



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

Direttore: Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

CURRICULUM GEOLOGIA TECNICA

**STUDIO DEI CARATTERI EVOLUTIVI DELLA
FRANA DI LIGOSULLO (PROVINCIA DI UDINE)**

Relatore: Prof. Mario Floris

Correlatori: Dott. Luca Gandolfo

Dott. Enrico Busnardo

Laureando: Federico Saporito

ANNO ACCADEMICO 2013/2014

INDICE

1.	INTRODUZIONE.....	4-
2.	INQUADRAMENTO GENERALE DELL'AREA.....	6-
	<i>2.1 ALPI MERIDIONALI FRIULANE E LA LORO EVOLUZIONE.....</i>	<i>8-</i>
	<i>2.1.1 IL CICLO ERCINICO.....</i>	<i>10-</i>
	<i>2.1.2 IL CICLO ALPINO.....</i>	<i>12-</i>
	<i>2.2 LA STRUTTURA GEOLOGICA LOCALE.....</i>	<i>14-</i>
3.	INQUADRAMENTO DELLA GEOLOGIA LOCALE.....	19-
4.	ASPETTI GEOMEORFOLOGICI GENERALI.....	28-
5.	IDROLOGIA E IDROGEOLOGIA.....	31-
6.	STUDIO DELLA FRANA DI LIGOSULLO: METODOLOGIE DI STUDIO APPLICATE.....	35-
	<i>6.1 IL RILEVO GEOMECCANICO.....</i>	<i>36-</i>
	<i>6.1.1 JOINT COMPRESSIVE STRENGTH (JCS) E GEOLOGICAL STRENGTH INDEX (GSI).....</i>	<i>41-</i>
	<i>6.2 MONITORAGGIO ATTRAVERSO L'USO DI INCLINOMETRI.....</i>	<i>45-</i>
	<i>6.2.1 RISULTATI DEL MONITORAGGIO.....</i>	<i>52-</i>

6.3	<i>MONITORAGGIO DEL LIVELLO DI FALDA ATTRAVERSO L'USO DI PIEZOMETRI</i>	-54-
6.3.1	<i>RISULTATI DEL MONITORAGGIO</i>	-63-
6.4	<i>PROVE DI LABORATORIO</i>	-64-
6.4.1	<i>ELABORAZIONE DEI DATI</i>	-66-
6.5	<i>SIMULAZIONE NUMERICA DEL FENOMENO FRANOSO</i>	-71-
6.5.1	<i>IL SOFTWARE FLAC 7.0 E FLAC/Slope</i>	-71-
6.5.2	<i>COSTRUZIONE DEL MODELLO NUMERICO</i>	-76-
6.5.3	<i>RISULTATI DELLA SIMULAZIONE</i>	-78-
6.6	<i>ANALISI INTERFEROMETRICA DEL FENOMENO FRANOSO</i>	-86-
6.6.1	<i>IL SAR E L'INTERFEROMETRIA: ASPETTI TEORICI</i>	-86-
6.6.2	<i>STUDIO DELL'AREA DI LIGOSULLO</i>	-93-
7.	CONCLUSIONI	-102-
8.	RINGRAZIAMENTI	-106-
9.	BIBLIOGRAFIA	-107-
	ALLEGATO 1: SEZIONE GEOLOGICA A-A'	-110-
	ALLEGATO 2: SEZIONE GEOLOGICA B-B'	-111-
	ALLEGATO 3: CARTA GEOLOGICA	-112-
	ALLEGATO 4. STRATIGRAFIA DEI SONDAGGI	-114-

1. INTRODUZIONE

La presente tesi è finalizzata allo studio del fenomeno franoso che coinvolge l'intero abitato di Ligosullo (Alpi nord-orientali, Udine) (Fig.1).



Fig.1: Comune di Ligosullo.

Il fenomeno affligge il territorio da molti anni, infatti ad oggi sono stati eseguiti numerosi gli studi geologici e ingegneristici. I primi risalgono agli inizi degli anni 70, effettuati per capire i meccanismi di innesco e studiare le opere più adatte a limitare o impedire una successiva riattivazione; ma fino ad oggi non si è riusciti a dare una spiegazione del tutto esauriente del dissesto.

Punto di convergenza di tutti gli studi è la principale causa di innesco del fenomeno, legata alle precipitazioni e alla conseguente variazione del livello di falda, come si vedrà nello svolgimento di questo lavoro. Il comune di Ligosullo, situato nella regione Friuli Venezia Giulia, presenta un livello di precipitazioni molto elevate in tutto il periodo dell'anno sia sotto forma di pioggia che sotto forma di neve nel periodo invernale.

I dati utilizzati per la caratterizzazione del fenomeno e i successivi studi, sono stati recepiti da due relazioni redatte dall'Istituto di Geofisica e Oceanografia Sperimentale di Trieste.

L'area esaminata è compresa negli elementi cartografici della Carta Tecnica Regionale in scala 1:5000:

➤ MONTE DIMON	032012
➤ TREPPO CARNICO-LIGOSULLO	032051
➤ CRESTA CRAVASTES	032023
➤ PAULARO	032064

Lo studio è stato svolto attraverso le seguenti fasi:

1. Studio della bibliografia relativa all'area d'interesse.
2. Analisi di dettaglio dagli aspetti geologici, strutturali, geomorfologici e idrogeologici della zona.
3. Caratterizzazione del movimento franoso in atto, attraverso l'analisi di dati derivanti da monitoraggi inclinometrici e piezometrici, prove geotecniche e di meccanica delle rocce in laboratorio.
4. Studio dei dati interferometrici satellitari (SAR) delle missioni ENVISAT e ERS per valutare il tasso di spostamento del fenomeno franoso e individuarne eventuali spostamenti differenziali.
5. Sviluppo di una simulazione numerica, con l'ausilio del programma alle differenze finite FLAC 7.0 e FLAC/Slope di Itasca, in grado di riprodurre come la variazione del livello della falda possa influire nella riattivazione del fenomeno, e di come influisce sul movimento complessivo.

Lo scopo di questo elaborato è di arrivare, attraverso l'utilizzo delle tecniche sopra descritte, a una descrizione esaustiva delle condizioni di riattivazione del fenomeno franoso in atto a Ligosullo, valutando come i parametri di resistenza dei materiali, la struttura geologica presente e le condizioni idrogeologiche della zona influiscono su queste condizioni.

2. INQUADRAMENTO GENERALE DELL'AREA

La zona di studio è situata nella regione autonoma Friuli Venezia Giulia, più precisamente nella provincia di Udine e interessa l'intero capoluogo del comune di Ligosullo (Fig 2).

