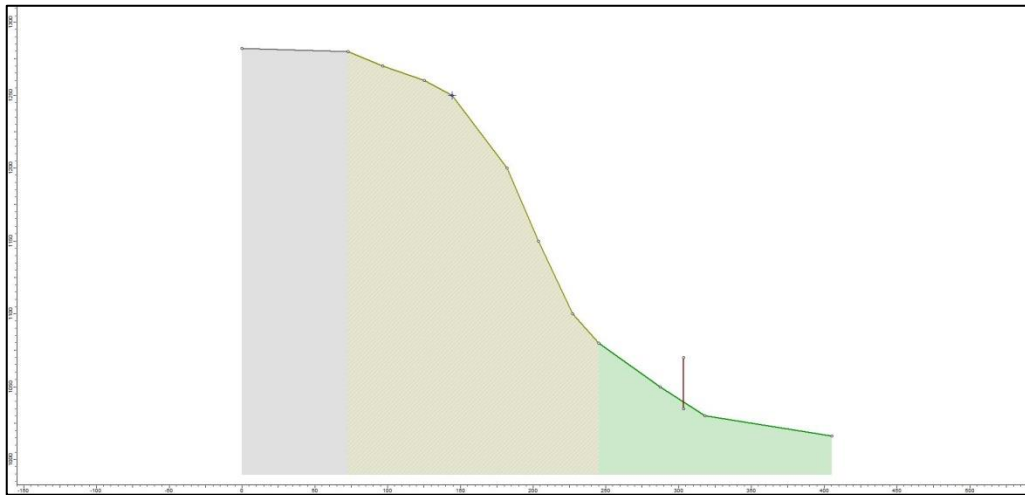


Figura 64: Profilo 3 semplificato utilizzato nelle simulazioni.

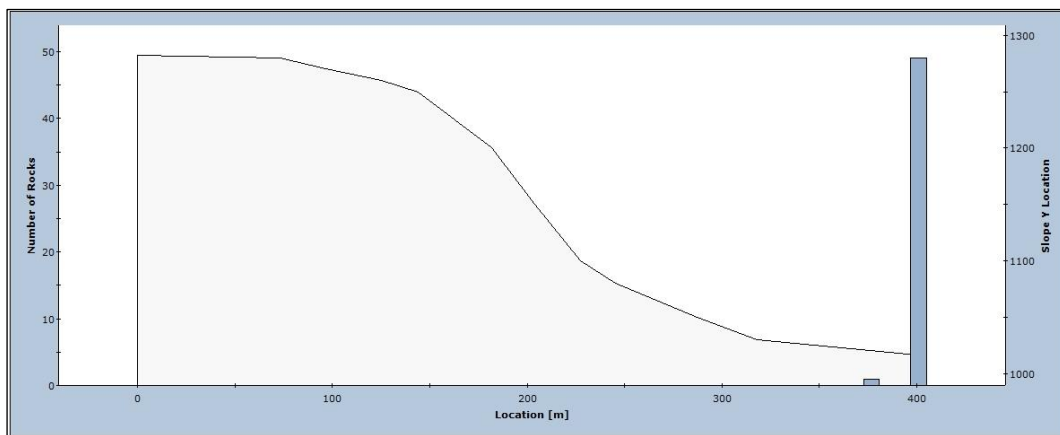


Grafico 17: Distanza di arresto dei massi lungo il profilo 3.

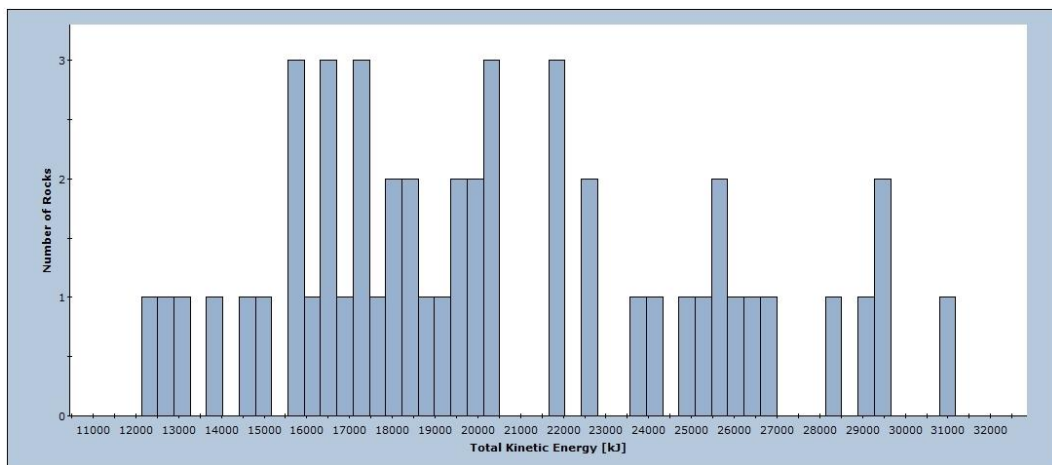


Grafico 18: Distribuzione energia cinetica totale a metà del pendio 3.

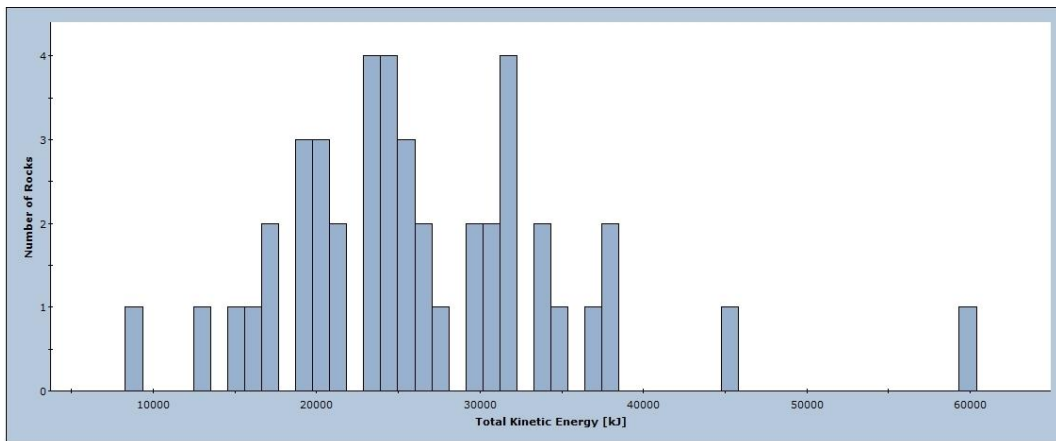


Grafico 19: Energia cinetica totale in corrispondenza del tracciato ferroviario per il profilo 3.

L'altezza raggiunta dai massi in corrispondenza della ferrovia è compresa per lo più tra i 5 e i 10 m sopra la superficie topografica, (grafico 20) con velocità tra i 19 e i 53 m/s (grafico 21).

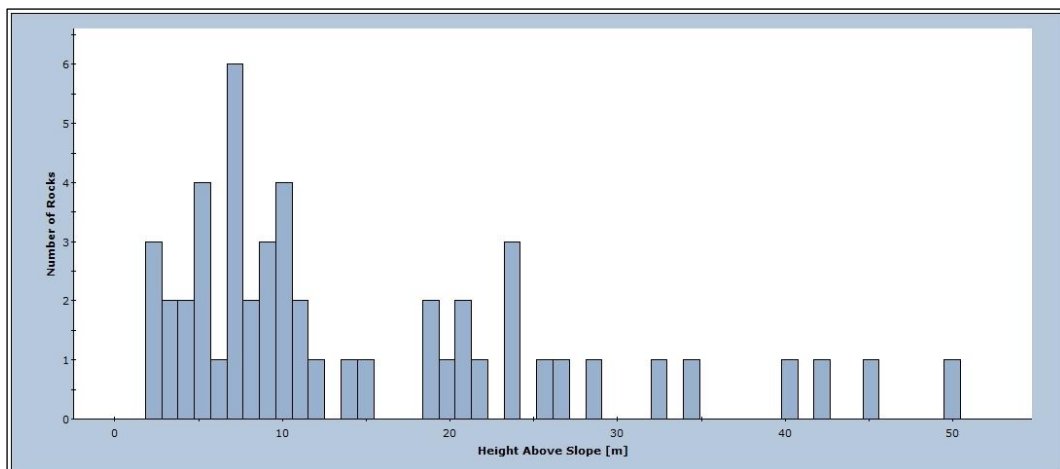


Grafico 20: Altezze di rimbalzo in corrispondenza del tracciato ferroviario sulla superficie topografica lungo il profilo 3.

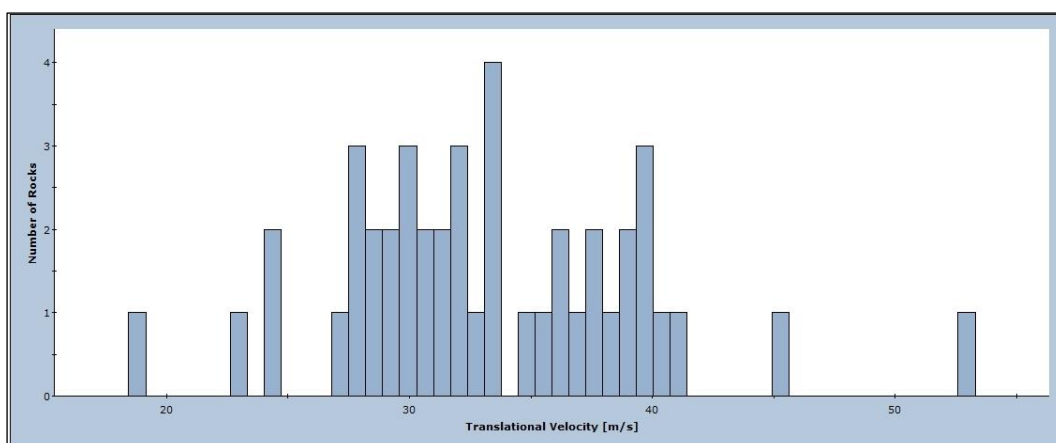


Grafico 21: Velocità raggiunte dai massi in corrispondenza del tracciato, profilo3.

La variazione della risposta della simulazione con la variabilità dei parametri attribuiti ai materiali del pendio è stata anche valutata in prima approssimazione. Si è così analizzato il profilo 3 cambiando le proprietà dei materiali del pendio ed attribuendo ad essi i valori riportati in tabella 20. Inoltre si è considerata una massa di 400 kg a cui non è applicata una velocità iniziale.

	Serla superiore		Detrito di versante	
		deviazione standard		deviazione standard
Coef. restituzione normale	0.2	0.03	0.25	-
Coef. restituzione tangenziale	0.53	0.03	0.25	-
Attrito dinamico	0.5	-	0.04	-
Resistenza al rotolamento	0.4	-	0.02	-

Tabella 20: Parametri attribuiti per la simulazione

Dal grafico 22, rappresentante la distanza di arresto dei massi, si nota che solamente i due terzi dei massi arrivano alla fine del pendio ed anche l'energia cinetica, rappresentata nel grafico 23, è diminuita drasticamente (di circa due ordini di grandezza) rispetto al precedente caso lungo medesimo profilo.

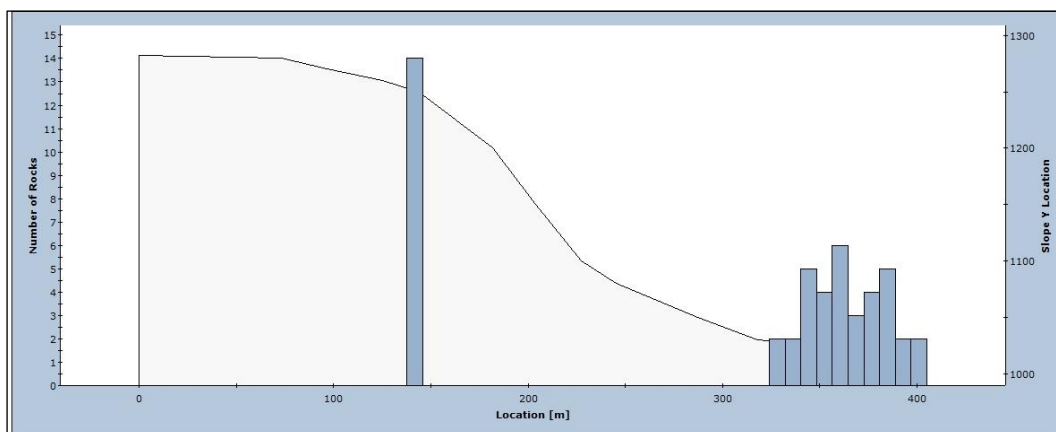


Grafico 22: Distanza di arresto dei massi lungo il pendio 3.

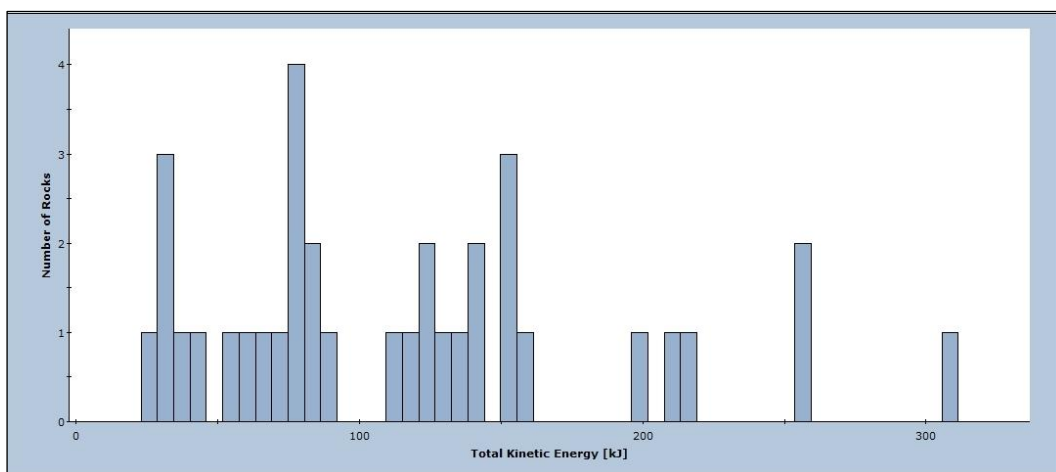


Grafico 23: Distribuzione energia cinetica totale a metà del pendio 3.

A livello del passaggio ferroviario l'energia cinetica sviluppata, non cambia molto rispetto al punto intermedio e rimane su valori inferiori ai 250 kJ. La velocità di traslazione è inferiore rispetto ai casi precedenti (grafico 24) raggiungendo un massimo di 23,5 m/s.

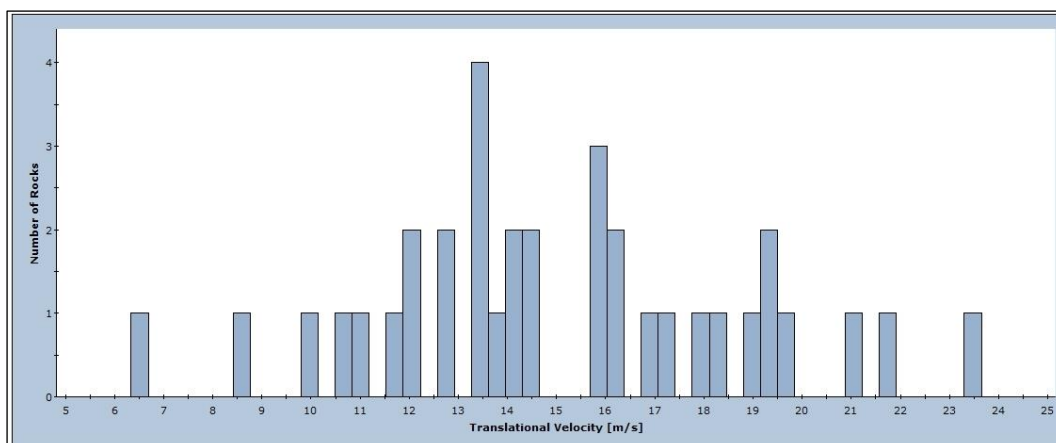


Grafico 24: Distribuzione energia cinetica totale a metà del pendio 3.

In corrispondenza del tracciato, le altezze di rimbalzo (grafico 25) non superano gli 8 m rispetto alla superficie topografica, restringendo la distribuzione ad un intervallo minore rispetto al caso precedente. Il grafico 26, infine, mostra la distribuzione di energia cinetica che si attesta su valori bassi, tra i 20 e i 300 kJ.

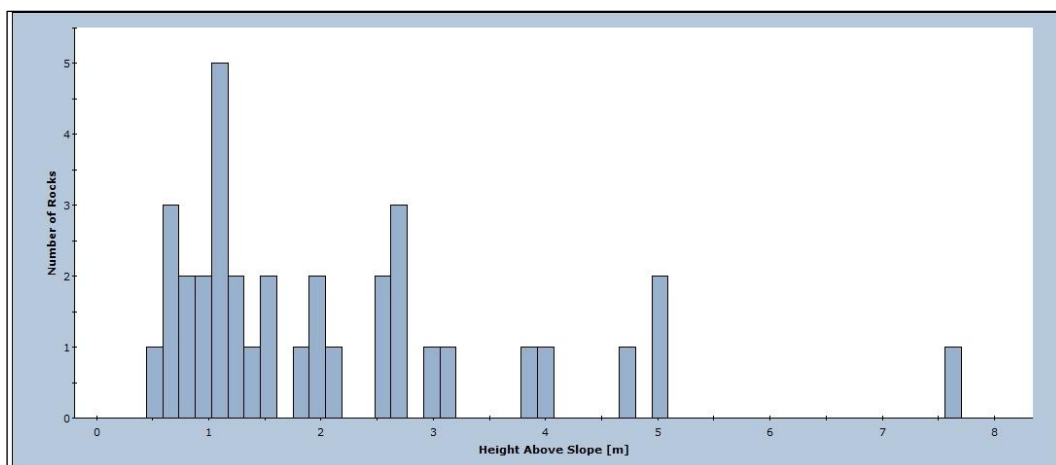


Grafico 25: Altezze di rimbalzo in corrispondenza del tracciato ferroviario pendio 3.

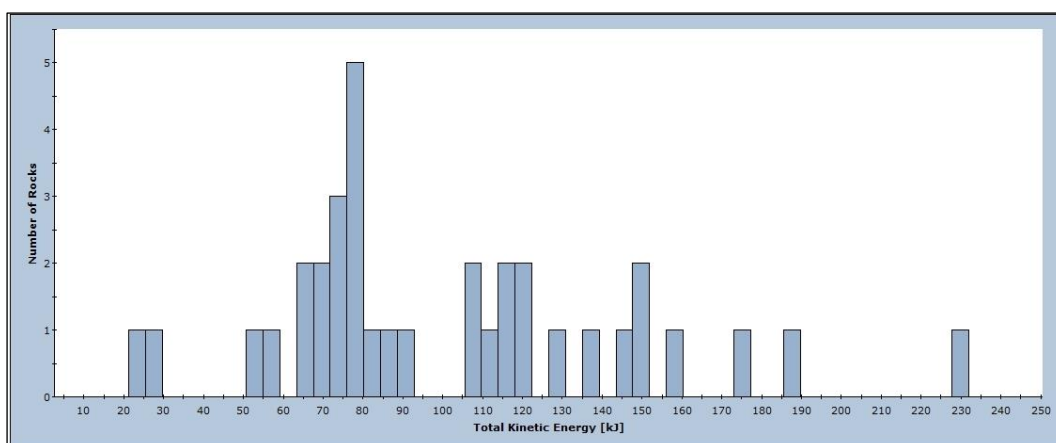


Grafico 26: Energia cinetica totale in corrispondenza del tracciato ferroviario per il profilo 3.

La stessa analisi è stata condotta per gli altri due profili. Per il profilo 2, a causa delle caratteristiche attribuite ai materiali, i massi non arrivano alla sezione di misura considerata (corrispondente alla posizione del tracciato ferroviario), mentre lungo il profilo 1 solo un masso giunge a fine del tracciato con energia cinetica intorno ai 180 kJ e velocità di circa 17 m/s.

5.3 Le gallerie del tracciato

5.3.1 Il software FLAC

FLAC (Itasca, 2012) è un programma esplicito alle differenze finite che esegue un'analisi Lagrangiana nel processo di modellazione numerica.

Nel metodo alle differenze finite ogni derivata delle equazioni che governano il processo in esame è sostituita direttamente da un'espressione algebrica scritta in termini delle variabili di campo (tensioni o deformazioni) in punti discreti dello spazio. Nella formulazione del problema sono incluse le equazioni del moto per assicurare la stabilità dello schema numerico anche quando il sistema fisico è instabile (ad esempio un improvviso collasso): questo processo è direttamente modellato da FLAC mediante l'introduzione di termini inerziali.

La sequenza generale di calcolo adottata può essere schematizzata dai due successivi passi di calcolo iterativamente eseguiti sino al raggiungimento di condizioni di equilibrio o non equilibrio delle forze applicate: 1) si utilizzano le equazioni del moto per derivare spostamenti e nuove velocità a partire dalle tensioni e dalle forze applicate; 2) si derivano le velocità di deformazione dalle velocità e le nuove tensioni dalle velocità di deformazione.

Gli spostamenti incrementali sono aggiunti alle coordinate cosicché la griglia si muove e si deforma contemporaneamente al materiale che rappresenta (formulazione Lagrangiana).

La formulazione di FLAC per l'analisi di plasticità è relativamente semplice poiché non sono necessari algoritmi particolari per portare le tensioni di ogni elemento sino alla superficie di snervamento: le equazioni della plasticità sono risolte in un solo ciclo di calcolo. Inoltre, può essere adottato un qualsiasi modello costitutivo di comportamento.

La formulazione numerica è dettagliata nel Manuale FLAC (Itasca, 2012) che fa riferimento anche a molte pubblicazioni scientifiche (es.: Cundal, 1976).

5.3.2 Considerazioni sulla realizzazione delle gallerie

Nel tracciato ferroviario individuato sono previste 5 gallerie di lunghezza variabile che verranno ad interessare litologie differenti. In questa fase dell'analisi del tracciato ferroviario sono stati tracciati i profili geologici corrispondenti e si è condotta una prima analisi delle condizioni di stabilità del cavo. Tutte le gallerie sono di tipo superficiale o sub superficiale non superando mai la profondità di 90 m, trattandosi il tracciato generalmente sulla parte inferiore dei versanti dell'Ansiei. In relazione alla morfologia ed agli affioramenti presenti le gallerie verranno ad interessare in gran parte i terreni granulari propri di conoidi alluvionali delle falde detritiche; solo in due casi interessa la formazione del Serla Superiore con stratificazione generalmente a traverpoggio rispetto alla galleria. Al fine di avere una prima indicazione delle condizioni di tali gallerie sono state fatte

alcune analisi utilizzando un codice di calcolo alle differenze finite (es. FLAC). Le caratteristiche fisiche meccaniche utilizzate nelle analisi derivano dai rilievi di campagna e dalle prove condotte in laboratorio e sono riassunte nella tabella seguente (tabella 21):

	γ (kg/m ³)	σ_c (MPa)	c (MPa)	Φ (°)	t (MPa)	K (MPa)	G (MPa)
Conoide	2000	-	0.00	38	0.00	1.5E+08	5.0E+07
Detrito misto	2000	-	0.00	36	0.00	3.0E+08	1.0E+08
Morenico	2100	-	0.00	34	0.00	4.0E+08	2.0E+08
Fm. Serla Superiore	2600	74 - 133	0.00	46	0.00	2.0E+09	7.0E+08
Discontinuità	-	-	0.00	30	0.00	-	-

Tabella 21: Caratteristiche fisico meccaniche utilizzate nell'analisi.

I valori di coesione e di angolo di attrito sono stati determinati utilizzando il software RockLab (Rockscience, 2012) sulla base di un modulo elastico orientativo considerato di 12000 MPa.

Osservazioni sulle singole gallerie

Le gallerie analizzate, circolari di diametro 10 m, corrispondono ai tre tipi presenti caratterizzati da litologie e successioni di litotipi differenti.

Galleria di Somadida

Nel primo caso è considerato una galleria nei soli materiali granulari individuata nella località di Somadida. I terreni direttamente interessati sono costituiti da depositi morenici ricoperti dalle ghiaie e ciottoli del conoide alluvionale. Il modello iniziale con la pozione della galleria è riportato in figura 65.

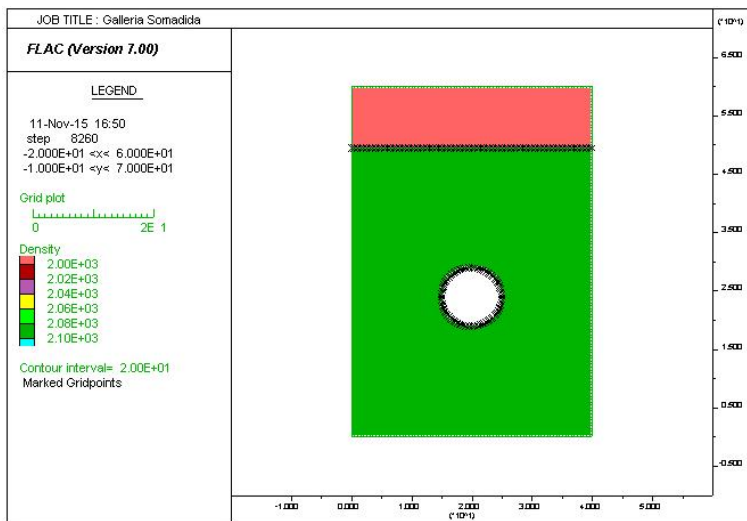


Figura 65: Modello iniziale della galleria di Somadida.

L'analisi conduce ad una generale instabilità del cavo indicato dall'andamento delle forze sbilanciate che non si stabilizzano (figura 66). Gli spostamenti verticali interessano l'intera copertura della galleria arrivando in superficie con valori tra 40 e 60 cm (figura 67).

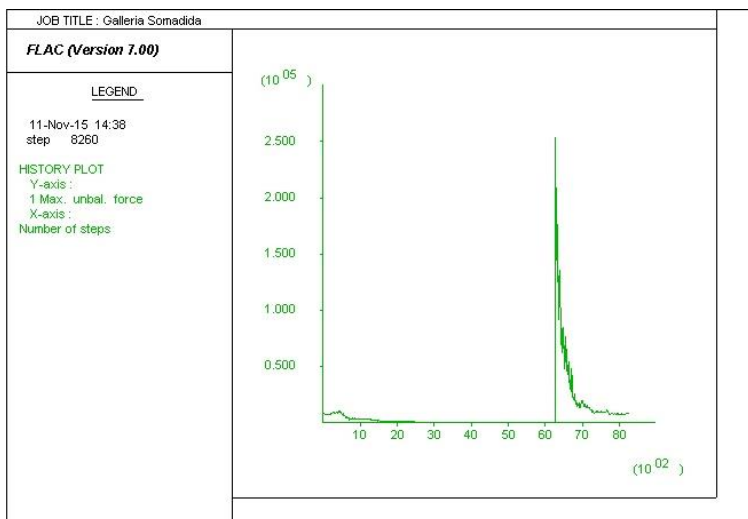


Figura 66: Forze sbilanciate non giungono a convergenza.

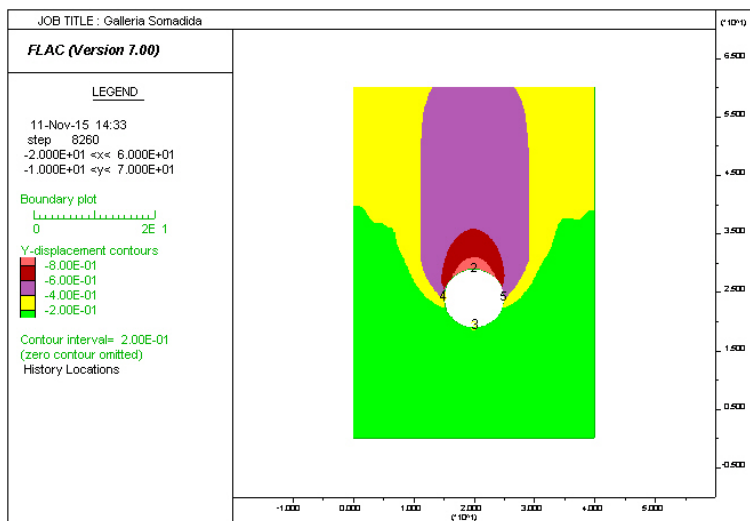


Figura 67:
 Rappresentazione degli spostamenti verticali. Sono indicati inoltre i punti di monitoraggio.

Si deve tuttavia tenere presente che l'entità di tali spostamenti è solo indicativa essendo funzione del numero di cicli di calcolo effettuati in caso di non convergenza dell'analisi. Il particolare della corrispondente deformazione del cavo è riportata in figura 68 dove i dati sono incrementati di un fattore 1.5 per renderli più visibili.

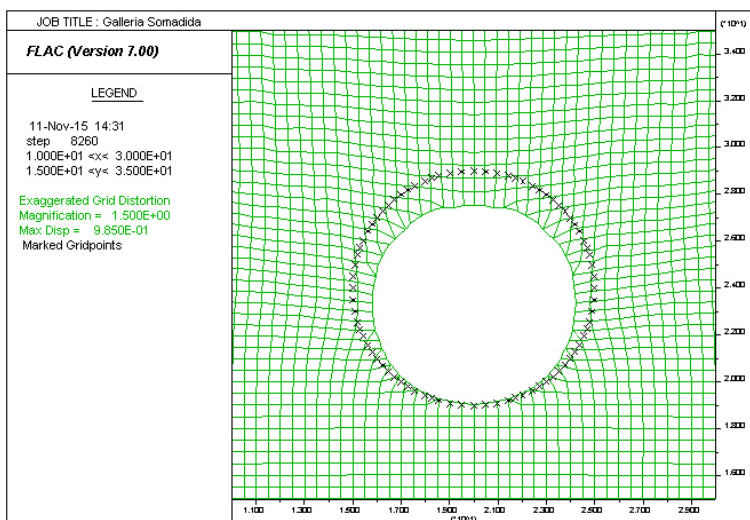


Figura 68:
 Deformazione del cavo.

L'andamento degli spostamenti monitorati nei punti indicati in figura 65 , è riportato in figura 69 per gli spostamenti verticali ed 70 per quelli orizzontali.

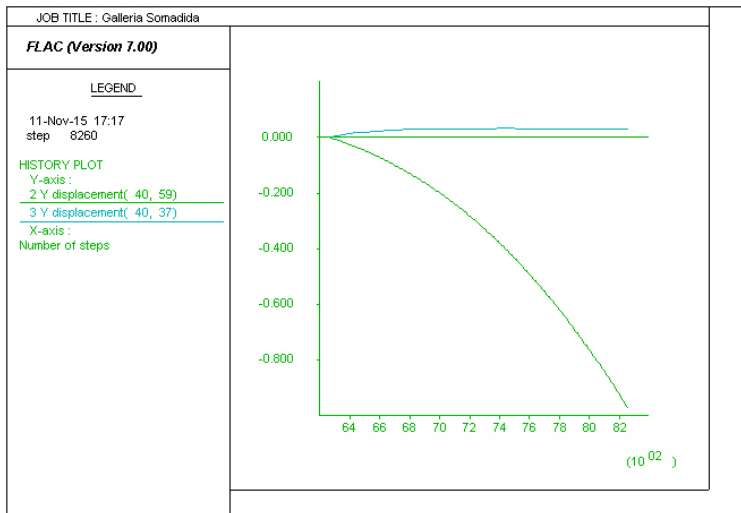


Figura 69:
Spostamenti verticali misurati nei punti 2 e 3 indicati in figura 65.

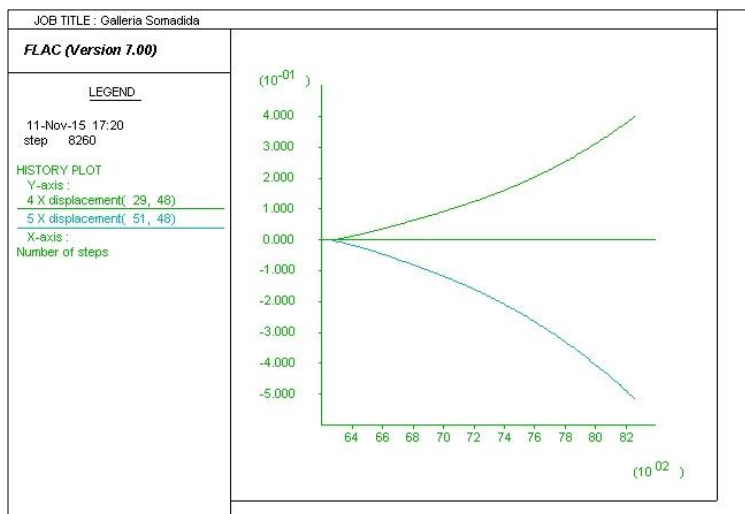


Figura 70: *Nei punti 4 e 5 indicati in figura 65 sono stati misurati gli spostamenti orizzontali.*

Tali spostamenti indicano il collasso della volta della galleria mentre l'arco rovescio in basso resta praticamente fermo. Da questo punto di vista particolarmente significativa è la figura 71, dove è riportata la distribuzione degli incrementi delle deformazioni di taglio: essa fa infatti vedere come sulla volta della galleria venga a pesare l'intero cilindro di terreno soprastante secondo lo schema inizialmente indicato da Terzaghi.

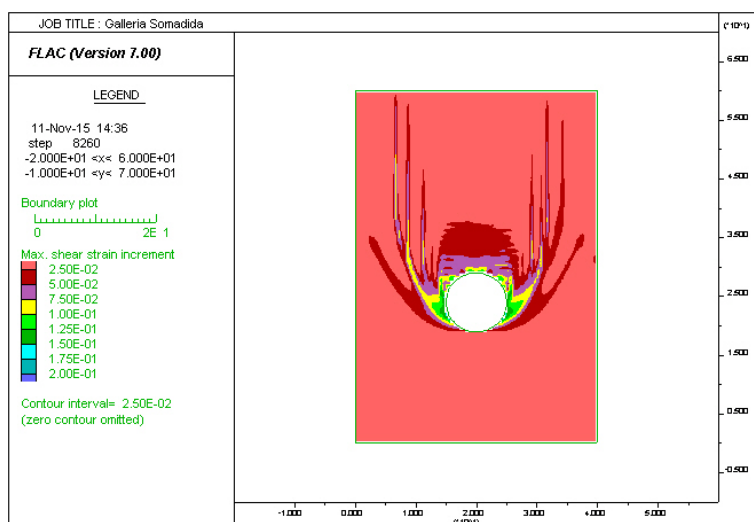


Figura 71: Sforzi di taglio.

Le condizioni di stabilità del fronte di scavo sono state analizzate considerando una sezione longitudinale della galleria indicata dal modello di figura 72. Al fine di considerare lo stato del fronte di avanzamento la volta e la base della galleria sono state fissate, cioè ad esse è stata imposta una velocità di spostamento verticale pari a 0.

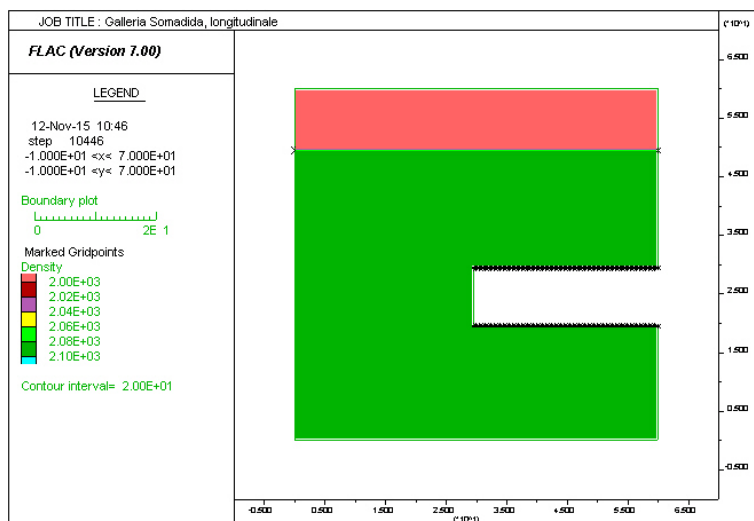


Figura 72 : Modello iniziale in sezione longitudinale della galleria di Somadida.

In relazione alle caratteristiche meccaniche dei materiali attraversati, terreni granulari praticamente incoerenti, il fronte non risulta stabile come indicato delle forze sbilanciate (figura 73).

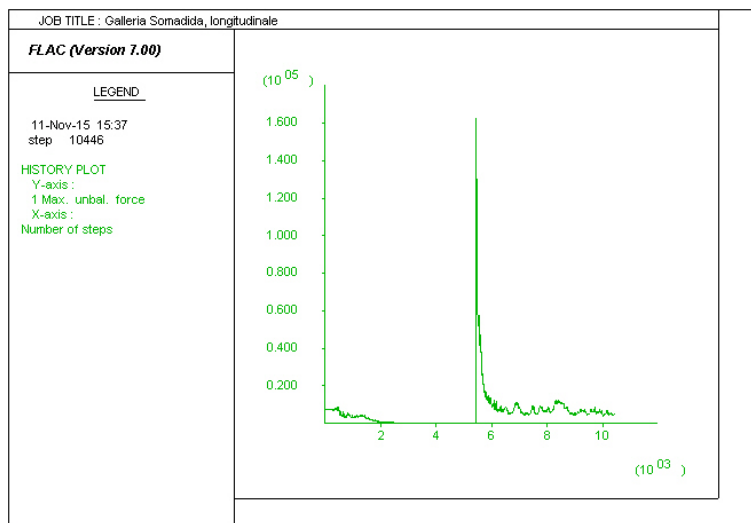


Figura 73: Grafico delle forze sbilanciate, che in questo caso non giungono a convergenza.