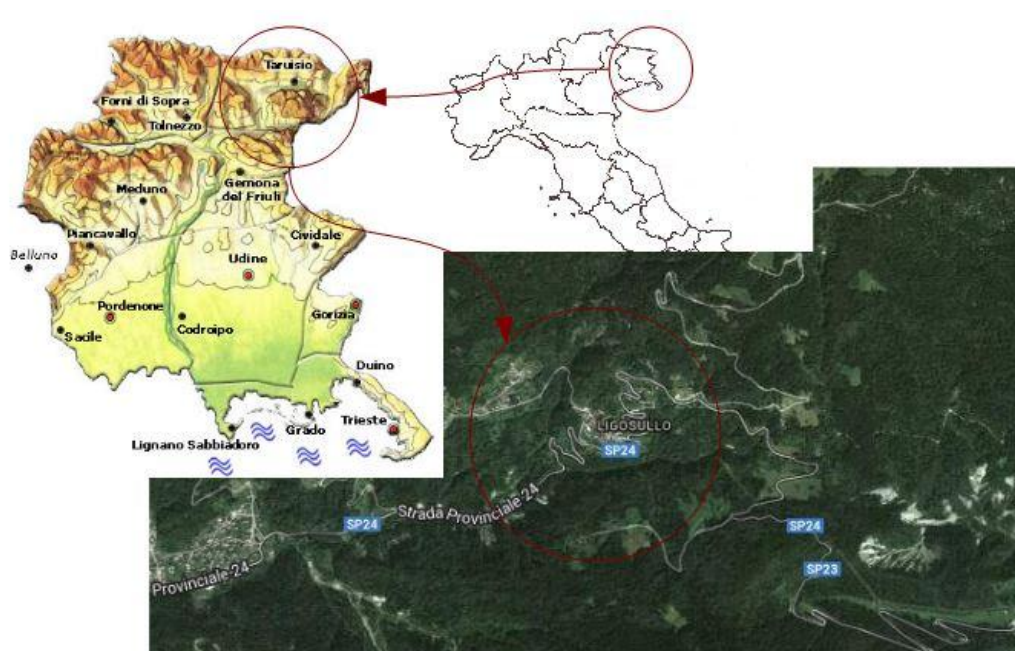


Fig.2: Localizzazione della zona in esame.

L'area si sviluppa nella parte apicale della Val Pontaiba (Carnia orientale), a circa una ventina di chilometri dal più noto comune di Tolmezzo è delimitata a est dal Rio Pit e a sud dal Rio Zupigne, i quali confluiscono a valle dell'abitato.

Il territorio presenta caratteri prettamente montani che caratterizzano le valli alpine. Il principale gruppo montuoso è il massiccio del Paularo con le sue due vette gemelle, il monte Paularo (2043 m s.l.m.) e il monte Dimon (1903 m s.l.m.). Per quanto riguarda l'aspetto idrografico, l'area è caratterizzata da una rete fluviale molto complessa, rientra all'interno del sottobacino idrografico del torrente But, il quale scorre più a valle dell'area di studio attraversando il comune di Paluzza.

Il bacino idrografico del torrente But, a sua volta, rientra nella parte montana del bacino imbrifero del Tagliamento, quest'ultimo ha il suo corso nei pressi della città di Tolmezzo, a circa una ventina di chilometri dall'area di studio.

Il bacino del Tagliamento con una lunghezza di 170 Km, e una estensione di circa 3000 Km² rappresenta il corso fluviale più importante dell'intera Regione.

Restando nell'ambito idrografico l'area non presenta laghi di notevole dimensione, l'unico degno di nota è il Lago Dimon (Fig.3), è situato a monte dell'area di studio questo lago è sito in una piccola conca di spiccata origine glaciale.



Fig.3: Lago Dimon.

2.1 Alpi Meridionali Friulane e la loro evoluzione

Le Alpi sono una catena montuosa composta da due domini principali: l'Austroalpino e il Sudalpino.

Le due parti sono suddivise dal Lineamento Insubrico, a nord di tale lineamento tettonico c'è il dominio dell'Austroalpino costituito da un insieme di falde di basamento ercinico e di coperture meso-cenozoiche che presentano del metamorfismo sincinemato e polifasico (Dal Piazz 1995) (Fig.4). La vergenza di questa parte di catena montuosa è verso Nord (vergenza Europea).

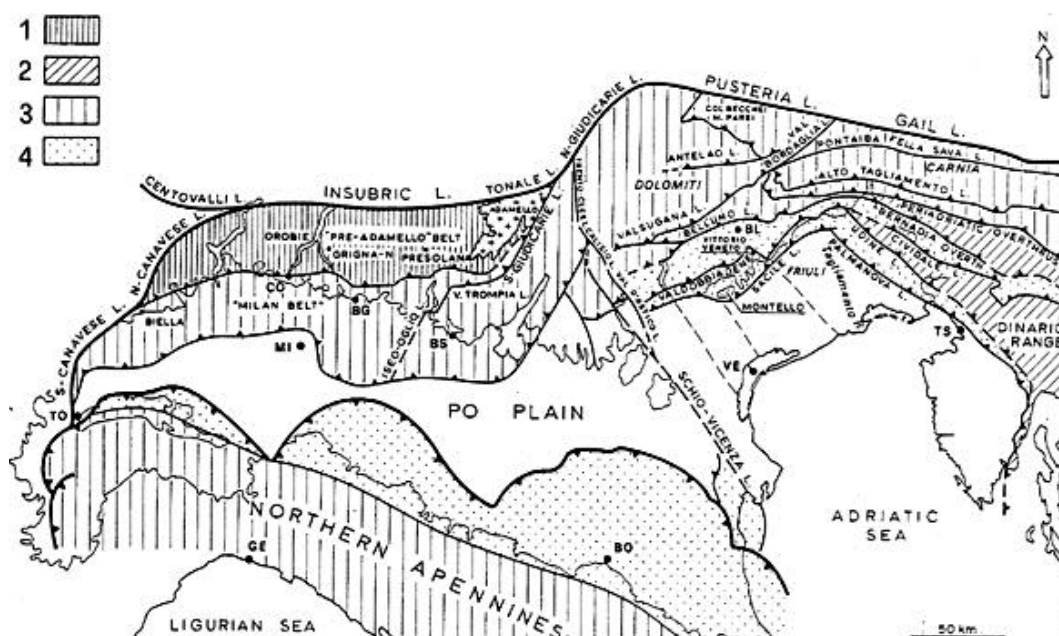


Fig.4: Schema strutturale della Pianura Padana (microplacca Adria) e delle aree adiacenti (modificato da: CASTELLARIN et al., 1982). Legenda: Il Sudalpino è tettonizzato in età eolpina (Cretaceo-Paleocenica) (1) e in età Eocene inf. e medio (2). L'area Appenninica è coeva al settore più occidentale delle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

A Sud del Lineamento Periadriatico, come si può osservare in figura 4, si trovano le Alpi Meridionali o Sudalpino, questo presenta uno stile strutturale diverso da quello descritto prima: ha una vergenza opposta. L'assetto tettonico delle Alpi

meridionali è dominato da accavallamenti con pronunciate anticlinali di rampa, costituite dal basamento cristallino ercinico e dalla sua copertura permomesozoica e cenozoica non metamorfica o, localmente, a metamorfismo di basso grado (Dal Piazz, 1995).

Nella Regione Friuli il territorio può essere distinto in unità orografiche aventi ciascuna una propria individualità geografica e geologica (Fig.5), vengono distinte procedendo da Nord a Sud e da Ovest a Est; le più rilevanti da menzionare per lo scopo della tesi sono:



Fig.5: Suddivisione delle unità orografiche del territorio friulano.

- Catena Carnica o Paleocarnica, estesa in senso E-W sviluppata lungo la valle del Gail in territorio Austriaco. Questa valle nasce lungo un lineamento di importanza regionale, la linea del Gail che rappresenta il proseguo del Lineamento Periadriatico, il quale divide il sudalpino dall'austroalpino. La catena Paleocarnica prosegue fino all'allineamento rettilineo delle valli Pesarina, Calda, Pontaiba; Pontebbana e alto Fella.

Queste valli sono impostate lungo linee tettoniche e sono un'evidente espressione morfologica che collega il Cadore e il Tarvisano. Questa catena è composta principalmente da terreni paleozoici (Fig.5) (Carulli G.B, 2006).