La distribuzione degli spostamenti verticali (figura 74) mostra come l'intera colonna di terreni sino alla superficie topografica sia interessata nel movimento verso il basso arrivando ad un massimo di circa un metro di abbassamento della superficie topografica per una distanza di circa 30 m.

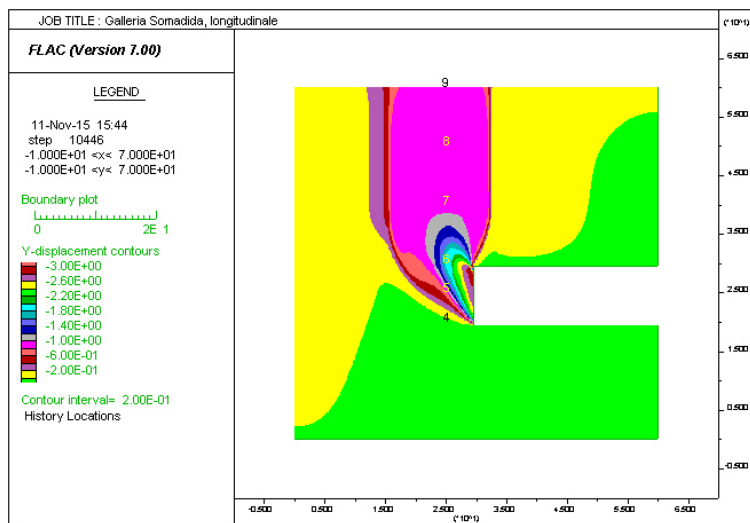


Figura 74: Rappresentazione degli spostamenti verticali e dei punti di monitoraggio.

L'andamento degli spostamenti verticali con i cicli di calcolo è indicato dalla figura 75, come monitorato nei punti da 4 a 9 mostrati nella figura 74.

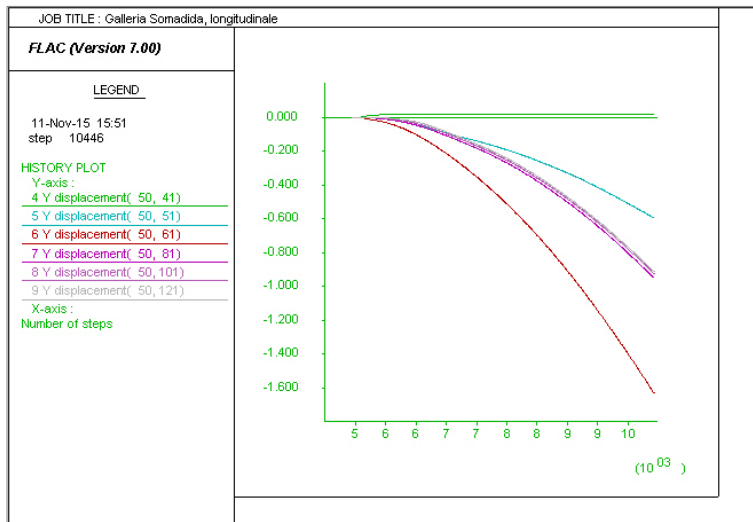


Figura 75:
andamento degli spostamenti verticali.

Questi spostamenti delimitano un cilindro di terreno che si muove rigidamente verso il basso realizzando così importanti deformazione di taglio ai suoi bordi (Figura 76).

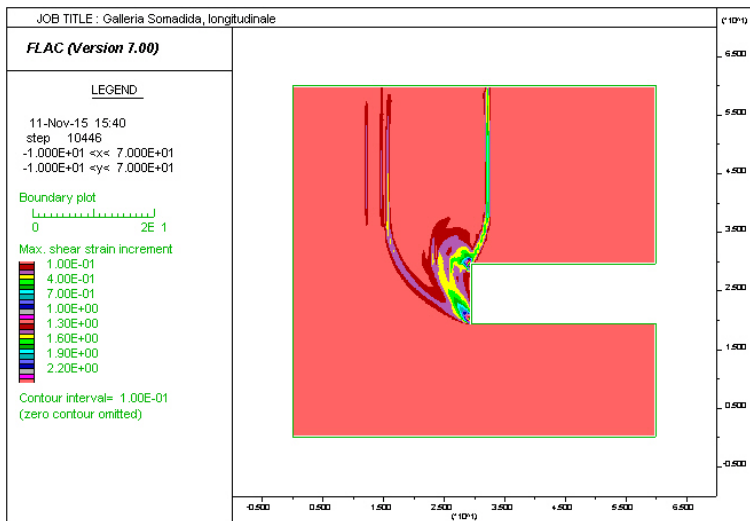


Figura 76: Gli incrementi dei sforzi di taglio.

Gli spostamenti orizzontali ed i relativi punti monitorati da 10 a 15 sono riportati in figura 77. In questo caso essi non arrivano in superficie, ma si fermano a circa 1m sopra la volta della galleria, come d'altronde mostrato dall'andamento di tali spostamenti con i cicli di calcolo (figura 78): i punti monitorati 13 14 15 non mostrano infatti spostamento alcuno.

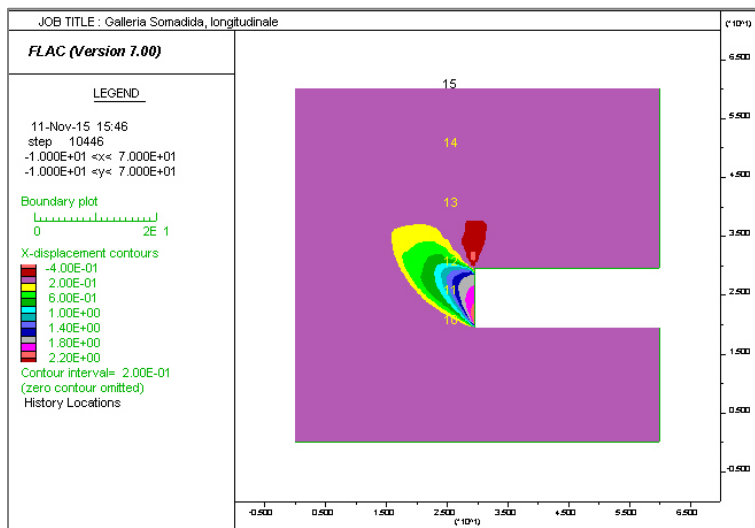


Figura 77: Gli spostamenti orizzontali e i punti di controllo.

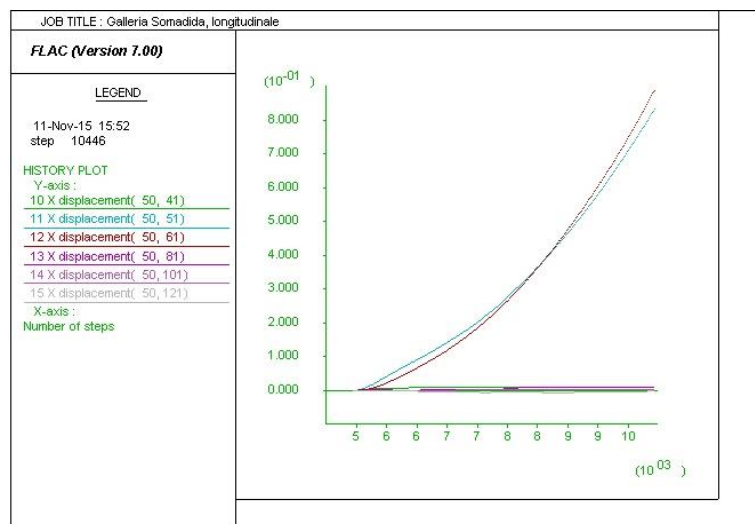


Figura 78: Andamento degli spostamenti orizzontali.

Galleria Somprade

La galleria in questo caso è scavata all'interno della formazione del Serla in un tratto in cui essa è ricoperta da depositi morenici a loro volta sottostanti a terreni detritici. Il modello iniziale, sempre in termini di distribuzione delle densità, è riportato in figura 79.

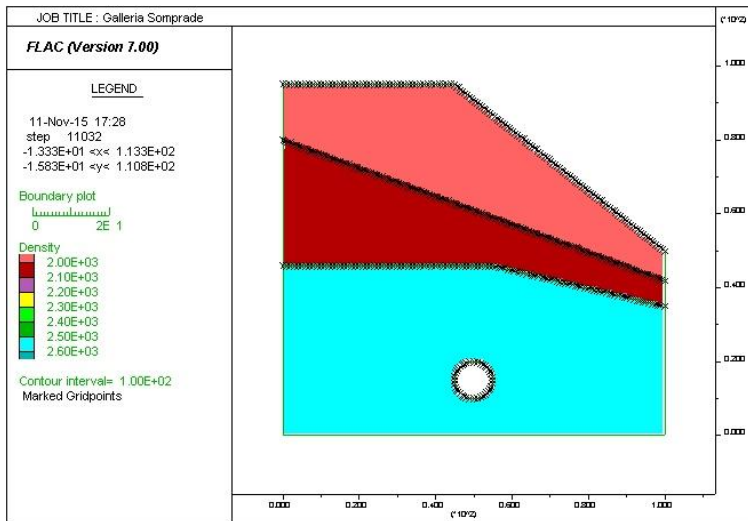


Figura 79: Modello iniziale della galleria in località Somprade.

In queste condizioni le analisi non arrivano a convergenza (figura 80), come messo in evidenza dalla distribuzione degli spostamenti verticali, che si dispongono al di sopra della volta della galleria anche se con entità molto modeste (figura 81).

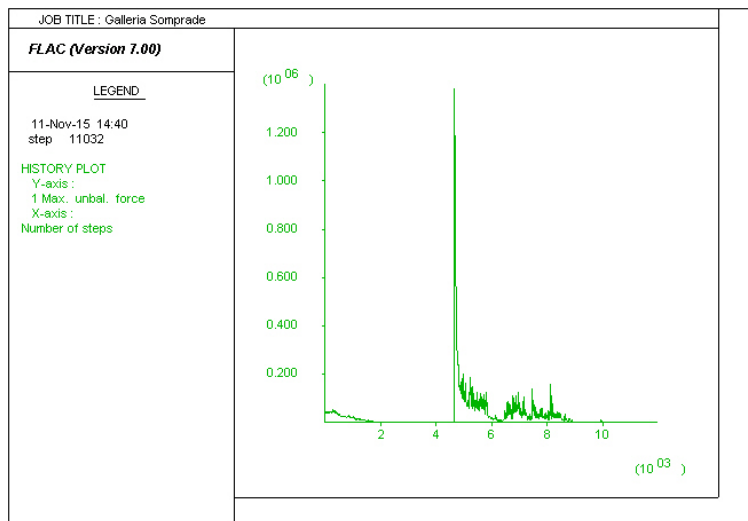


Figura 80: le forze sbilanciate non arrivano a convergenza.

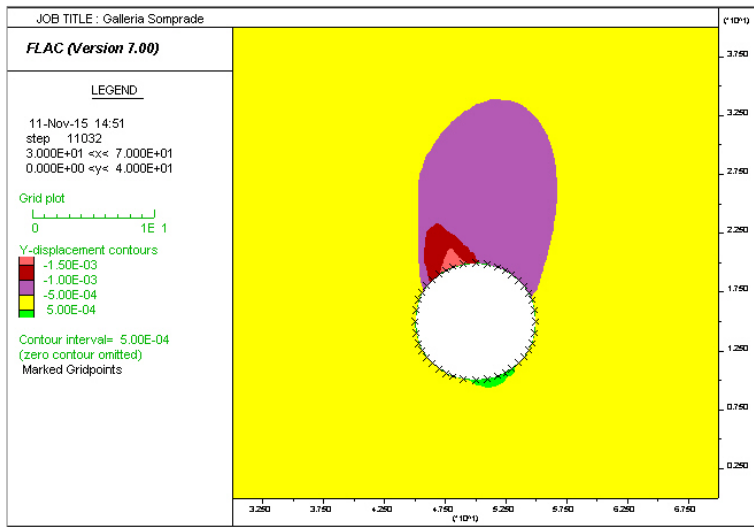


Figura 81:
Spostamenti verticali.

Se si considera la corrispondente distribuzione delle sollecitazioni verticali è possibile notare la presenza di uno stato tensionale verticale ridotto proprio al disopra e al di sotto della galleria, con un corrispondente incremento sui lati, (figura 82).

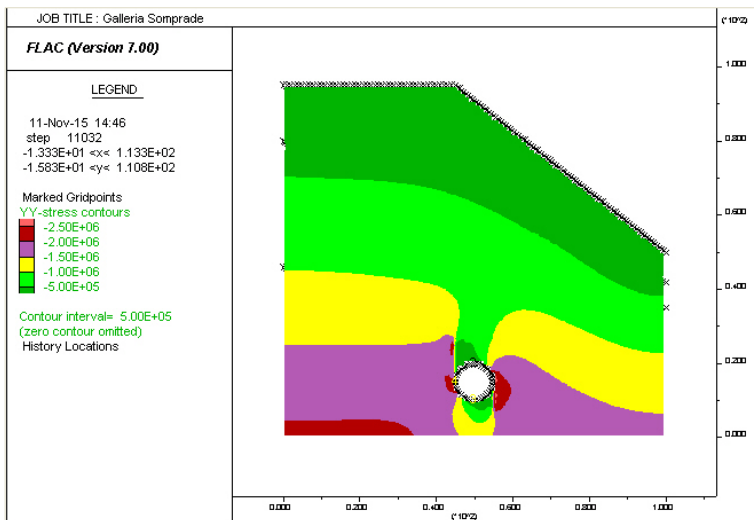


Figura 82:
Distribuzione delle sollecitazioni attorno al cavo.

Tale andamento è certamente influenzato dalla direzione assunta per le discontinuità corrispondente ad un angolo di 20° sull'orizzontale. Infatti l'andamento degli spostamenti verticali ed orizzontali nei punti monitorati mostra

come, mentre in quelli orizzontali si stabilizzano (figura 83), quelli verticali mostrano il progressivo collasso della volta della galleria (figura 84).

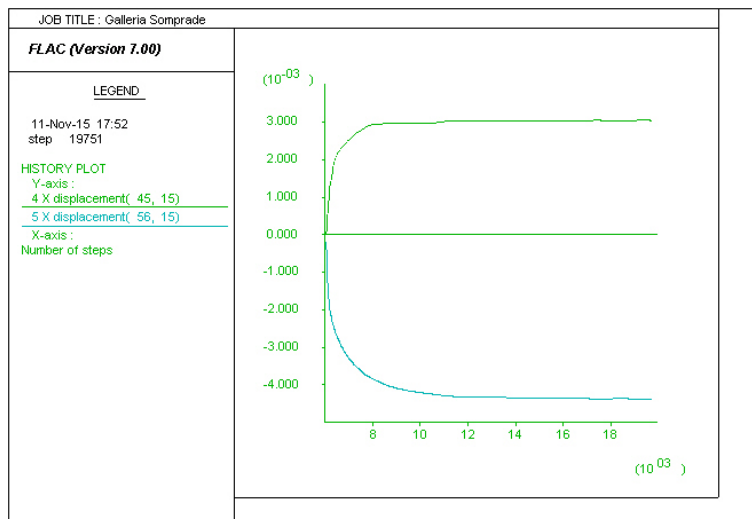


Figura 83:
Andamento degli spostamenti orizzontali.

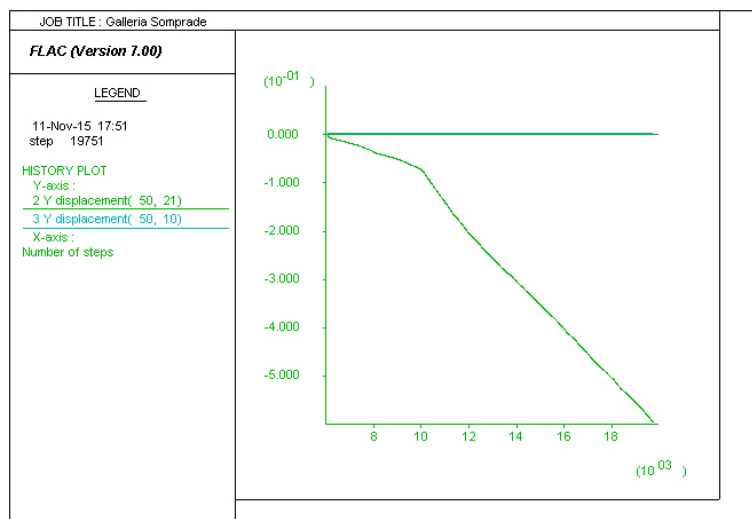


Figura 84: *Gli spostamenti verticali non si stabilizzano.*

Galleria Somprade 1

Questa galleria è scavata all'interno della formazione del Serla ed il modello di calcolo iniziale è indicato in figura 85 come distribuzione delle sollecitazioni verticali conseguenti allo scavo della galleria.

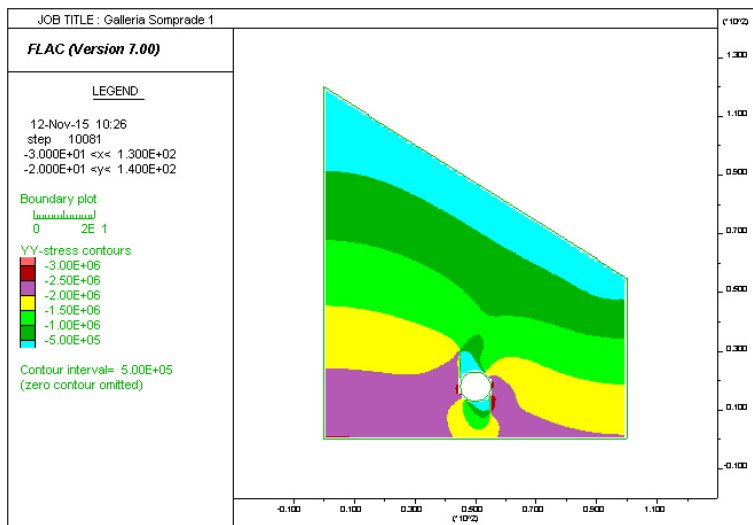


Figura 85: Le Sollecitazioni verticali.

Da questa figura si può notare come, analogamente al caso precedente, le sollecitazioni verticali sono ridotte alla volta e alla base del cavo mentre sono leggermente incrementate ai due lati. Questa situazione è la conseguenza della deviazione delle sollecitazioni principali che deviano in corrispondenza del cavo (figura 86).