- Alpi Carniche Meridionali o Tolmezzine, si sviluppano a sud della precedente e proseguono fino all'alto corso del fiume Tagliamento. Sono costituite da terreni mesozoici, con prevalenza di quelli medio-triassici, che si innalzano su una base permo-triassica affiorante sul fondo delle principali valli o canali a seguito dell'erosione glaciale e fluviale operata in loro corrispondenza (Fig.5) (Carulli G.B, 2006).

2.1.1.Ciclo Ercinico

Il segmento di catena ercinica, estesamente affiorante nelle Alpi Meridionali orientali, come si può osservare nella figura sottostante, nell'area Carnica viene distinto in due parti, divise dalla linea della Val Brodaglia.

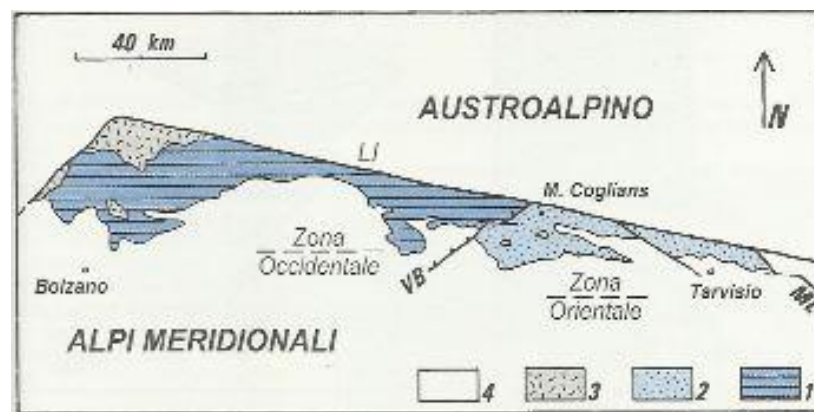


Fig.6: Carta geologica semplificata delle Alpi Meridionali centro-orientali.(1) unità metamorfiche con intrusioni magmatiche eoalpine, (2) unità non metamorfiche, (3) unità metamorfiche, (4) unità di copertura. VB linea della val Brodaglia. (C.Venturini, 1990, M.Pondrelli, 1998).

La parte verso Nord-Ovest, costituisce il tradizionale basamento cristallino del Sudalpino ed è caratterizzata da metamorfismo in facies di scisti verdi.

La parte che si estende a Sud-Est, costituisce il substrato fortemente deformato di età ercinica della Alpi Carniche e Giulie, l'area di studio ricade all'interno di questa zona non metamorfica (Venturini 1990, Pondrelli 1998).

Il segmento non metamorfico, detto catena Paleocarnica, è compreso tra la linea della Val Brodaglia presso Forni Avoltri, e la linea Mojstrana-Ljubljana, situata poco oltre Tarvisio, entrambe risultano elementi tettonici di importanza regionale. La successione stratigrafica della catena Paleocarnica preserva pressoché intatti i propri caratteri sedimentari originari, solo i livelli pelitici della successione, specialmente nella Formazione del Dimon, mostrano una generazione di piani di scistosità che ne obliterano l'originaria stratificazione. Le deformazioni riscontrabili sul territorio, sono dovute a stress compressivi con direzione N120E e possono essere raggruppate in tre stadi successivi, ascrivibili a una fase dell'orogenesi Ercinica, detta fase Carnica (Venturini 1990, Pondrelli 1998, Vai 1976).

- Primo Stadio (Fig.7): l'intera sequenza ordoviciana-carbonifera si scollò dal relativo substrato pre-ordoviciano sviluppando un sistema di macropieghe asimmetriche con fianchi rovesci e vergenza meridionale (SSO), inoltre lungo tutta la catena sono evidenti le fitte pieghe parassite (*drag fold*) che accompagnano le strutture maggiori.

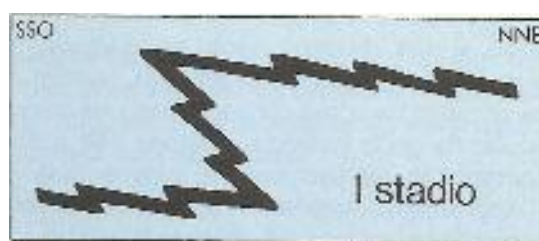


Fig.7: Orogenesi Ercinica, genesi di macropieghe asimmetriche.

- Secondo Stadio (Fig.8): si sviluppano fitti piani di taglio e mesopieghe, aventi le stesse direzioni degli assi delle pieghe del primo stadio. Le nuove strutture fragili risultano caratterizzate da un orientamento N120E, con vergenza SSO e con geometria *flat and ramp*. Lo stile deformativo

risultante è prevalentemente costituito da *duplex* multipli (Venturini C. 1990, Pondrelli M. 1998).

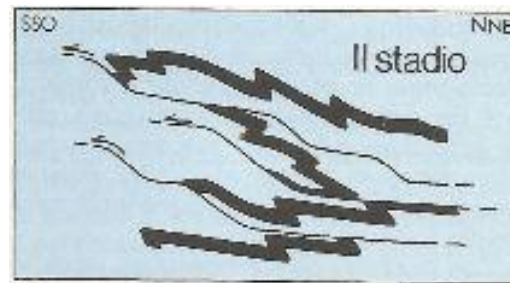


Fig.8: Orogenesi Ercinica, scaglie tettoniche embiccate sezionano e affestano le strutture precedentemente create.

- Terzo Stadio (Fig.9): l'insieme dei precedenti effetti tettonici fu ripiegato coassialmente da un sistema di antiformi pluri-chilometriche con vergenza SSO. Questa struttura risulta essere associata a una piega dovuta ad una faglia. Lo stile deformativo che rappresenta questo stadio è di *fault bend folding*. Le antiformi sono suturate dai depositi permo-carboniferi o dalle Arenarie di Val Gardena, con netta discordanza angolare (Venturini C. 1990, Pondrelli M. 1998)

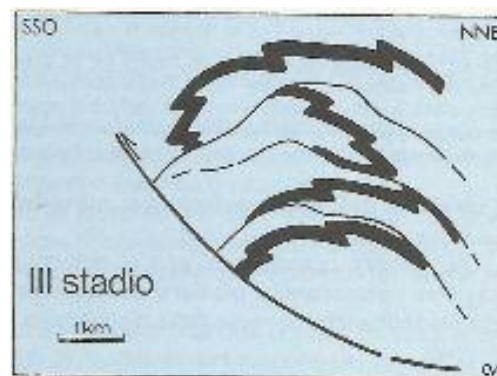


Fig.9: Orogenesi Ercinica, antiformi di rampa sviluppate lungo thrust ripiegano le strutture generate dai due eventi precedenti.

2.1.2. Il Ciclo Alpino

La complessità strutturale che caratterizza il settore orientale del Sudalpino, deriva dalla sovrapposizione, sul medesimo ammasso roccioso, degli effetti della sopracitata orogenesi Ercinica e dell'orogenesi Alpina. Tuttavia c'è da notare che durante il ciclo Alpino molte paleofaglie derivanti dall'oramai concluso ciclo Ercinico, sono state riattivate condizionando così le nuove strutture in formazione (Venturini C. 1991, Pondrelli M. 1998). Come si può vedere dallo schema cronologico in figura 10 l'orogenesi Alpina può essere distinte due fasi:

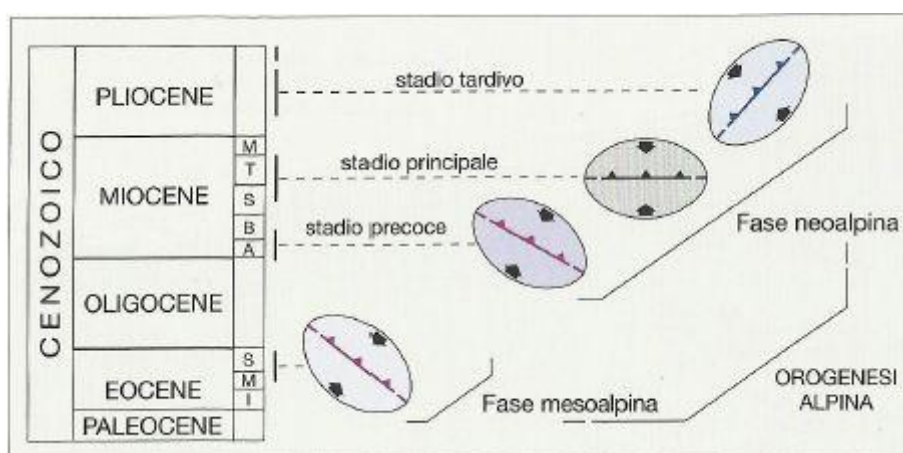


Fig.10: Distribuzione temporale degli eventi compressivi che hanno dato origine all'orogenesi Alpina, tratto da *Evoluzione delle Alpi carniche* (C. Venturini, 2006).

- Fase mesoalpina: le strutture generate durante questo evento orogenico, possiedono un'orientazione circa NO-SE, con vergenza sudoccidentale quasi esclusiva, e sono state prodotte da uno sforzo compressivo massimo diretto verso NE-SO (Doglioni e Bosellini 1987).
- Fase neoalpina: le deformazioni associate a questa fase si sono sviluppate a partire dall'Oligocene sup. fino al Pliocene e Quaternario, risultano essere l'effetto combinato di più stadi deformativi, ognuno connesso a uno sforzo compressivo massimo diversamente orientato. Questo ciclo può essere diviso in tre stadi e sono:

1. Primo stadio (*Cattiano-Burdigaliano*): fa seguito a una fase distensiva collocata tra le fasi meso- e neo-alpine, è caratterizzata da uno sforzo tettonico orientato NNE-SSO. Le deformazioni e raccorciamenti prodotti da questo primo stadio sono di entità trascurabile rispetto alle evidenze prodotte dalle compressioni precedenti e successive. Va comunque puntualizzato che nel settore orientale della Carnia si riscontrano dei sollevamenti di quest'età e sono attribuibili a riattivazione di precedenti fratture. (Venturini e Tunis 1991)
2. Secondo stadio (*Langhiano-Tortoniano*): in questa fase la compressione è orientata N-S e ha dato luogo ad un sistema di catena-avanfossa (Castellarin et. al. 1980). Questo stadio è associato a scorrimenti S-, e in secondo luogo, N-vergenti associati a delle macropieghe, ne deriva una struttura a scaglie embricate S-vergenti. Il principale piano di scollamento di queste strutture è costituito dalle facies evaporitiche permo-triassiche (Venturini 1990, Pondrelli 1998). Inscrivibile a questo periodo è la linea Comeglias-Paularo, importante a livello locale, immergente ad alto-medio angolo verso N con rigetto verticale superiore al km.
3. Terzo stadio (*Messiniano-Pliocene-Quaternario*): le deformazioni connesse a questa fase sono derivanti principalmente da: scorrimenti sia SE- che NO- vergenti con relativi sistemi di pieghe, riattivazioni in compressione di paleofaglie orientate NE-SO, già rimobilizzate come trascorrenti sinistre durante le compressioni N-S (L.Val Bordaglia, L But-Chiarsò), riattivazione di linee ereditate da precedenti compressioni neoalpine. Queste strutture sono evidenti soprattutto nel settore centrale e settentrionale friulano ed indicano uno sforzo compressivo massimo orientato NO-SE (Venturini 1991, Venturini e Carulli 2002).

2.2. La struttura geologica locale

Da come si evince dai paragrafi precedenti e nella figura 11, in cui è rappresentato uno schema tettonico regionale, l'intera area Carnica, ha subito nel corso delle varie epoche geologiche un' intensa attività tettonica.

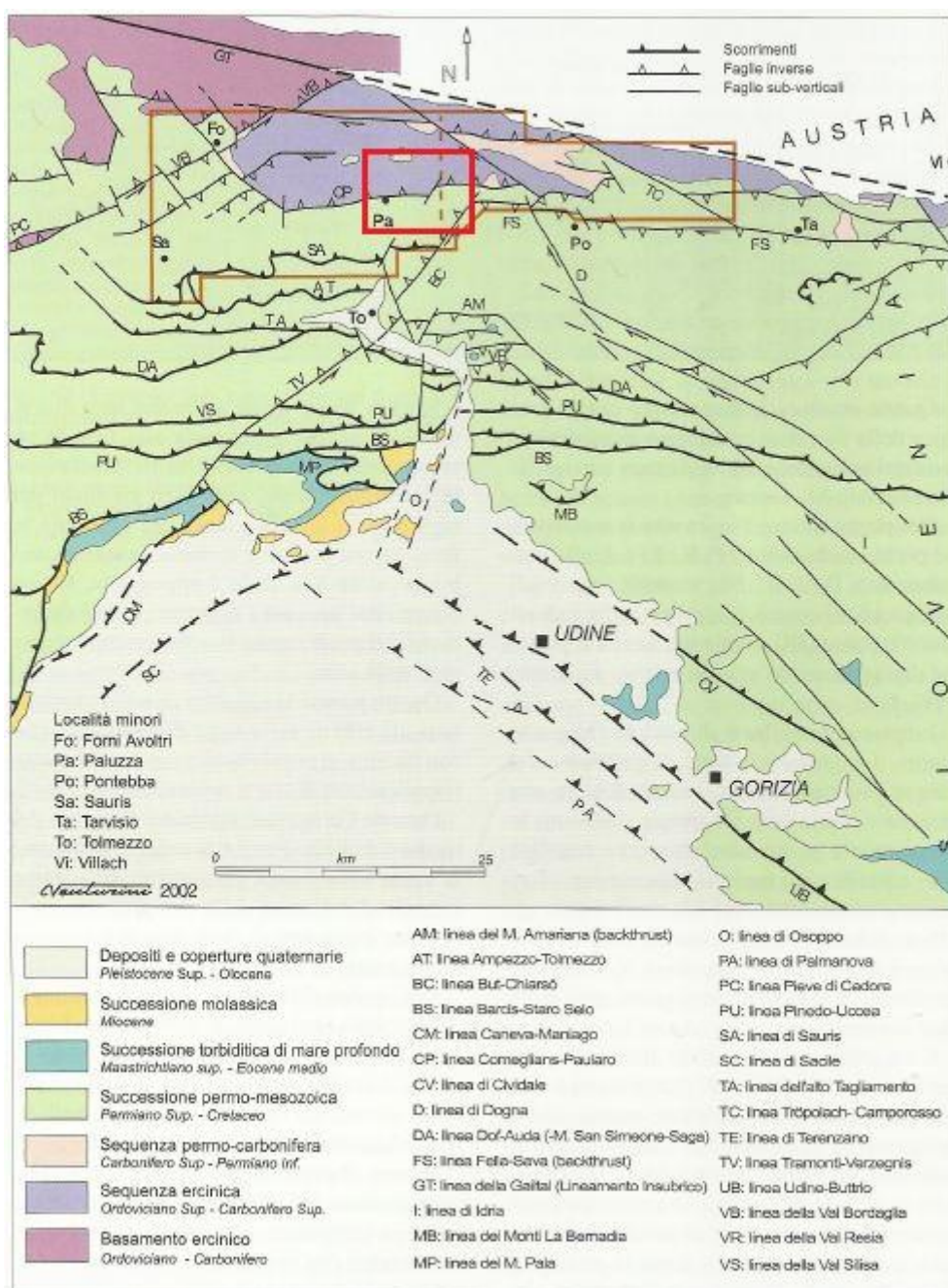


Fig.11: Schema tettonico delle Alpi carniche, il riquadro in rosso evidenzia l'area in studio, tratto da *Evoluzione geologica delle Alpi Carniche* (Venturini 2006).