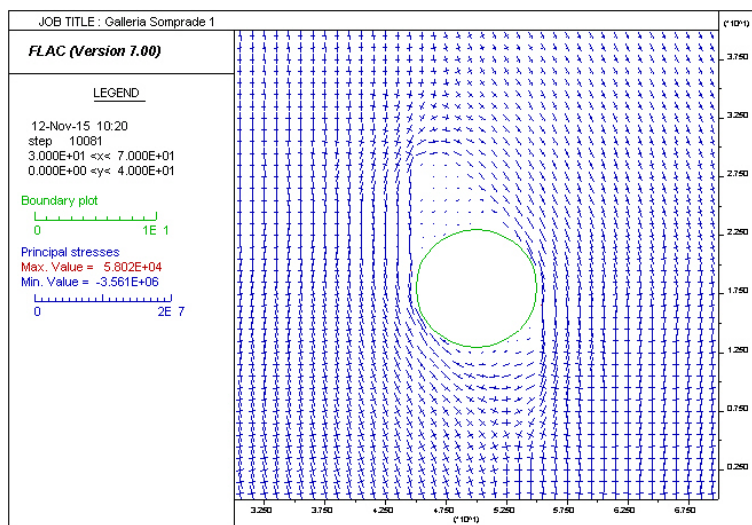


Figura 86: Rappresentazione delle sollecitazioni principali.

La distribuzione degli spostamenti verticali e la posizione dei punti monitorati sono riportate in figura 87: gli spostamenti riguardano la sola volta della galleria essendo sempre influenzati dalla direzione assunta per le discontinuità.

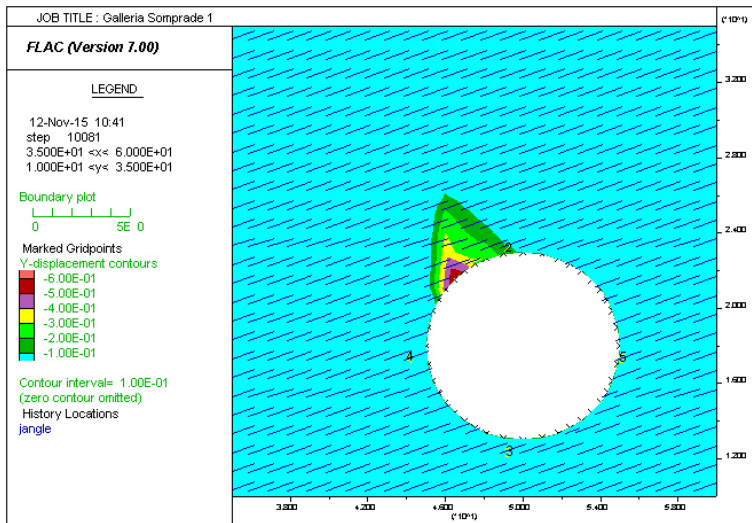


Figura 87 :
Rappresentazione degli spostamenti verticali e delle discontinuità.

Le caratteristiche fisico meccaniche adottate e la presenza di giunti inclinati di 20° sull'orizzontale portano ad una condizione di instabilità (figura 88) dovuta al collasso della volta della galleria (figura 89) mentre i fianchi della galleria stessa dopo una modesta deformazione risultano stabili (figura 90).

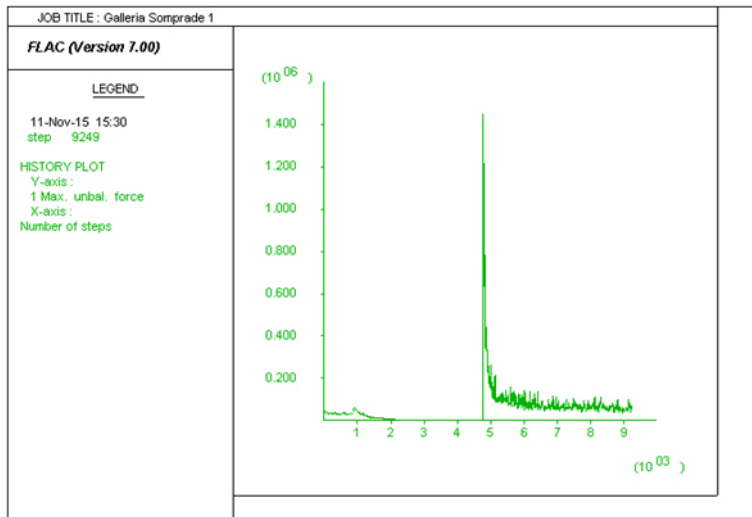


Figura 88:
rappresentazione grafica dello sbilanciamento delle forze che non convergono.

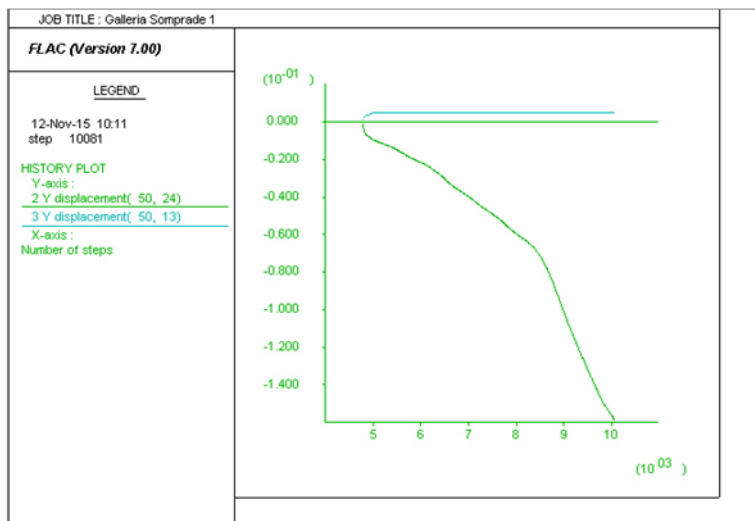


Figura 89: *Spostamenti verticali nei punti 2 e 3, descrivono il collasso della volta della galleria.*

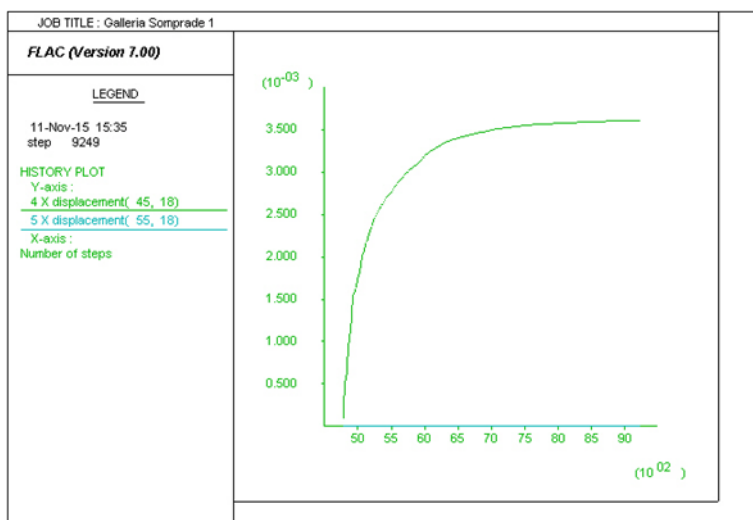


Figura 90: *Nei punti 4 e 5, gli spostamenti orizzontali misurati risultano in sostanza nulli.*

5.3.3 Il software UDEC

Al fine di ottenere una risposta più affidabile dell'ammasso roccioso alla realizzazione di una galleria, è necessario considerare direttamente la presenza delle discontinuità e le loro caratteristiche di resistenza al taglio.

In assenza, tuttavia, di caratteristiche precise attribuibili alle discontinuità presenti si riporta qui di seguito il risultato ottenuto per una sola sezione in corrispondenza della galleria da realizzare nella formazione del Serla (galleria Somprade 1). Il codice di calcolo utilizzato è UDEC (Itasca, 2012), un codice agli elementi distinti

che consente di modellare la presenza di discontinuità con differenti caratteristiche geometriche e geomeccaniche e permette nell'analisi la possibilità di rotazioni e scivolamenti dei blocchi di roccia integra determinati dall'intersezione delle discontinuità presenti. Inoltre il codice consente la variazione delle caratteristiche geometriche dei contatti tra blocchi: faccia-faccia, faccia-spigolo, spigolo-spigolo, assenza di contatti.

Le discontinuità modellate nella simulazione riportata sono quelle approssimativamente derivanti dai rilevamenti di campagna e corrispondono alla stratificazione e ad un sistema di fratturazione sub perpendicolare alla stratificazione stessa. I parametri di resistenza della roccia integra sono gli stessi di quelli attribuiti precedentemente con l'analisi FLAC, mentre alle discontinuità sono stati attribuiti angoli d'attrito pari a 30 e 35°, rispettivamente per la stratificazione e la fratturazione. La coesione e la resistenza a trazione dei giunti è stata considerata nulla.

L'analisi di questa sezione con il codice FLAC dava condizioni di instabilità (figura 88) ed anche in questa analisi la stabilità non è raggiunta come indica il grafico delle forze sbilanciate (figura 91): queste infatti non si stabilizzano.

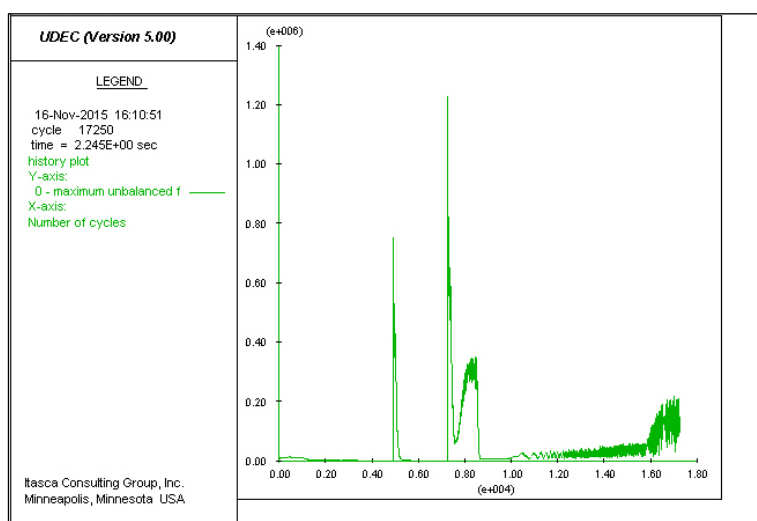


Figura 91: Forze sbilanciate non si stabilizzano.

Il programma UDEC mostra come questa condizione di instabilità sia dovuta al crollo di blocchi all'interno della galleria, blocchi definiti anche volumetricamente dall'intersezione dei sistemi di discontinuità (figura 92): i volumi dei massi

crollati dipendono anche dall'intersezione dei sistemi di discontinuità con il limite della galleria. I volumi osservati dipendono quindi dal rapporto tra le interdistanze considerate per i sistemi di discontinuità e le dimensioni della galleria stessa.

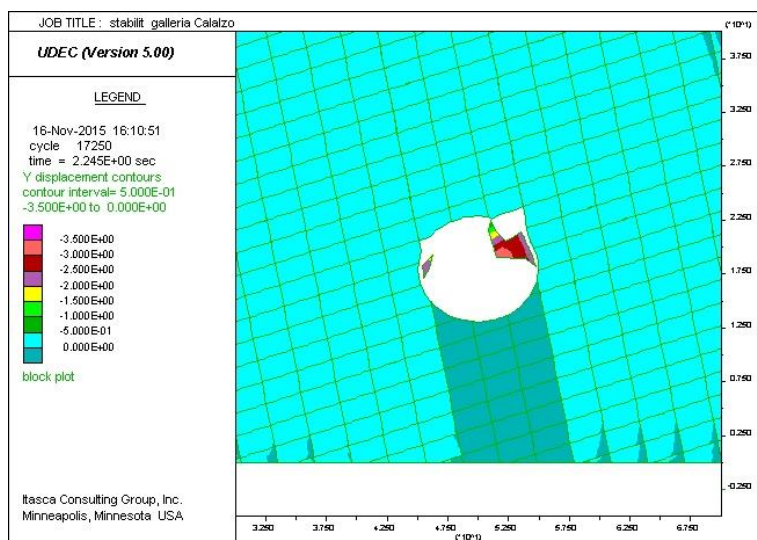


Figura 92: Il distacco di blocchi è dipendente dall'intersezione con le discontinuità.

In definitiva il risultato delle condizioni di stabilità ottenuto con i due differenti codici di calcolo è sostanzialmente analogo, ma UDEC fornisce una migliore rappresentazione dei massi instabili e quindi delle opere di sistemazione necessaria.

Conclusioni

Il tracciato ferroviario progettato dal Dipartimento di Ingegneria Civile è stato preliminarmente analizzato dal punto di vista geologico e geologico tecnico.

Si è partiti dall'individuazione dell'assetto geologico e tettonico di un'ampia area comprendente la fascia di territorio direttamente interessata. In relazione al carattere preliminare degli studi si è fatto riferimento principalmente alla cartografia geologica e geomorfologica esistente (Carta Geologica d'Italia foglio 29 - Cortina d'Ampezzo e Carta geologica della valle del fiume Ansiei e dei gruppi del M. Popera-Tre Cime di Lavarredo), integrata dai rilievi di campagna effettuati soprattutto nell'area a cavallo del tracciato ferroviario.

In sintesi gli affioramenti presenti nell'area sono dati da termini triassici a partire dalla Formazione del Werfen sino alla Dolomia Principale. Le formazioni triassiche sono estesamente ricoperte da depositi quaternari corrispondenti alle conoidi alluvionali e da colate detritiche ed ai detriti di falda. Raramente si incontrano accumuli di corpi di frana. Il fondovalle del fiume Ansiei è caratterizzato da depositi alluvionali per lo più grossolani.

Dal punto di vista tettonico nella parte occidentale dell'area esaminata si riconosce il sistema di sovrascorrimento dell'Ansiei che comprende una serie di faglie a basso angolo con immersione NNE ed un rigetto di 5-6 km. Il blocco di letto è costituito da Dolomia Principale (Sorapis, Marmarole) e quello di tetto è composto da varie litologie anisiche.

Sul versante destro del fiume Ansiei, all'altezza del gruppo delle Marmarole, si identifica una struttura di piega sinclinale con asse est-ovest e con faglie dello stesso andamento.

Il settore orientale dell'area (Monte Popera-Tre Cime) presenta l'assetto di ampia sinclinale con asse ONO-ESE. Con simile andamento si hanno anche numerose faglie che creano abbassamenti (come la Croda de Toni) e rialzamenti della zona. Sono presenti altre numerose faglie di rilevante importanza. Un allineamento

visibile anche da immagine satellitare è quello della Val Fiscalina-Forcella Maria-Val Gravasecca.

In relazione alla tettonica dell'area questa è interna alla zona sismica numero tre che coincide ad una zona a bassa pericolosità sismica, che può essere soggetta, raramente, a forti terremoti.

L'area esaminata corrisponde alla valle glaciale del fiume Ansiei, caratterizzata così dalla presenza di depositi morenici ampiamente estesi sino a quote rilevanti rispetto al fondo valle. L'evoluzione geomorfologica della valle a partire dall'ultima glaciazione è stata particolarmente intensa come dimostra la presenza di estesi conoidi di deiezione dovuti a processi alluvionali o di colata detritica o misti. Anche i detriti di falda che bordano la valle sono particolarmente estesi e spesso sono frammisti agli stessi depositi morenici. I fenomeni gravitativi veri e propri non sono particolarmente attivi nell'area e sono rappresentati fondamentalmente da crolli e ribaltamenti nell'area di Stabin e da una paleofrana nel Col di Vezza il cui corpo può dar origine a colate di non grandi dimensioni. Sono presenti anche numerosi affluenti laterali e solchi di erosione dovuti sia alle caratteristiche delle formazioni affioranti che alle entità delle precipitazioni.

In relazione alla morfologia dell'area direttamente interessata le opere previste sono costituite principalmente da viadotti e gallerie. Queste ultime in particolare hanno carattere prevalentemente superficiale interessando così in gran parte i terreni sciolti delle conoidi e delle falde detritiche. La descrizione dettagliata del tracciato ferroviario mostra chiaramente le differenti opere progettate e indica in prima approssimazione le problematiche possibilmente presenti.

Le problematiche geologico tecniche affrontate in questo studio riguardano sostanzialmente le gallerie e l'interferenza del tracciato con le aree direttamente coinvolte nell'evoluzione di fenomeni di colata detritica.

In relazione alla scavo delle gallerie sono state condotte alcune analisi preliminari utilizzando un codice di calcolo alle differenze finite e prendendo in considerazione tre situazioni geologiche differenti: galleria interamente in

materiali sciolti; galleria interamente in roccia e galleria in roccia ma con copertura di materiali detritici. Le analisi sono state fatte considerando una sezione trasversale a geometria circolare con diametro di 10 m. Le caratteristiche attribuite ai terreni coinvolti sono state derivate dalla letteratura esistente per terreni simili ed in assenza di falda freatica.

Lo scavo della galleria in terreni granulari sciolti comporta, naturalmente, la generale instabilità del cavo con formazione di fornelli sino alla superficie topografica. In questo caso l'analisi è stata condotta anche su una sezione longitudinale per valutare le condizioni di stabilità del fronte di avanzamento. In definitiva, pur in assenza di falda acquifera, la realizzazione delle gallerie dovrà prevedere sistemi di supporto preliminari che è possibile definire solo in fase di progetto definitivo. Nel caso di una galleria scavata in un versante interamente roccioso si sono considerate le caratteristiche geomeccaniche attribuibili all'ammasso roccioso equivalente (in base alla classificazione geomeccanica), applicando un modello di comportamento che tenesse conto della presenza di discontinuità corrispondenti alla stratificazione. In queste ipotesi ridotti fenomeni di instabilità risultano a carico del tetto della galleria, derivanti principalmente dalla redistribuzione delle sollecitazioni principali, dovuta allo scavo, e dalla loro rotazione dovuta alla presenza della stratificazione. Al fine di ottenere un maggiore dettaglio, anche se solo in via esemplificativa, la stessa sezione è stata analizzata con un codice agli elementi distinti, mettendo così in luce l'importanza dell'interferenza tra giunti di discontinuità e scavo della galleria nella realizzazione di instabilità di blocchi di dimensioni differenti. Nel caso di attraversamento di ammassi rocciosi si dovrà prevedere un sostentamento provvisorio che, almeno in prima approssimazione, potrà essere costituito da chiodature di ridotte dimensioni.

Nel caso in cui l'ammasso roccioso sia ricoperto da terreni granulari, sempre in assenza di falda, con una galleria scavata a piccola profondità dal letto dei terreni granulari, il risultato dell'analisi indica che gli stessi terreni granulari non sono

interessati dallo scavo della galleria che dovrà essere quindi armata con le stesse chiodature di cui sopra.

L'importanza di queste opere determina la necessità di effettuare indagini di grande dettaglio dal punto di vista sia geologico, sia idrogeologico che geomeccanico.

In un tratto di limitata estensione il tracciato ferroviario è potenzialmente interessato dalle traiettorie di massi crollati da una parete rocciosa sita a piccola distanza. Le analisi condotte tenendo conto di condizioni critiche per volume del singolo masso e per caratteristiche del materiale interessato dal percorso di caduta, indicano che in corrispondenza del tracciato ferroviario le altezze di rimbalzo sono ancora elevate, così come lo sono le energie cinetiche corrispondenti. Sarà quindi necessario prevedere opere di prevenzione e/o sistemazione che potranno consistere in via orientativa in chiodatura della parete rocciosa e nella realizzazione di sistemi paramassi opportunamente distribuiti sul versante, caratterizzati da altezze e resistenze calcolate con i codici di calcolo disponibili.