Come si può vedere dallo schema tettonico, la zona è interessata dalla presenza di una faglia di importanza regionale, la linea Comeglians-Ravascletto-Paularo (Fig.12). Questa è una faglia inversa orientata E-W e con piano immergente a Nord, e con inclinazione a medio-alto con angolo che si attesta sui 60° (Venturini, 2006). Presenta un rigetto verticale che si attesta intorno a 1.5 km, mentre il raccorciamento lungo la direzione orizzontale non supera il km, viene inoltre limitata verso occidente dalle linee della Val Degano; che è una serie di faglie orientate WNW-ESE originariamente sviluppate come faglie sinsedimentarie verticali, sviluppate tra Forni Avoltri e Comeglians in seguito riattivate come faglie trascorrenti di svincolo laterale durante le compressioni neoalpine (Venturini, 2006).

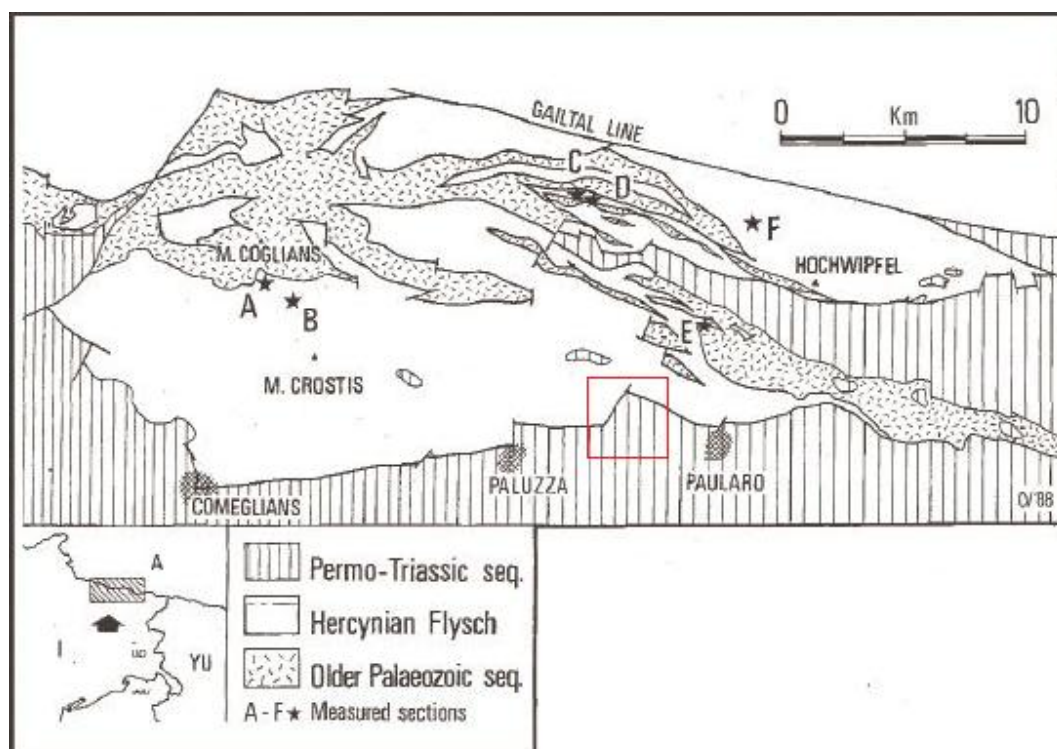


Fig. 12: Schema tettonico dettagliato, in evidenza l'area di Ligosullo (Germani D., 2006).

Questa linea tettonica riveste un'importanza sia a livello locale, che a livello regionale poiché divide le successioni permo-triassiche da quelle paleozoiche appartenenti all'antica catena Paleocarnica, infatti grazie a questa faglia è possibile conoscere in modo approfondito la storia evolutiva della catena ercinica.

Degna di nota è anche la faglia trascorrente sinistra che si sviluppa a W del comune di Ligosullo (Fig.12, 13), che ha svincolato di circa un chilometro la linea Comeglians-Ravascletto-Paularo lungo la quale si è impostato il corso del Rio Pit. Altre strutture presenti nell'area sono due faglie disposte rispettivamente una nel fondovalle e una a metà del versante in studio; entrambe queste discontinuità sono limitate da faglie trascorrenti (Fig.13).

L'effetto prodotto da queste sulla struttura profonda è, come si può osservare nella sezione (Fig.14) (Allegati 1 e 2, Sezioni), lo sviluppo di una serie di pieghe anticlinali da rampa, le quali trovano evidenza in campagna attraverso le giaciture rilevate; inoltre questa struttura può aver influito sul primo innesco del fenomeno, fornendo un piano di scivolamento costituito dalle superfici di discontinuità litologiche che hanno un'orientazione circa concorde con la direzione di massima pendenza del versante

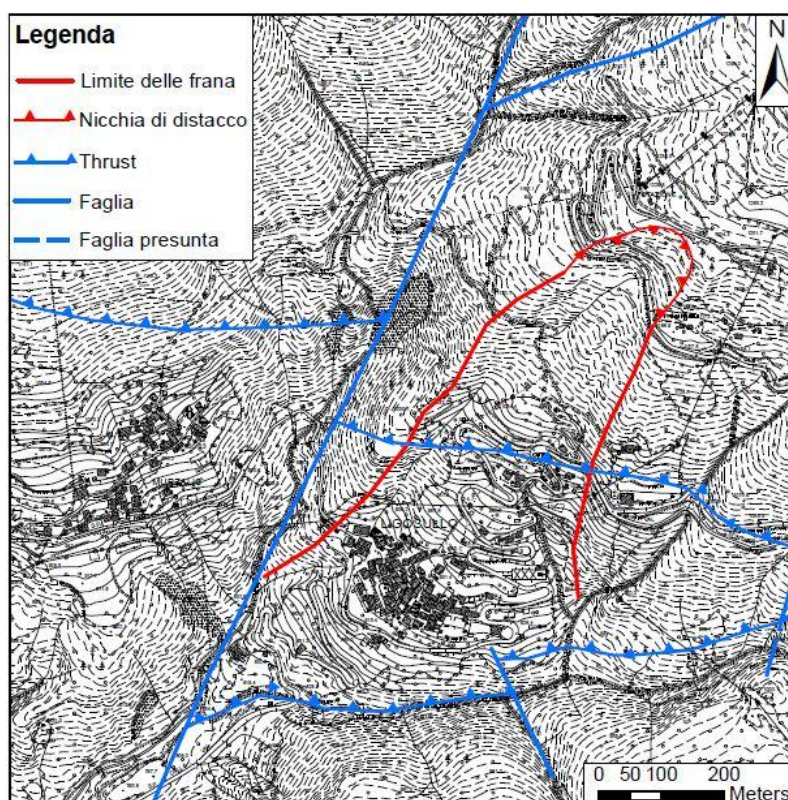


Fig.13: Estratto della carta geologica con in evidenza le strutture tettoniche.