La presenza di numerose conoidi, anche di rilevante dimensione, dovute a fenomeni di colata detritica ha determinato la necessità di analizzare questo tipo di fenomeni per quanto riguarda il loro innesco. Partendo dalla constatazione che le condizioni di innesco sono date da piogge di breve durata ed elevata intensità si sono valutate anche e approssimativamente le dimensioni dei fenomeni di colata con tempi di ritorno tra 5 e 200 anni. Il risultato di questa analisi mostra che i volumi in gioco possono raggiungere anche gli 80000 m³, valore all'incirca corrispondente a quello stimato per recentissime colate che hanno invaso la sede stradale di fondovalle. Lo studio di questi fenomeni è di essenziale rilevanza nella fase progettuale esecutiva in quanto dai loro risultati deriva sia il tipo che le caratteristiche delle opere di difesa del tracciato ferroviario.

D'altronde l'antropizzazione avvenuta in passato dei fondovalle ha fatto sorgere una condizione di rischio dovuta allo sviluppo di colate detritiche, dove le condizioni ne consentono la formazione. Ne consegue quindi la necessità di piani

per la mitigazione del rischio. Un primo passo consiste nell'identificare le zone dove gli eventi di colate si sono già verificati nel passato, valutare il rischio delle aree alluvionali, creando infine una cartografia relativa. *L'Autorità del Bacino del fiume Po (PAI)* ha realizzato nel 2001 un piano di sistemazione idrogeologica che prevede la pianificazione del rischio seguendo quattro punti sostanziali, ovvero la delimitazione di aree dove possono avvenire le colate; l'identificazione dell'area dei conoidi; l'imposizione di limitazione nell'uso del territorio e infine una cartografia e un piano di valutazione del rischio a scala locale. Per quanto riguarda l'uso del suolo vengono previsti la limitazione di nuove costruzioni e contromisure per gli edifici esistenti. Inoltre è necessario uno studio degli eventi passati per la stima della probabilità di accadimento analizzando l'intensità delle precipitazioni. L'analisi dei dati e degli eventi avvenuti nel passato non è tuttavia sufficiente, poiché la variabilità delle precipitazioni nel corso degli anni può essere anche notevole, e quindi possono verificarsi fenomeni di diversa intensità, intesa come risultante della velocità e del volume del fenomeno.

Gli interventi di sistemazione e di prevenzione a protezione del tracciato ferroviario dovranno essere definiti sulla base di accurati studi idrologici. Nell'area di innesco è quindi importante la stabilizzazione dei versanti, possibile attraverso la costruzione di briglie, drenaggi artificiali o, forse, semplicemente mediante rimboschimento.

Nelle aree di trasporto e accumulo si necessita invece del contenimento o della diminuzione del trasporto solido. Per raggiungere questo obiettivo è utile la costruzione di opere trasversali come le briglie filtranti, argini di contenimento e di deviazione.

Nel tratto terminale sarà comunque necessario installare allarmi acustici o luminosi basati su una continua misurazione delle precipitazioni o sul rumore generato dalla colata detritica innescata, dando un sostanziale avvertimento per la gestione del rischio.

Un'altra condizione di rischio è data dai torrenti esistenti caratterizzati da elevata capacità erosiva esercitata soprattutto sulle sponde e da cospicuo trasporto solido. Questo determina un rischio non sottovalutabile per le persone, le infrastrutture e gli edifici costruiti nel fondovalle; rischio che aumenta con la costruzione della ferrovia che determina un incremento del valore degli elementi vulnerabili.

In conclusione nel tratto esaminato le problematiche relative alla costruzione della ferrovia non sembrano essere particolarmente rilevanti ma sarà necessario condurre studi dettagliati e accurati soprattutto per quel che riguarda i fenomeni connessi con l'evoluzione di colate detritiche ed ai crolli di massi di dimensioni rilevanti.

Ringraziamenti

A completamento di questo lavoro sento di dover ringraziare il prof. Rinaldo Genevois, per avermi dato l'opportunità di sviluppare questo studio, per le sue competenze e soprattutto per la grande disponibilità.

Un ringraziamento al Comune di Auronzo, ed in particolare all'ingegnere Tommaso Piovesana per la disponibilità e per i dati forniti. Si ringrazia inoltre l'ing. Prof. Marco Pasetti e l'ingegnere Giovanni Giacomello dell'Università di Padova, per la collaborazione iniziale e la fornitura del tracciato ideato su cui ho svolto l'indagine geologica.

Si ringrazia l'ingegnere Gabriele Pupolin coordinatore del progetto del collegamento ferroviario.

Un ringraziamento per i preziosi consigli e chiarimenti al prof. Paolo Scotton.

Desidero ringraziare il dott. Luca Gandolfo che mi ha seguito con pazienza e premura sapendo mettere un po' di umorismo nei miei drammi.

Un ringraziamento al geologo prof. Vittorio Fenti per il prezioso aiuto.

Un grazie a Gioele perché in questi anni ha saputo ascoltarmi, aspettarmi e darmi forza senza mai perdere la pazienza.

Infine un grazie va alla mia famiglia per avermi dato la possibilità e il sostegno di arrivare fino in fondo, e soprattutto a mio papà per le lunghe camminate in quel di Auronzo che ricorderò sempre.

Bibliografia

A.A.V.V, Carta geologica della Valle del fiume Ansiei e dei gruppi M.Popera-Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti orientali) 1:25.000, Istituto di Geologia dell'Università di Milano, Centro di Studio per la stratigrafia e petrografia delle Alpi Centrali, C.N.R. Milano

Casati P., Jadoul F., Nicora A., Marinelli M., Sestini N., Fois E.,(1982) Geologia della Valle del fiume Ansiei e dei gruppi M.Popera-Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti orientali), Rivista Italiana di paleontologia, 87, 371-510.

Note illustrative della Carta geologica d'Italia, foglio 29 – Cortina d'Ampezzo

Arattano M., Conte R., (2010) Risk management on an alluvional fan: a case study of the 2008 debris flow event at Villar Pellice (Piedmont, N-W Italy)

Karaman K., Kesimal A., (2014) A comparative study of Schmidt hammer test methods for estimating the uniaxial compressive strength of rocks.

De Vallejo L., Geoingegneria, Pearson

Cicacci S., Le forme del rilievo, Mondadori Università

Fontana A. (2013/2014) Appunti corso di Geomorfologia applicata

Genevois R. (2014/2015) Appunti corso di Geotecnica e progettazione geologico tecnica

Scotton P., (2013/2014) Appunti del corso di idrologia e idraulica

Cundall, P. A. (1976), Explicit finite difference methods in geomechanics. In Numerical Methods in Engineering, Proceedings of the International Conference on Numerical Methods in Geomechanics, Blacksburg,

Hübl J., Fiebiger G, (2005) Debris flow mitigation measures

<https://www.roscience.com/>

<http://www.mi.ingv.it/pericolosita-sismica/>

<http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/classificazione.wp>

https://www.roscience.com/help/rocfall/webhelp/baggage/rn_rt_table.htm

https://www.roscience.com/help/rocfall/webhelp/baggage/Dynamic_Friction_

Rolling_Friction_Table.htm

<http://idt.regione.veneto.it/app/metacatalog/>

ARPAV (2011), Valutazione della permeabilità e del gruppo idrologico dei suoli del Veneto. Servizio regionale suoli

Autorità di bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta-Bacchiglione. (2007), Carta di localizzazione probabile delle valanghe

Piano di gestione dei bacini idrografici delle Alpi Orientali, Bacino del fiume Piave.

ALLEGATI

Allegato 1

Carte geologiche e geomorfologiche

Carta geologica e geomorfologica 1

Laurea Magistrale in Geologia e Geologia tecnica
Tesi di: Marcon Elena

Legenda

Elementi geomorfologici

- Orlo di scarpata di disagregazione
- Argine
- Orlo scarpata fluviale
- Solco di erosione

Elementi tettonici

- Faglia presunta
- Faglia certa

Depositi quaternari

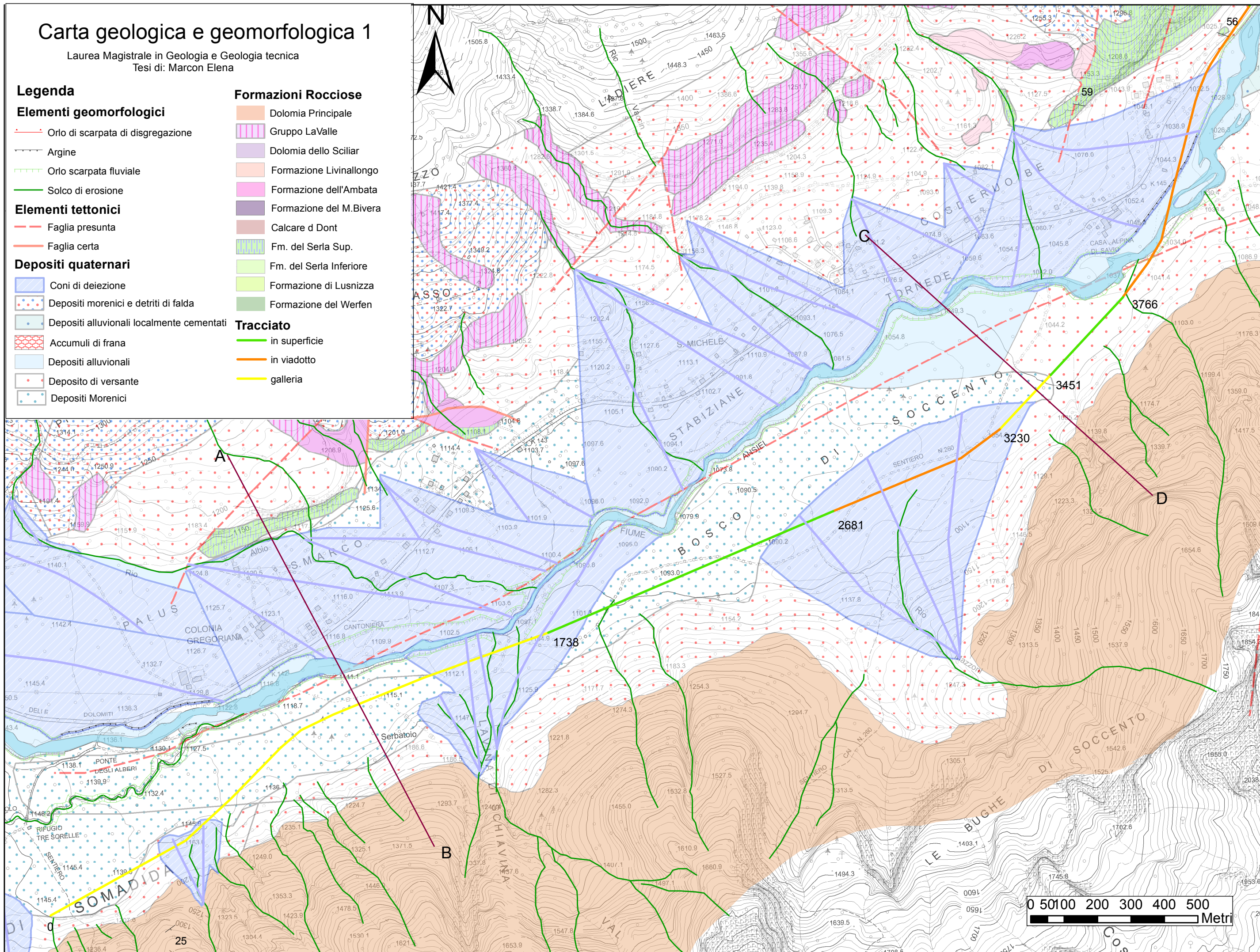
- Coni di deiezione
- Depositi morenici e detriti di falda
- Depositi alluvionali localmente cementati
- Accumuli di frana
- Depositi alluvionali
- Deposito di versante
- Depositi Morenici

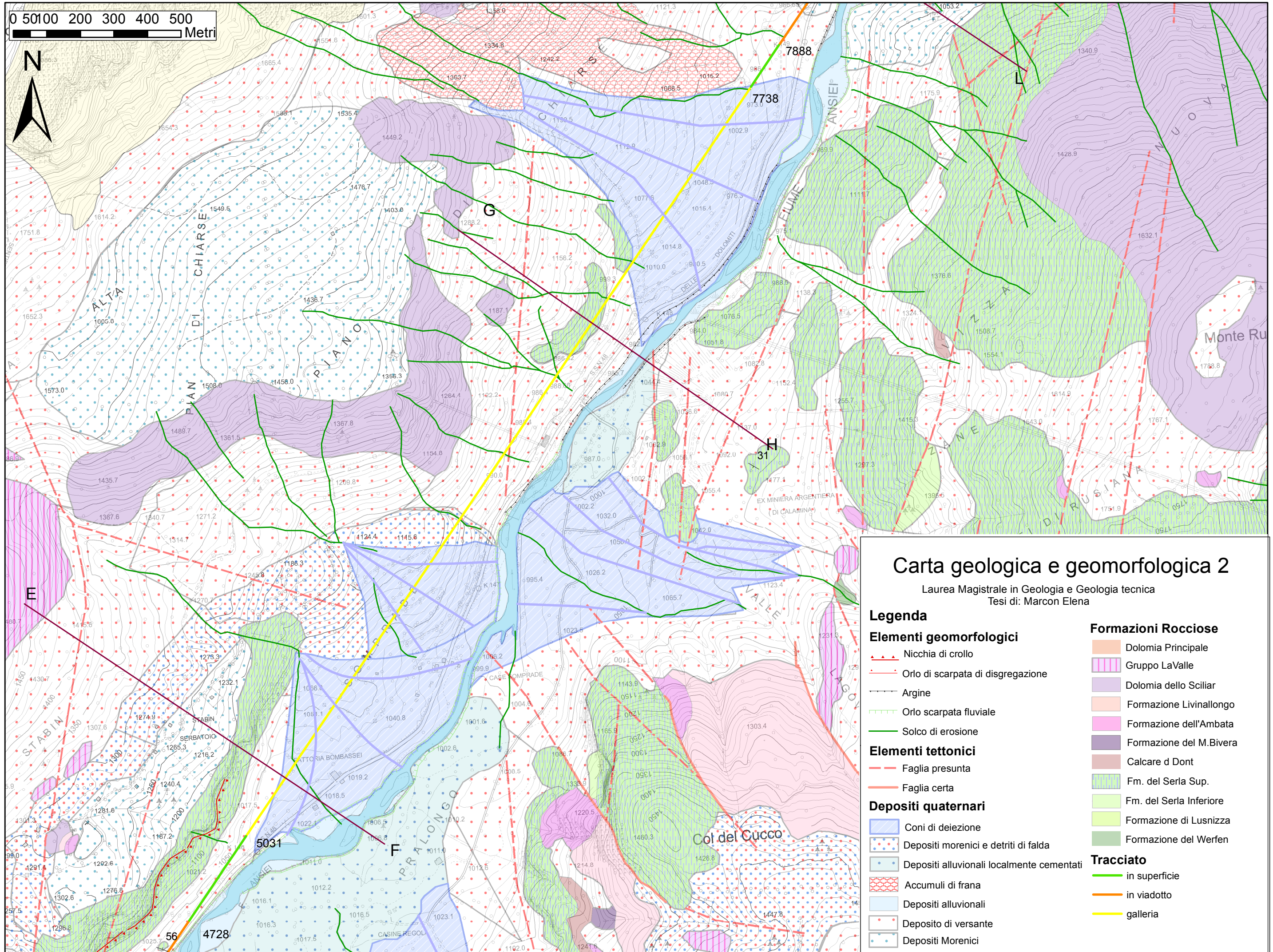
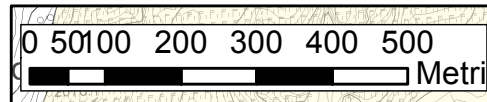
Formazioni Rocciose

- Dolomia Principale
- Gruppo LaValle
- Dolomia dello Sciliar
- Formazione Livinallongo
- Formazione dell'Ambata
- Formazione del M.Bivera
- Calcare d Dont
- Fm. del Serla Sup.
- Fm. del Serla Inferiore
- Formazione del Werfen

Tracciato

- in superficie
- in viadotto
- galleria





Carta geologica e geomorfologica 2

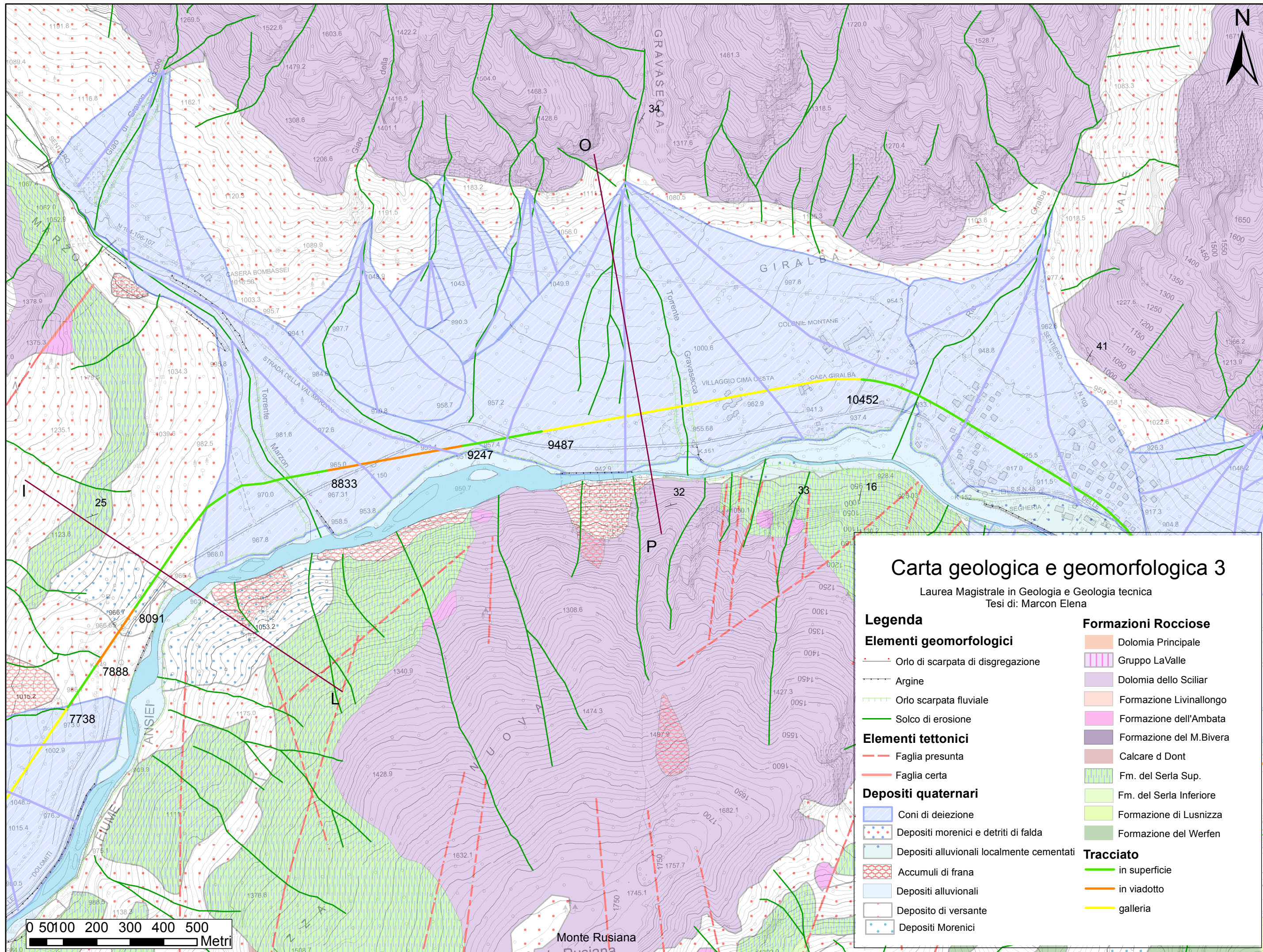
Laurea Magistrale in Geologia e Geologia tecnica
Tesi di: Marcon Elena

Legenda

- Elementi geomorfologici**
- Nicchia di crollo
 - Orlo di scarpata di disgregazione
 - Argine
 - Orlo scarpata fluviale
 - Solco di erosione
- Elementi tettonici**
- Faglia presunta
 - Faglia certa
- Depositi quaternari**
- Coni di deiezione
 - Depositi morenici e detriti di falda
 - Depositi alluvionali localmente cementati
 - Accumuli di frana
 - Depositi alluvionali
 - Deposito di versante
 - Depositi Morenici

- Formazioni Rocciose**
- Dolomia Principale
 - Gruppo LaValle
 - Dolomia dello Sciliar
 - Formazione Livinallongo
 - Formazione dell'Ambata
 - Formazione del M.Bivera
 - Calcarea di Dont
 - Fm. del Serla Sup.
 - Fm. del Serla Inferiore
 - Formazione di Lusnizza
 - Formazione del Werfen

- Tracciato**
- in superficie
 - in viadotto
 - galleria



Carta geologica e geomorfologica 3

Laurea Magistrale in Geologia e Geologia tecnica
Tesi di: Marcon Elena

Legenda

Elementi geomorfologici

- Orlo di scarpata di disagiamento
- Argine
- Orlo scarpata fluviale
- Solco di erosione

Elementi tettonici

- Faglia presunta
- Faglia certa

Depositi quaternari

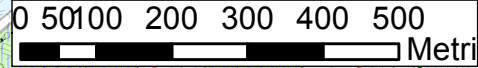
- Coni di deiezione
- Depositi morenici e detriti di falda
- Depositi alluvionali localmente cementati
- Accumuli di frana
- Depositi alluvionali
- Deposito di versante
- Depositi Morenici

Formazioni Rocciose

- Dolomia Principale
- Gruppo LaValle
- Dolomia dello Sciliar
- Formazione Livinallongo
- Formazione dell'Ambata
- Formazione del M.Bivera
- Calcare d Dont
- Fm. del Serla Sup.
- Fm. del Serla Inferiore
- Formazione di Lusnizza
- Formazione del Werfen

Tracciato

- in superficie
- in viadotto
- galleria



Carta geologica e geomorfologica 4

Laurea Magistrale in Geologia e Geologia tecnica
Tesi di: Marcon Elena

Legenda

Elementi geomorfologici

- Orlo di scarpata di disgregazione
- Argine
- Orlo scarpata fluviale
- Solco di erosione

Elementi tettonici

- Faglia presunta
- Faglia certa

Depositi quaternari

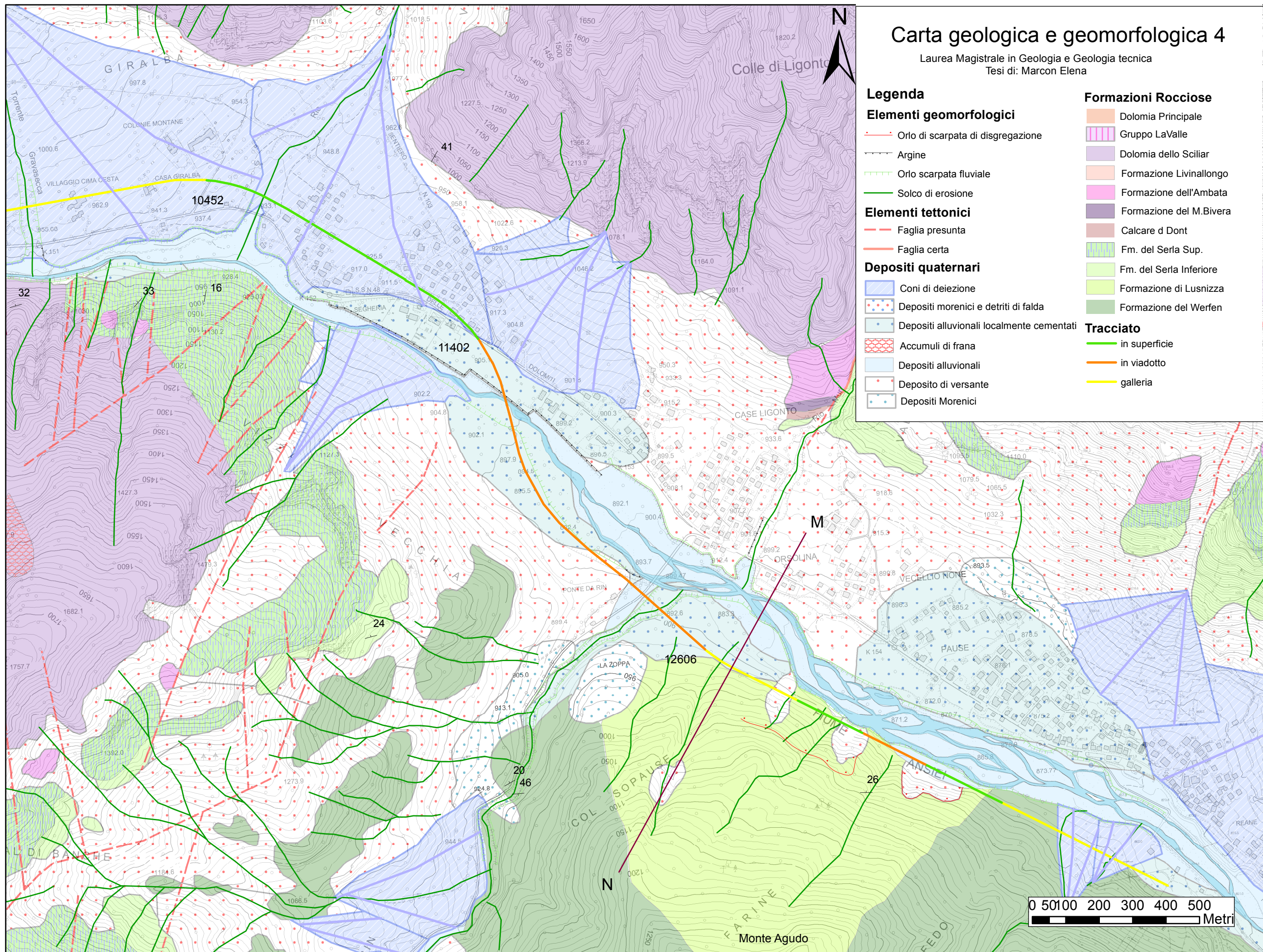
- Coni di deiezione
- Depositi morenici e detriti di falda
- Depositi alluvionali localmente cementati
- Accumuli di frana
- Depositi alluvionali
- Deposito di versante
- Depositi Morenici

Formazioni Rocciose

- Dolomia Principale
- Gruppo LaValle
- Dolomia dello Sciliar
- Formazione Livinallongo
- Formazione dell'Ambata
- Formazione del M.Bivera
- Calccare d Dont
- Fm. del Serla Sup.
- Fm. del Serla Inferiore
- Formazione di Lusnizza
- Formazione del Werfen

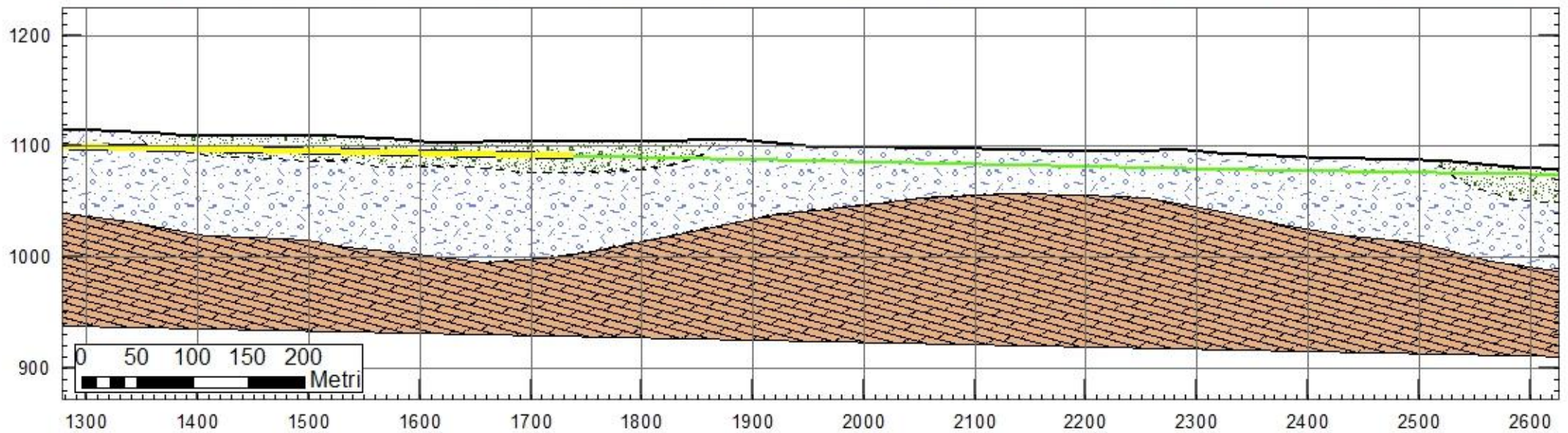
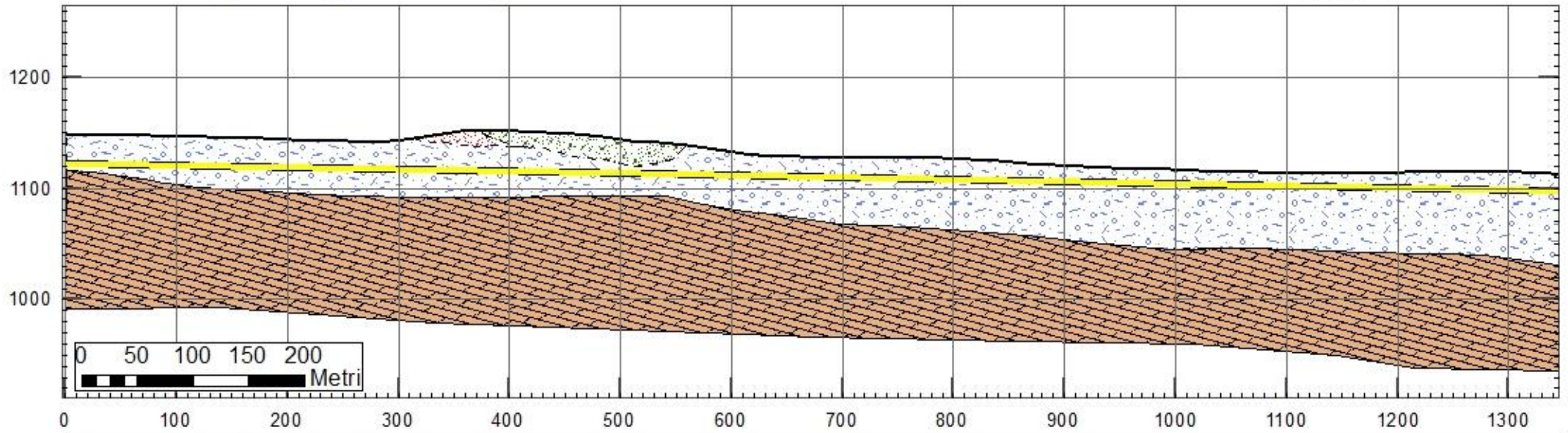
Tracciato

- in superficie
- in viadotto
- galleria



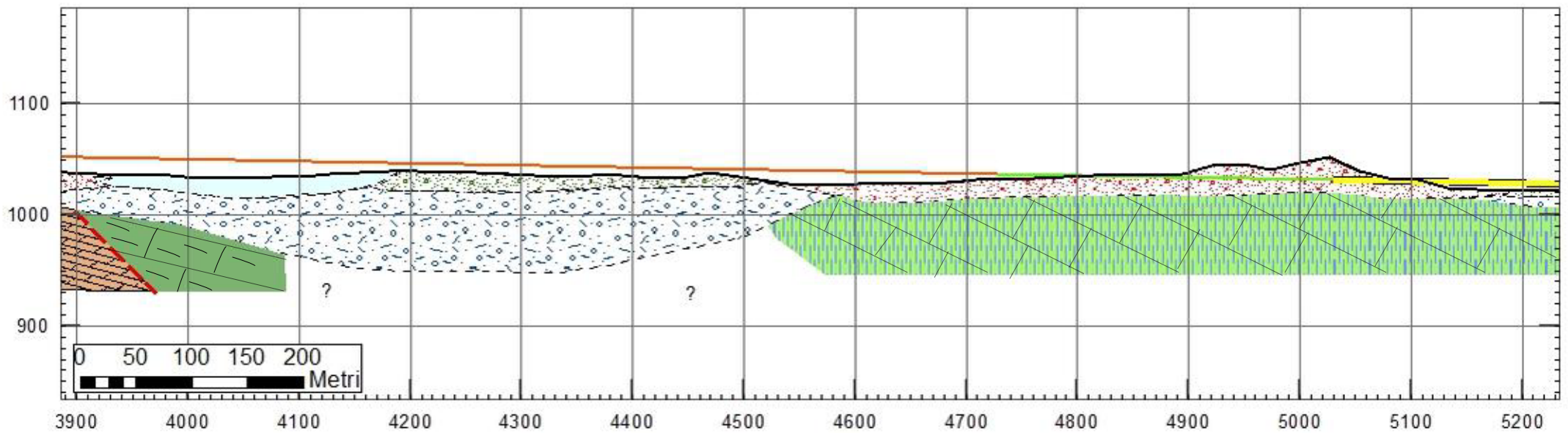
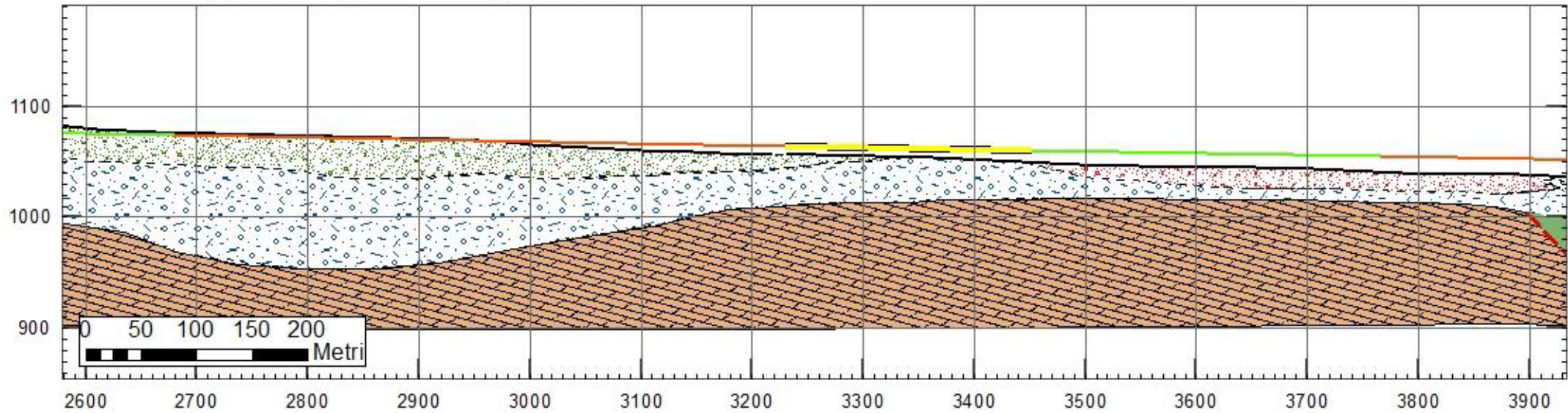
Profilo geologico longitudinale