Durante lo studio di campagna, è stato possibile verificare la posizione di una sola faglia, quella che taglia a metà il versante, mentre quella collocata nel fondovalle non è rilevabile a causa della fitta vegetazione presente, quindi è stata assunta in tale posizione dopo un approfondito studio bibliografico e cartografico della zona, inoltre non è possibile stabilirne né il rigetto prodotto, per mancanza di affioramenti apprezzabili nella zona, né l'età vista la complessità strutturale della zona.

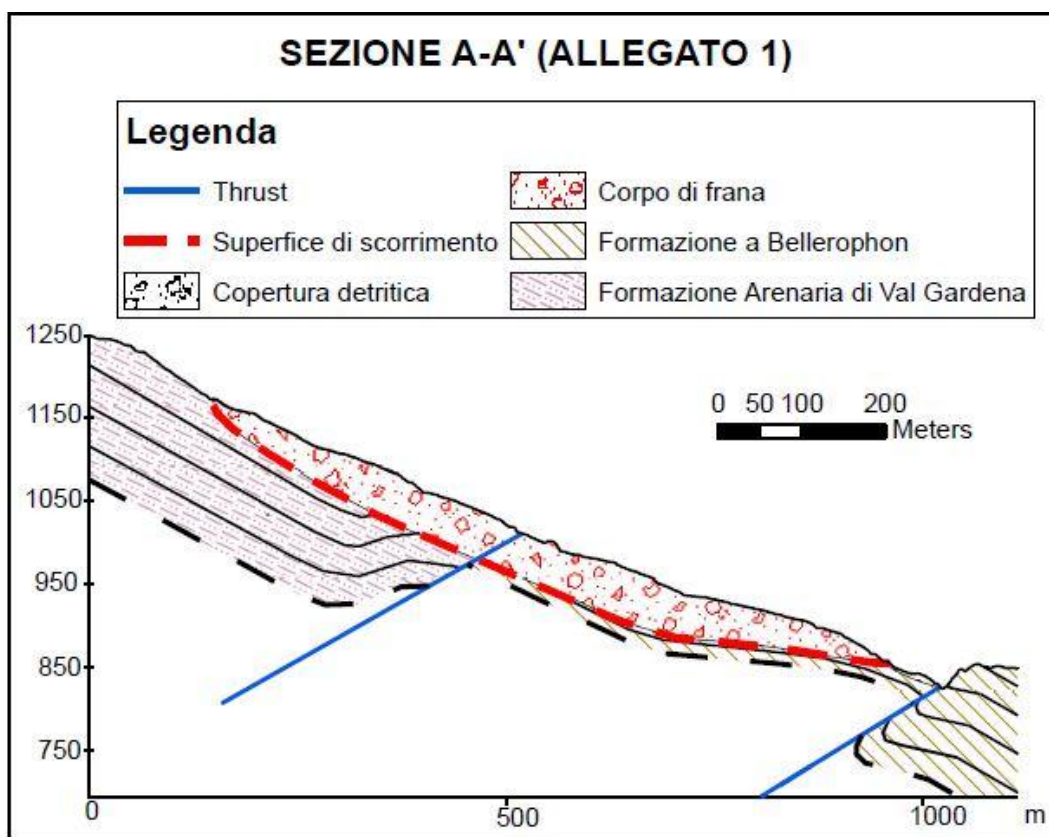


Fig. 14: Sezione geologica longitudinale.

3 INQUADRAMENTO DELLA GEOLOGIA LOCALE

Per quello che riguarda la geologia locale di Ligosullo (Fig.19) essa è rappresentata da affioramenti attribuibili sia alla successione paleocarnica che alla fase iniziale della successione successione permo-triassica. Più precisamente nella zona si possono distinguere le seguenti formazioni:

1- Formazione del Dimon (*Bashkiriano- Carbonifero sup.*)

Questa Formazione si presenta nella parte settentrionale della zona di studio, in destra idrografica del Rio Pit. Essa rappresenta l'unità ercinica affiorante, arealmente più estesa dell'area Carnica. È costituita da prevalenti areniti e peliti grigio-verdi, nelle quali a livelli variabili da zona a zona, si intercalano spessi orizzonti pelitici e argillitici rossi e verdi e prodotti sub-vulcanici e vulcanici basici. L'unità raggiunge complessivamente potenze di 800 m di cui circa 200 m sono rappresentati da vulcaniti e vulcanoclastiti grossolane; gli orizzonti più potenti e continui di argilliti rosse e verdi non raggiungono il centinaio di metri (Fig.15). Superiormente la formazione è troncata da una superficie erosiva su cui poggiamo le formazioni del permiano inferiore o permiano superiore, come nella zona in studio. (Asserto R. & Desio A. 1968, C. Venturini 2006) (Allegato 3, Carta geologica)



Fig.15: Affioramento della Formazione del Dimon.

2- Formazione delle Arenarie di Val Gardena (*Permiano Sup.*)

È la Formazione principale della zona di studio (Fig.16), su essa si è sviluppato l'intero corpo di frana. Si tratta di una Formazione continentale trasgressiva costituita in gran parte di arenarie e peliti di colore rosso e grigio, cui si associano, in corrispondenza della transizione con la formazione a Bellerophon, marne varicolori e occasionalmente dolomie chiare. Nella base della formazione è presente un conglomerato basale (Conglomerato di Sesto, figura 17). La stratificazione è netta con spessori compresi tra i 15 ed i 60 cm, nelle argilliti spesso si riscontrano dei livelli schiariti di colore bianco verdastro, dovuti all'alterazione chimica della roccia. A livello regionale lo spessore della Formazione è di circa 500-600 m, tende a presentare gli spessori massimi nel Comelico e minimi in Carnia. A Ligosullo lo spessore di questa Formazione è valutabile in 150 m nella zona compresa tra Paluzza e Paularo. Al tetto il limite con la formazione a Bellerophon è di tipo transizionale, infatti si riscontrano ripetutamente delle interdigitazioni tra le due formazioni (Asserto R. & Desio A. 1968, C. Venturini 2006) (Allegato 3, Carta geologica)



Fig. 16: Affioramento della Formazione dell' Arenarie di Val Gardena.



Fig. 17: Affioramento del Conglomerato di Sesto.

3- Formazione a Bellerophon (Permiano Sup.)

La Formazione affiora a valle di Ligosullo. Si tratta di un' unità depositata durante una fase di trasgressione mariana, infatti è tipica di un ambiente lagunare o di mare poco profondo, dove si vengono a generare le condizioni più adatte per la deposizione di facies evaporitiche (Fig.18). Nell'area si possono distinguere due facies: la prima composta da gessi saccaroidi con livelli marnoso argillitici, queste ultime intercalazioni sono di spessore modesto e di colore bruno chiaro, ma talvolta possono diventare nere per la presenza di materiale organico; lo spessore di questo membro raggiunge i 100 m. La seconda facies presenta alternanze di dolomie e breccie dolomitiche con livelli marnosi, in alcune zone si riscontra anche la presenza di livelli arenitici bituminosi caratterizzati dalla forte presenza di materiale organico (Asserto R. & Desio A. 1968, C. Venturini 2006) (Allegato 3, Carta geologica).