Tavola 1



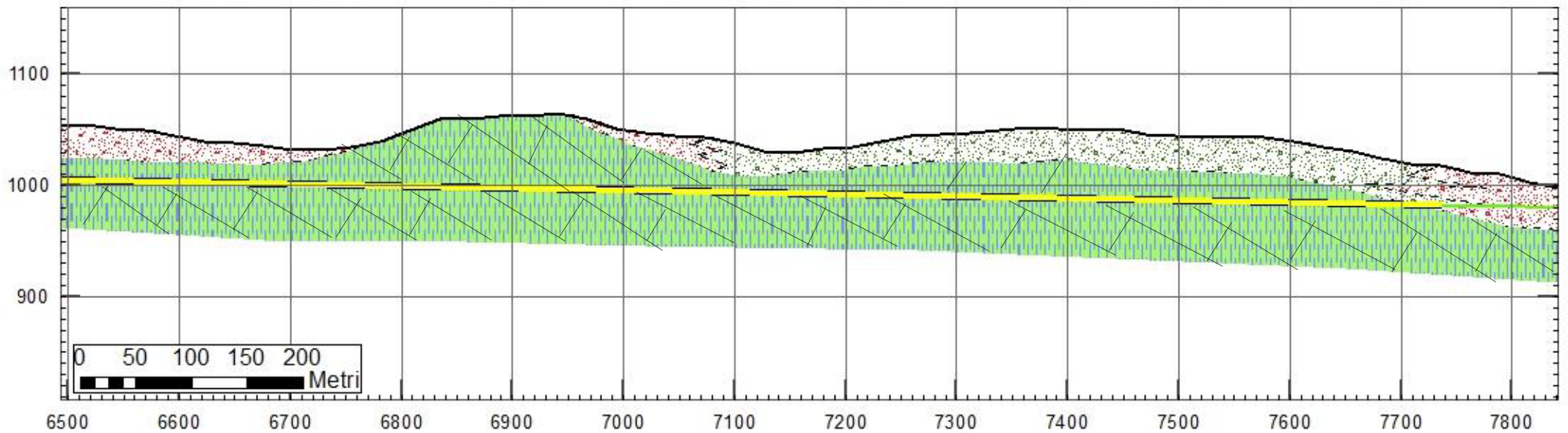
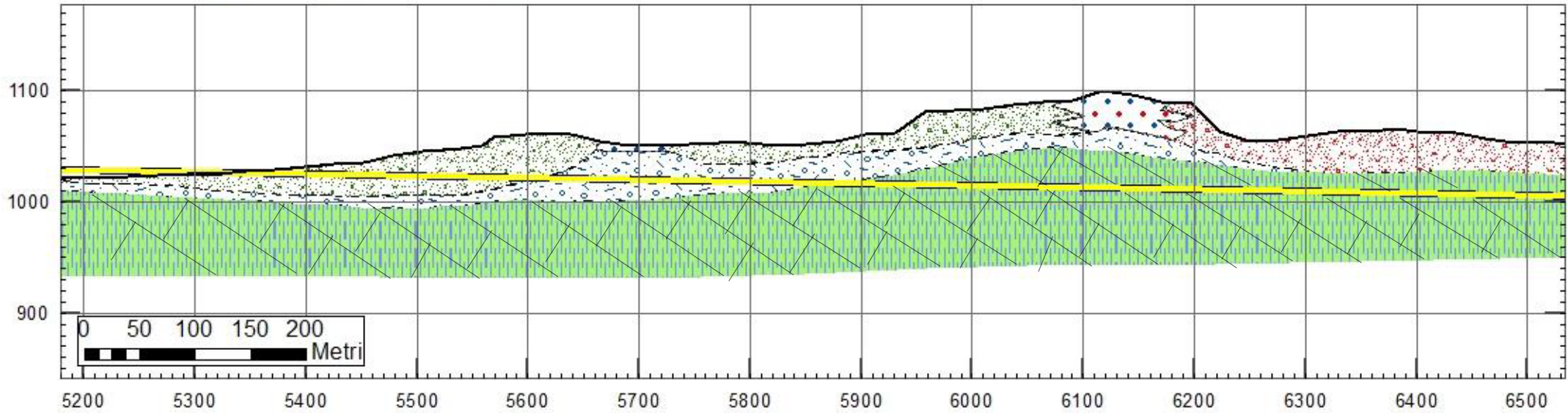
Profilo geologico longitudinale

Tavola 2



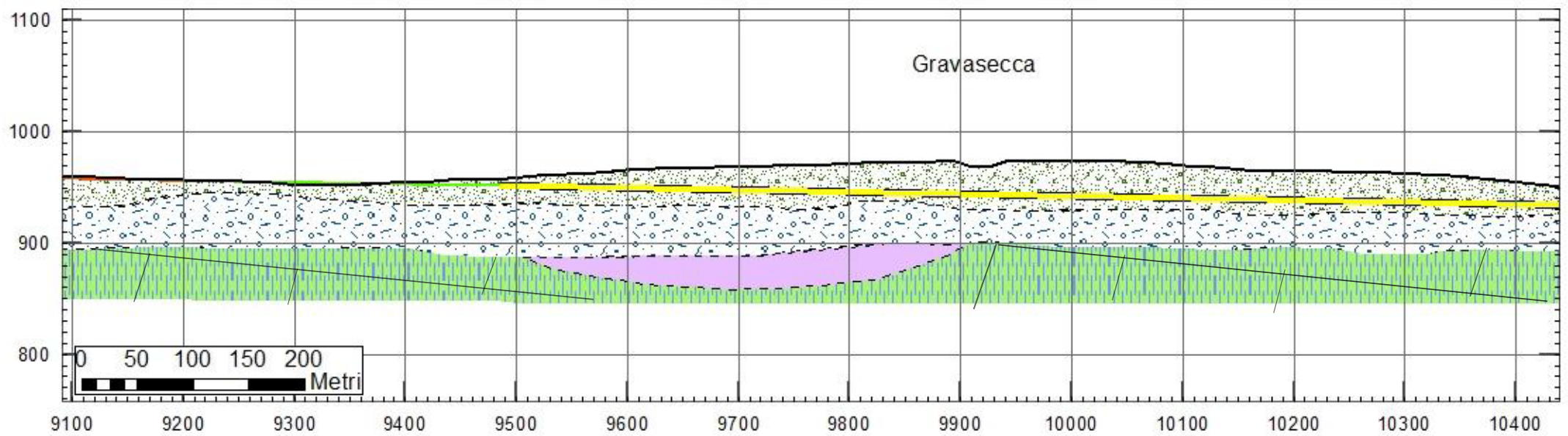
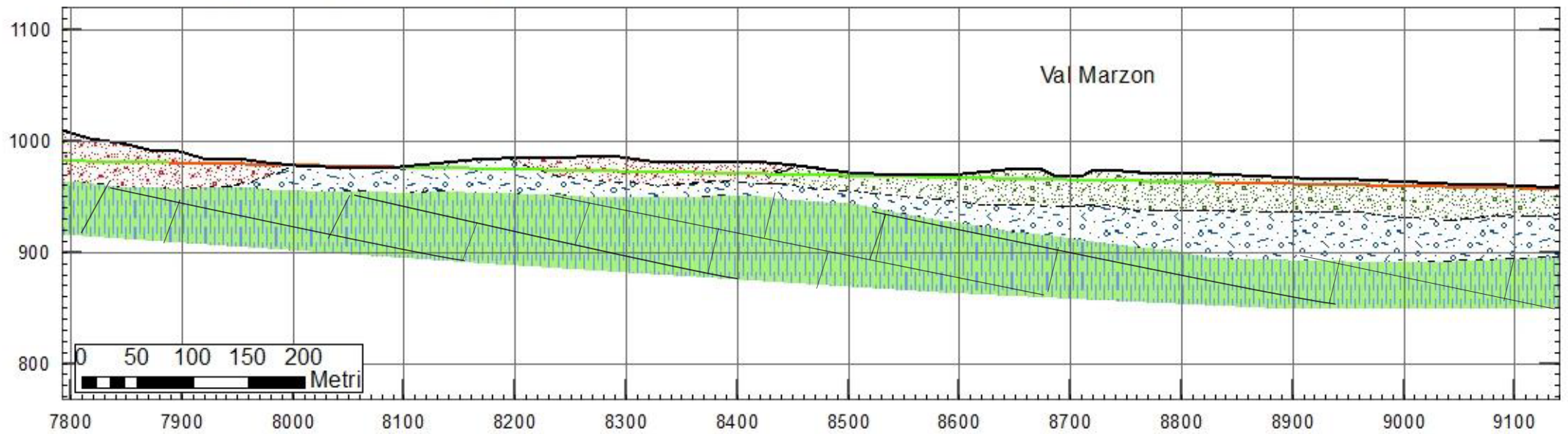
Profilo geologico longitudinale

Tavola 3



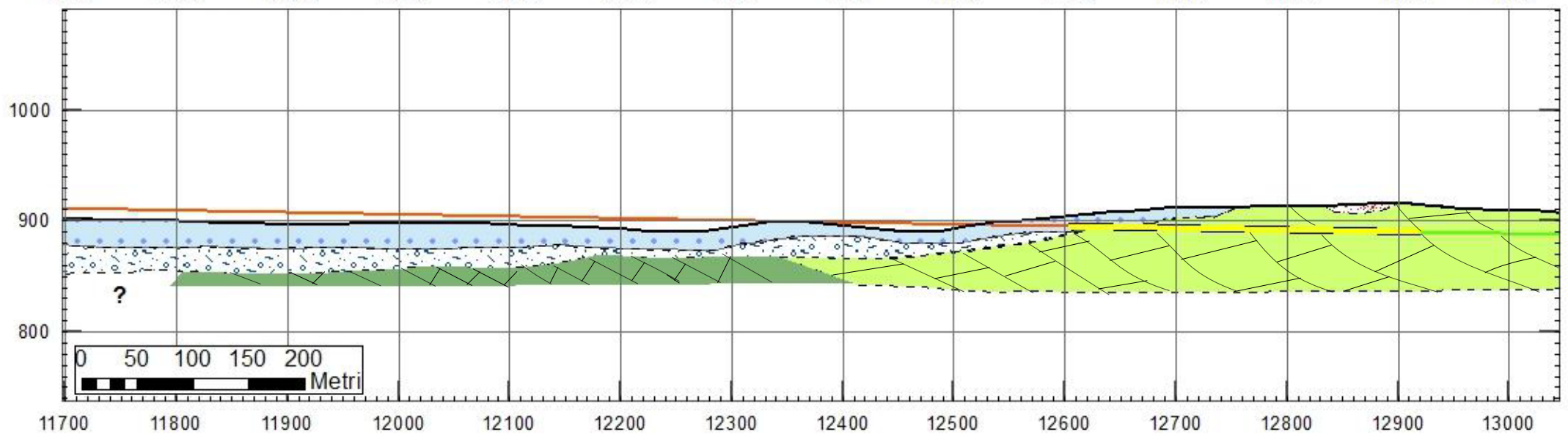
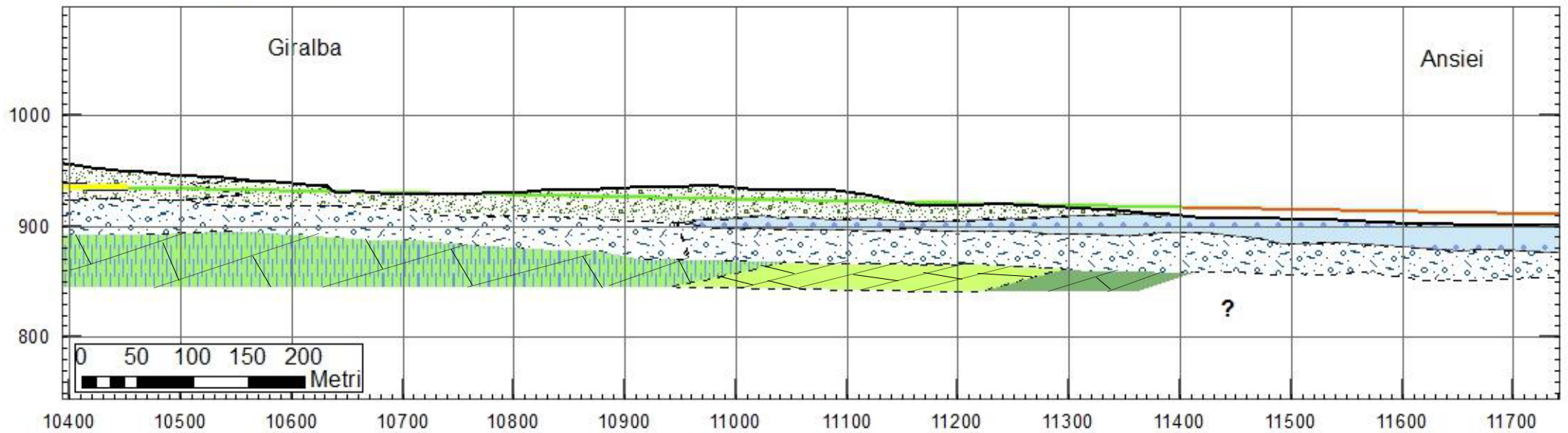
Profilo geologico longitudinale