Fig. 18: Affioramento della Formazione del Bellerophon.

4- Depositi Quaternari

Il quaternario è rappresentato in zona da depositi morenici, paleofrane conoidi torrentizi e detritici, fasce di detrito di falda e frane recenti, tutti materiali incoerenti (Allegato 3, Carta geologica)

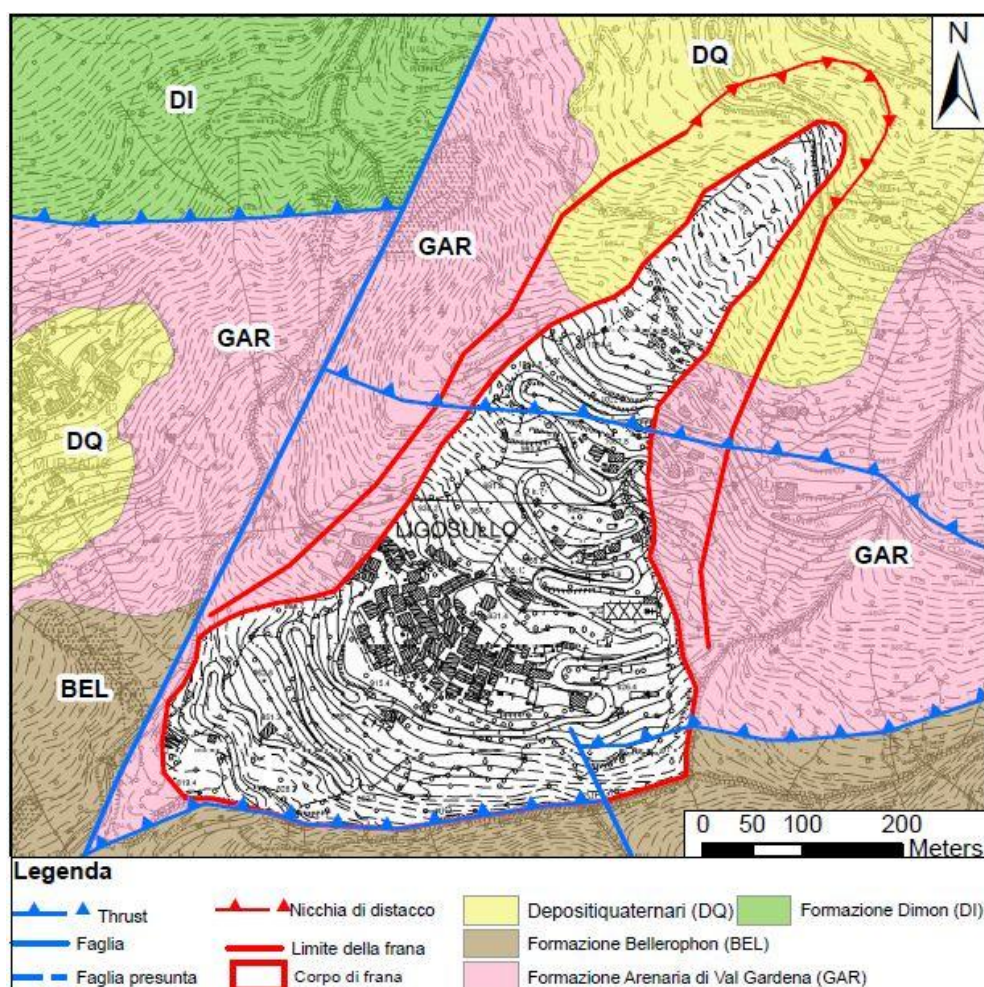


Fig. 19: Estratto della carta geologica.

Tuttavia bisogna fare una piccola nota per quello che riguarda la stratigrafia locale.

L'istituto di geofisica e oceanografia di Trieste nel corso degli studi eseguiti, ha commissionato anche l'esecuzione di sondaggi geognostici per poter meglio definire la stratigrafia del versante. Sono stati eseguiti sei sondaggi con l'utilizzo di un carotatore continuo, ne sono risultati sei pozzi di lunghezza diversa, che illustrano quale sia la geologia al di sotto dell'abitato di Ligosullo, viene messa in luce la presenza di una struttura particolarmente complessa.

Il sondaggio P1/98 situato a valle dell'abitato (Fig.20, Allegato 4, stratigrafie dei sondaggi), raggiunge la profondità di 40 m, in cui i primo 30 m sono composti da ghiaia fine i matrice sabbiosa e limosa, di colore rosso vinato, associabile ad un

terreno disgregato e alterato della formazione delle Arenarie di Val Gardena; al di sotto fino alla fine del sondaggio si riscontra la presenza di gessi appartenenti alla Formazione del Bellerophon.

Per i sondaggi P2/98, P3/98, P4/98 e P5/00 (Fig.20, Allegato 4, stratigrafie dei sondaggi), profondi rispettivamente 50,50 m, 58,50 m, 82,50 m e 80,00, si riscontra una situazione simile, nella parte superiore del sondaggio si hanno dei materiali composti da ghiaie come quelli descritti per il sondaggio P1/98, ma in questo caso sono presenti dei livelli di roccia intatta. In corrispondenza della superficie di scorrimento, alle corrispondenti profondità, si trovano dei materiali composti da ghiaie sabbiose grigio giallastre di natura calcareo-gessosa, questo livello presenta uno spessore che varia dai 50 cm ai 2 m di spessore; al di sotto di questo materiale si riscontra nuovamente la presenza di materiali gessosi appartenenti alla Formazione del Bellerophon.

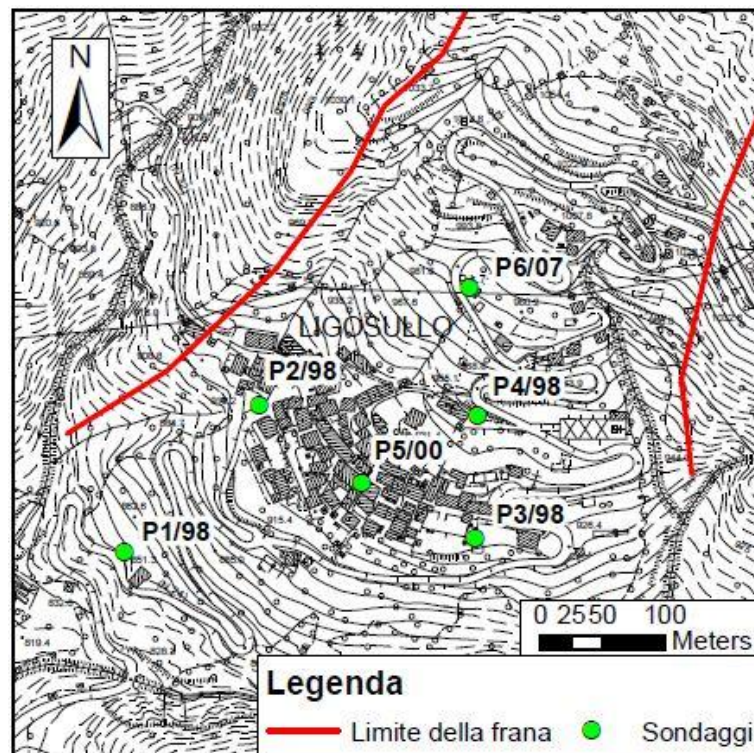


Fig. 20: Dislocamento dei sondaggi geognostici all'interno dell'area in studio.