Tavola 4



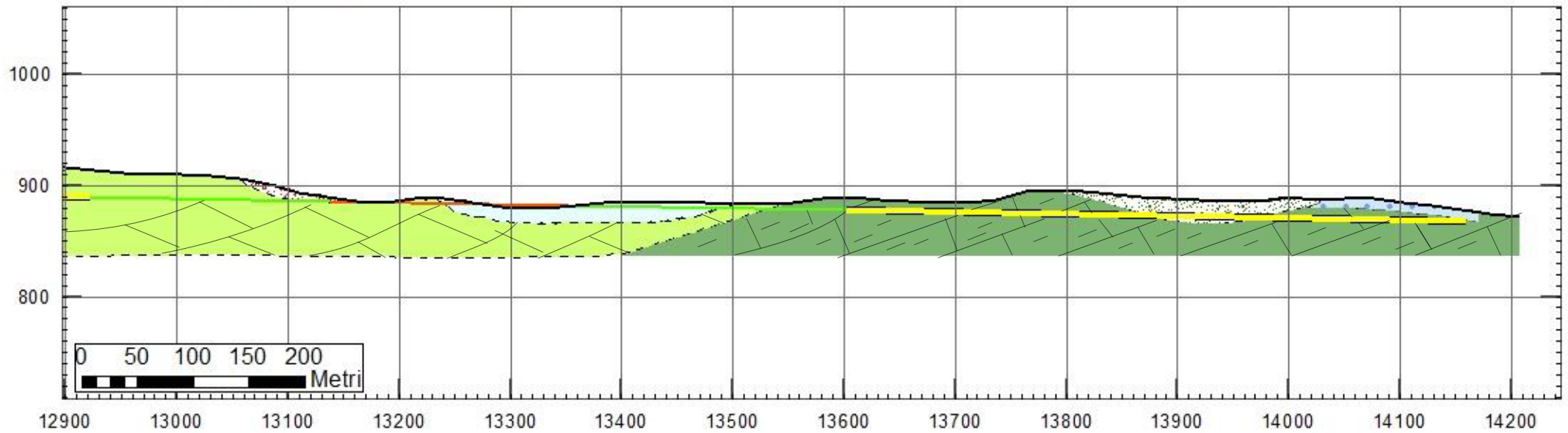
Profilo geologico longitudinale

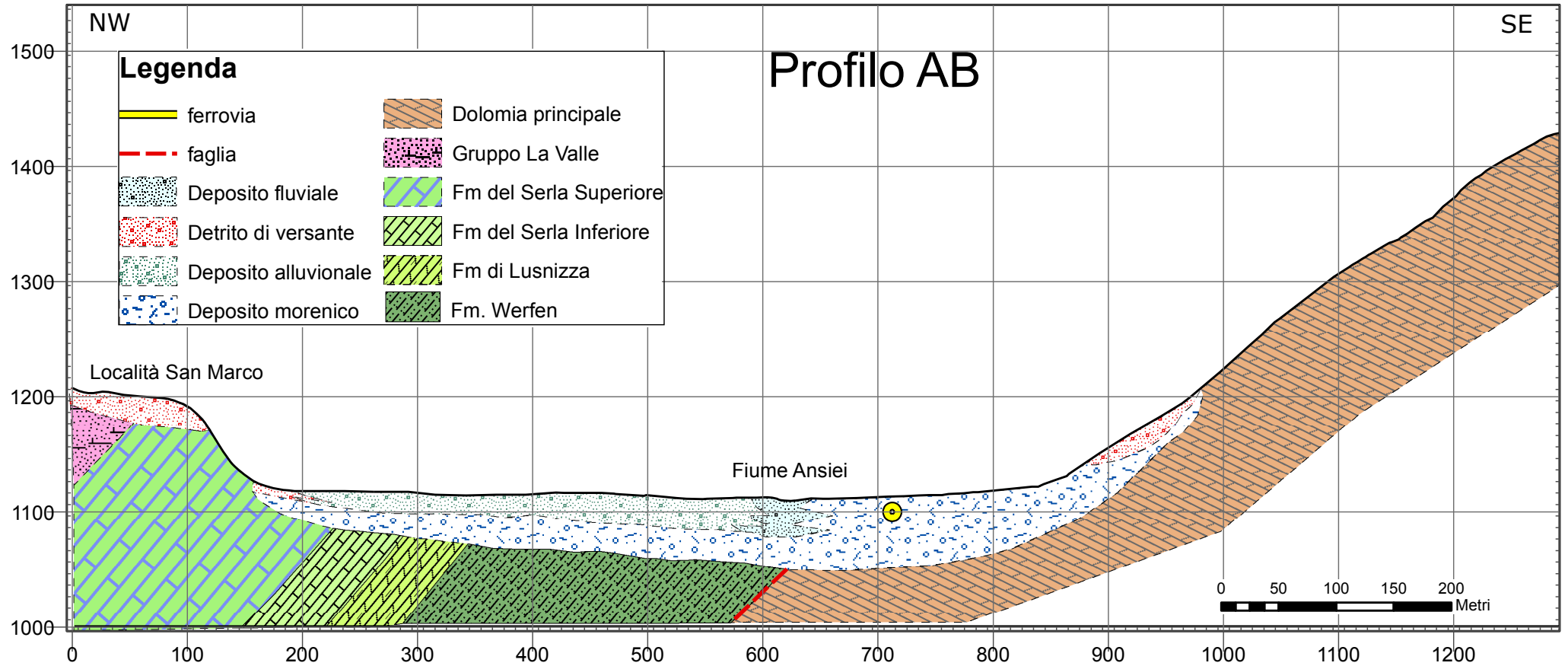
Tavola 5

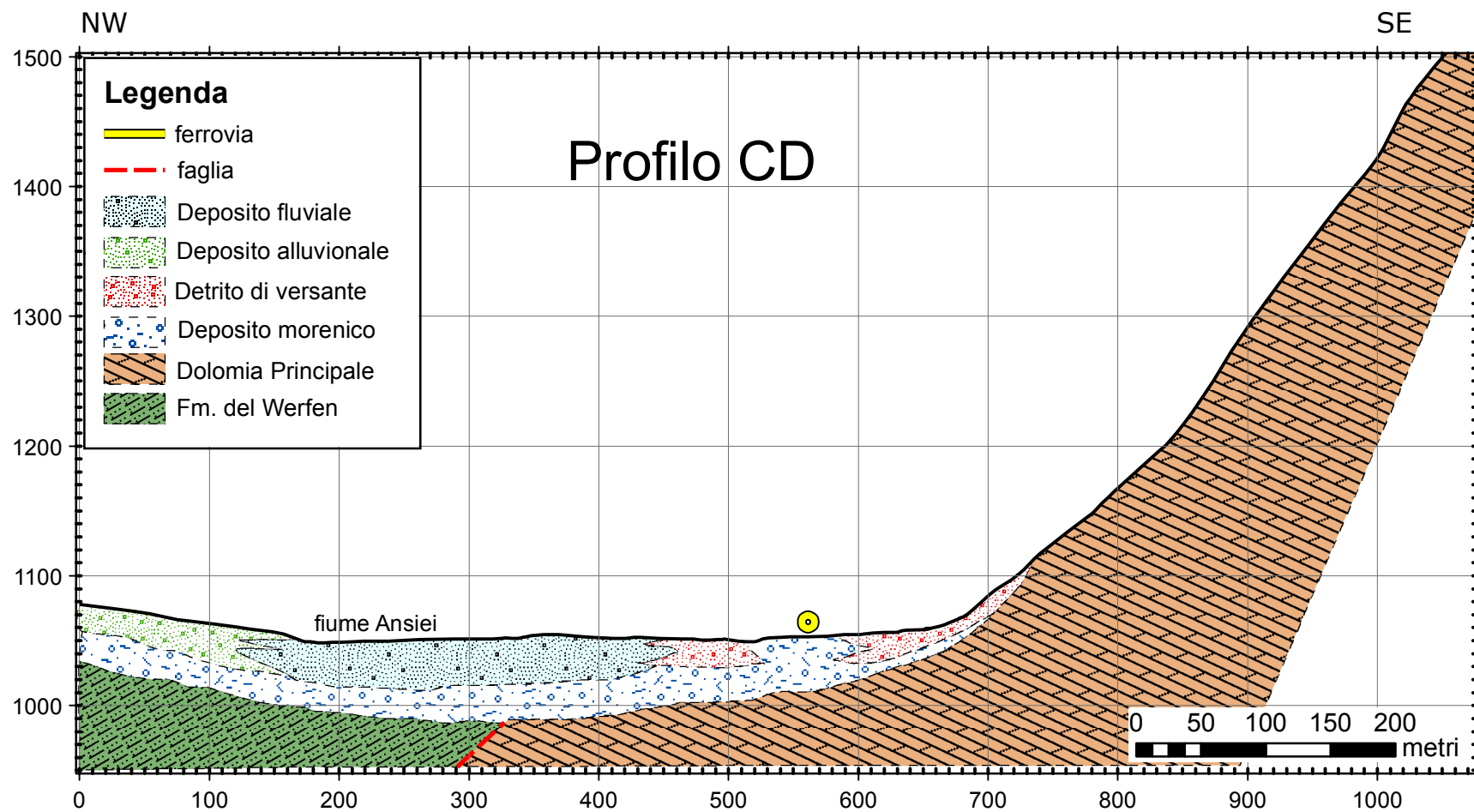


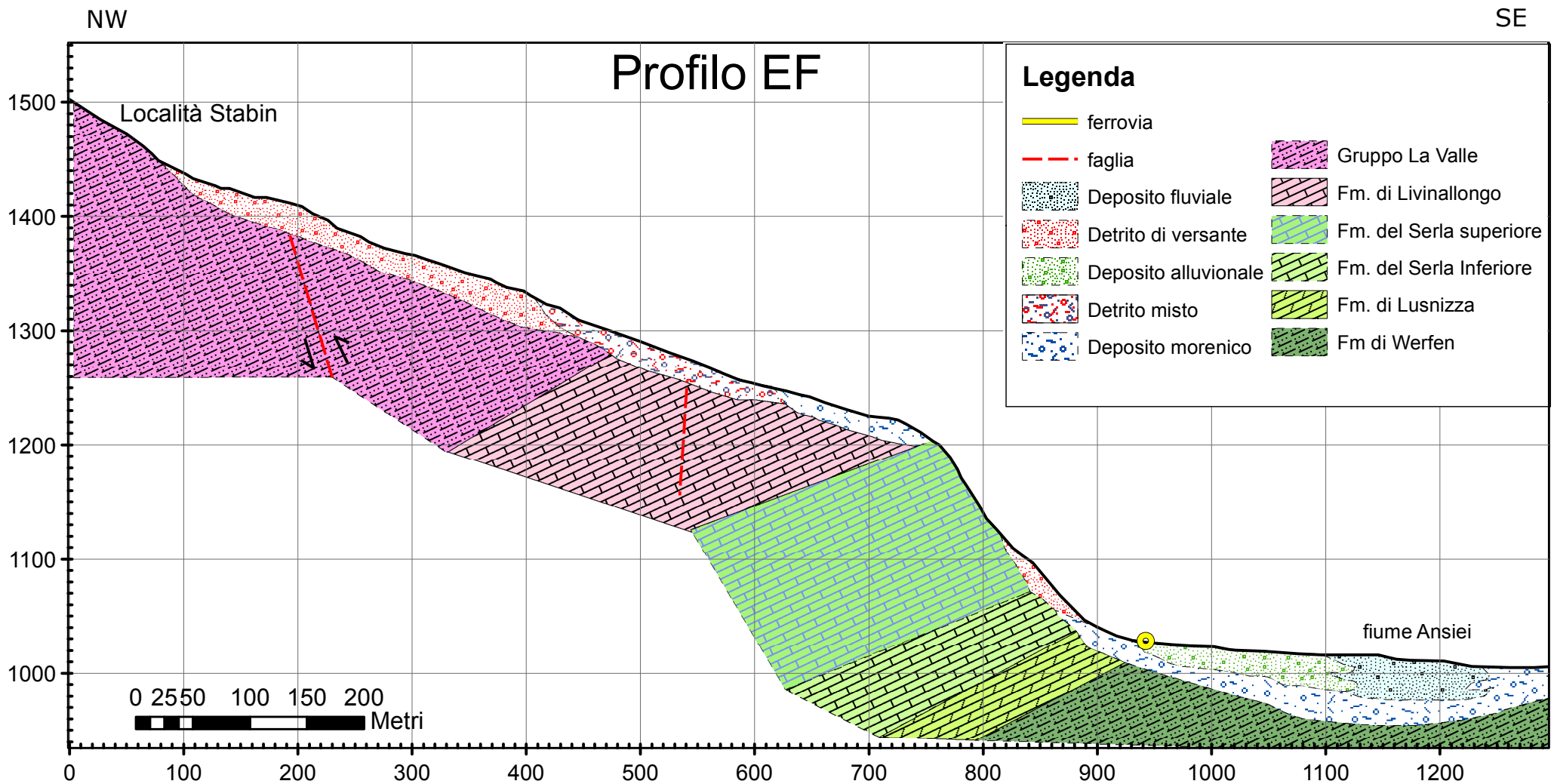
Profilo geologico longitudinale

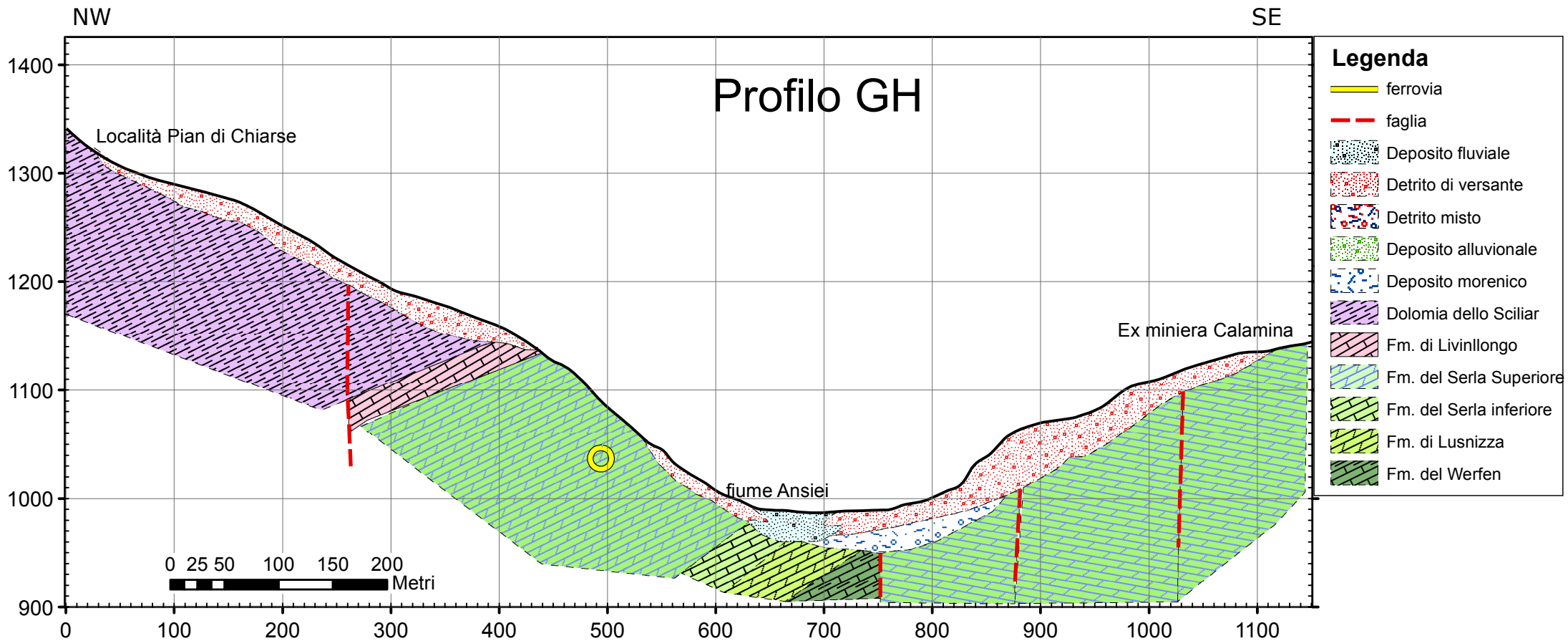
Tavola 6

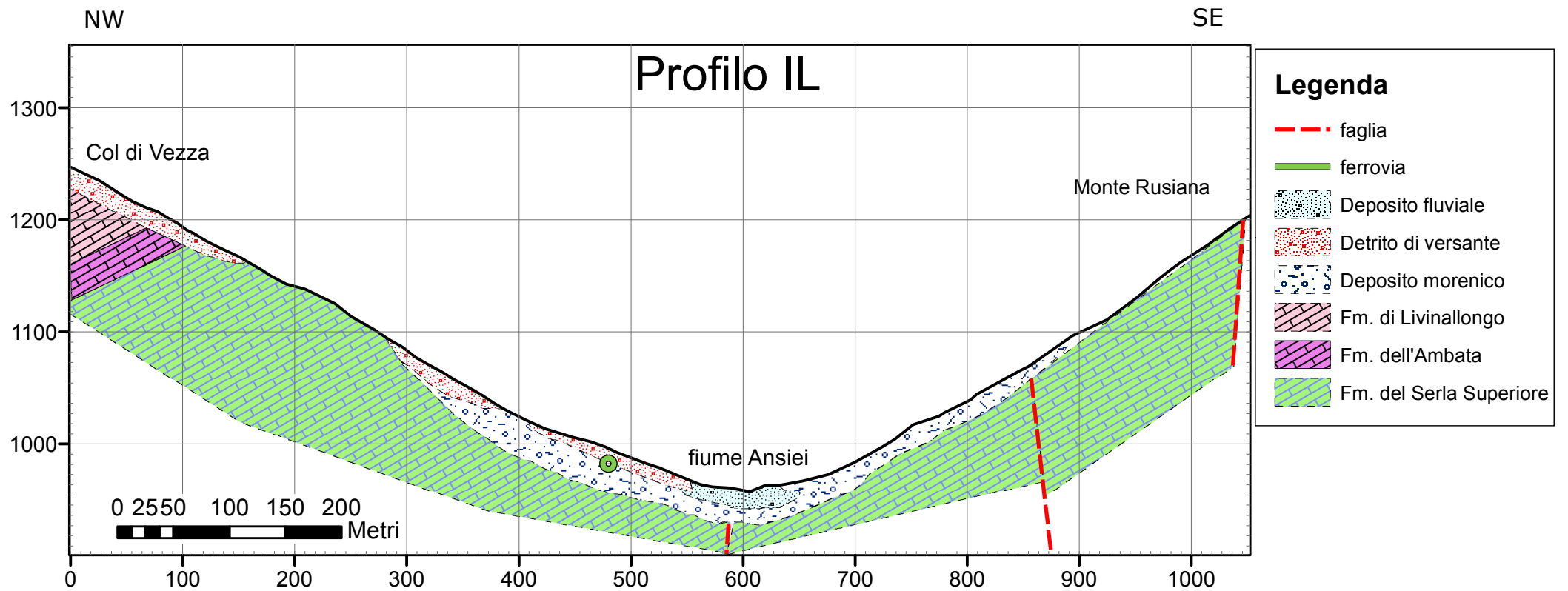


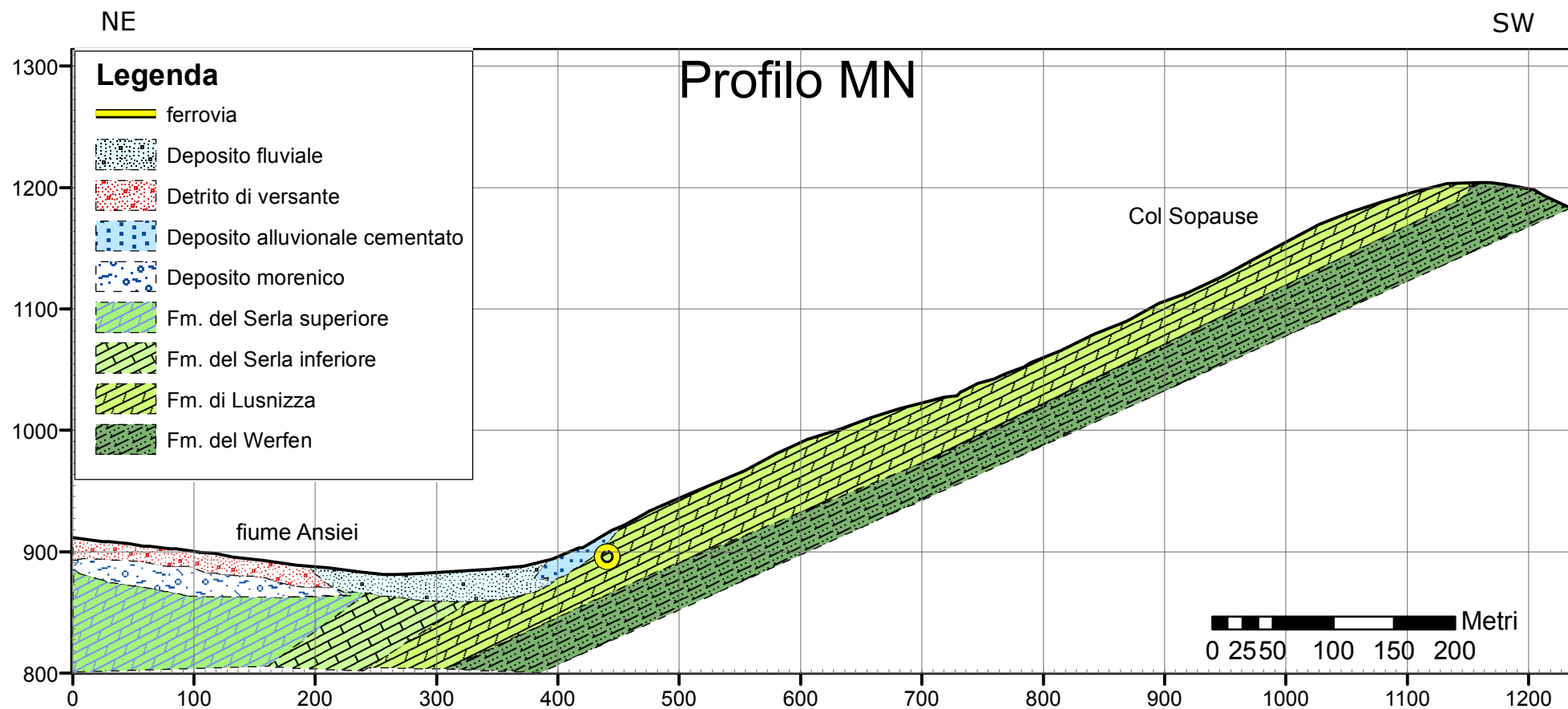












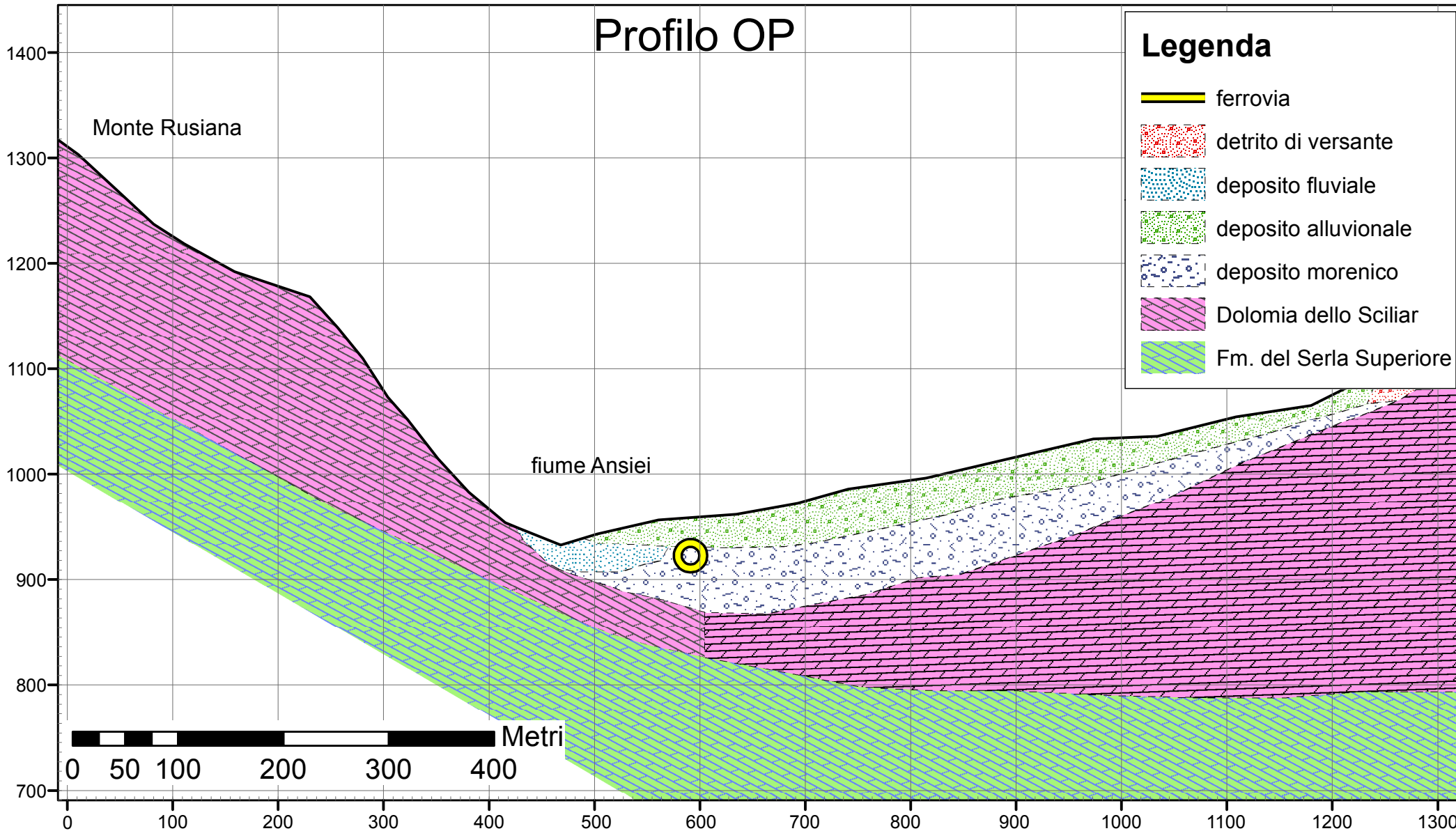
NW

SE

Profilo OP

Legenda

- ferrovia
- detrito di versante
- deposito fluviale
- deposito alluvionale
- deposito morenico
- Dolomia dello Sciliar
- Fm. del Serla Superiore



Monte Rusiana

fiume Ansiei

0 50 100 200 300 400 Metri