Da come si può notare dalla descrizione sopra, la struttura geologica profonda presenta un certo grado di complessità, infatti la situazione stratigrafica riscontrata contrasta con la successione normale, la quale prevede che sia la Formazione del Bellerophon il termine superiore della successione Permo-Triassica e non la Formazione dell' Arenaria di Val Gardena.

Questi due termini della successione stratigrafica, come si può leggere nella descrizione delle litologie, non presentano un contatto regolare ma presentano un limite di tipo transizionale che prevede l'esistenza di interdigitazioni tra le formazioni.

Durante le fasi di rilievo, si è investigata l'intera area circostante al corpo di frana, sono stati individuati pochi affioramenti, prevalentemente localizzati lungo le incisioni vallive presenti. Tali affioramenti sono quasi esclusivamente costituiti dalla Formazione dell' Arenaria di Val Gardena, mentre quelli relativi alla Formazione del Bellerophon sono stati individuati nel versante opposto a quello in studio.

Per dare spiegazione alle evidenze emerse dai sondaggi e dal rilievo di campagna, si è proceduto con un'analisi, e stima dei volumi coinvolti nel fenomeno franoso attraverso l'uso del software *ArcGis* della *ESRI* (Price M., 2001).

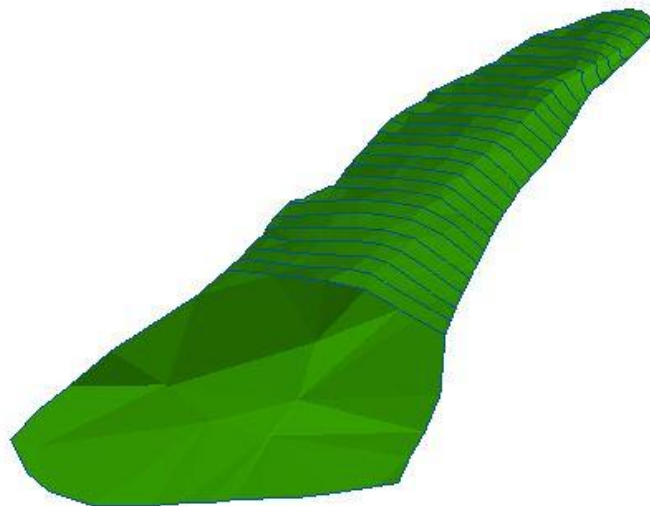


Fig. 21: Visione tridimensionale della superficie di scorrimento.

Si è proceduto ipotizzando che la successione stratigrafica sia normale, e che la parte basale del versante in cui è in atto il movimento franoso, sia composta dalla Formazione del Bellerophon; mentre la parte superiore di tale versante, al di sopra della faglia inversa, costituita da Arenarie di Val Gardena. Con tale conformazione il volume stimato per l'Arenaria di Val Gardena, non è sufficiente a coprire il volume dell'intero corpo di frana; dalle stime eseguite risulta che il volume totale del fenomeno franoso in atto è di circa 7 milioni di m³, e che il volume di arenaria compreso all'interno del coronamento, mantenendo valide le ipotesi precedenti, risulta essere pari a 5,5 milioni di m³. Tale differenza volumetrica non è spiegabile attraverso la sola erosione del corpo di frana ad opera del Rio Zupigne situato al piede del corpo di frana.

Alla luce di tali risultati si può pensare che nella zona di Ligosullo le due formazioni si interdigitino creando questa alternanza litologica. Tale ipotesi trova riscontro anche nello studio eseguito da *Cassinis* e *Ronchi*, nel quale viene pubblicata una colonnina stratigrafica costruita nel paese di Paularo situato a una decina di chilometri a Ovest della zona di studio.

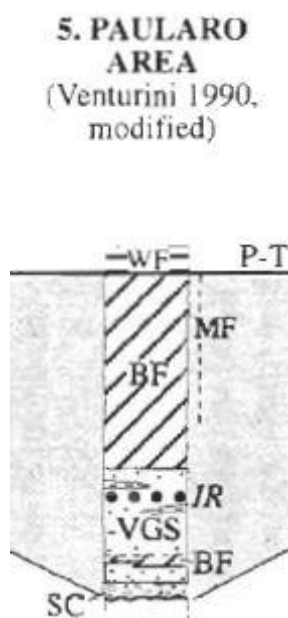


Fig. 22: Colonnina stratigrafica dell'area di Paularo BF:Form. Bellerophon VGS: Form. Arenaria Val Gardena WF: Form. Werfen P-T: limite permo-trias. (Cassinis e Rocchi).

Si può notare dall'immagine (Fig.22) che in tale stratigrafia c'è un'alternanza tra Arenarie di Val Gardena e Bellerophon simile a quella riscontrata a Ligosullo. Tuttavia le informazioni disponibili da letteratura e quelle riscontrate in campagna, non sono sufficienti ad avvallare completamente questa ipotesi.

Altra ipotesi possibile è che l'attuale conformazione stratigrafica sia causata dalla tettonica compressiva che subì l'area Carnica e che tuttora subisce. Infatti, come esposto nel capitolo dedicato alla struttura tettonica locale, si riscontra la presenza di scorrimenti a medio-alto angolo immergenti verso Nord, tali faglie che disturbano il versante possono aver causato la dislocazione delle due Formazioni rocciose.

Durante lo svolgersi dello studio, per avere una maggior precisione nella definizione della stratigrafia, è emersa l'utilità di eseguire altri sondaggi che raggiungano una profondità superiore a quella raggiunta da quelli già eseguiti; questo permetterebbe di escludere una delle ipotesi esposte in precedenza.

4. ASPETTI GEOMORFOLOGICI GENERALI

All'interno dell'area studiata, durante la fase di rilievo di dettaglio sono stati rilevati diffusi fenomeni di erosione superficiale che interessano i gessi della formazione a Bellerophon. I versanti nell'ambito di questa formazione assumono pendenze molto ripide, talvolta sub-verticali e su questi si sviluppano profonde incisioni ad andamento sub-rettilineo con numerose diramazioni (calanchi) (Fig.23). Sono inoltre molto diffusi fenomeni di dissoluzione dei gessi che alimentano un'intensa attività ipogea.



Fig. 23: incisione valliva nella Formazione del Bellerophon.

Anche lungo i corsi d'acqua, nel fondovalle, le acque di ruscellamento innescano episodi di dissoluzione dei gessi che causano la momentanea scomparsa dell'acqua dal letto del torrente con ritorno a giorno a decine di metri di distanza.

Nell'ambito della formazione dell'Arenaria di Val Gardena gli episodi di erosione superficiale sono meno frequenti e limitati ai corpi laterali delle valli torrentizie, in cui l'erosione delle acque determina una forte instabilità dei versanti. Generalmente, nelle arenarie, si riscontrano diffusi fenomeni di alterazione

superficiale, che coinvolgono spessori di molti metri, come evidenziato dai sondaggi eseguiti. I versanti costituiti da questa litologia presentano una pendenza molto più dolce rispetto a quelli delle formazioni gessose.

Analizzando il versante interessato dal dissesto, si individua facilmente la nicchia di distacco situata a una quota di 1230 m, ma non si riscontra la presenza di scarpate secondarie generate dal movimento, questo è dovuto anche alla presenza di una fitta vegetazione che ricopre l'intero versante. Come si può vedere anche dall'hillshade (Fig.24), generato dal *DEM (Digital Elevation Model)* messo a disposizione dal servizio geologico regionale, il corpo di frana è ben delimitato lateralmente e questo ne consente di individuare facilmente il coronamento.

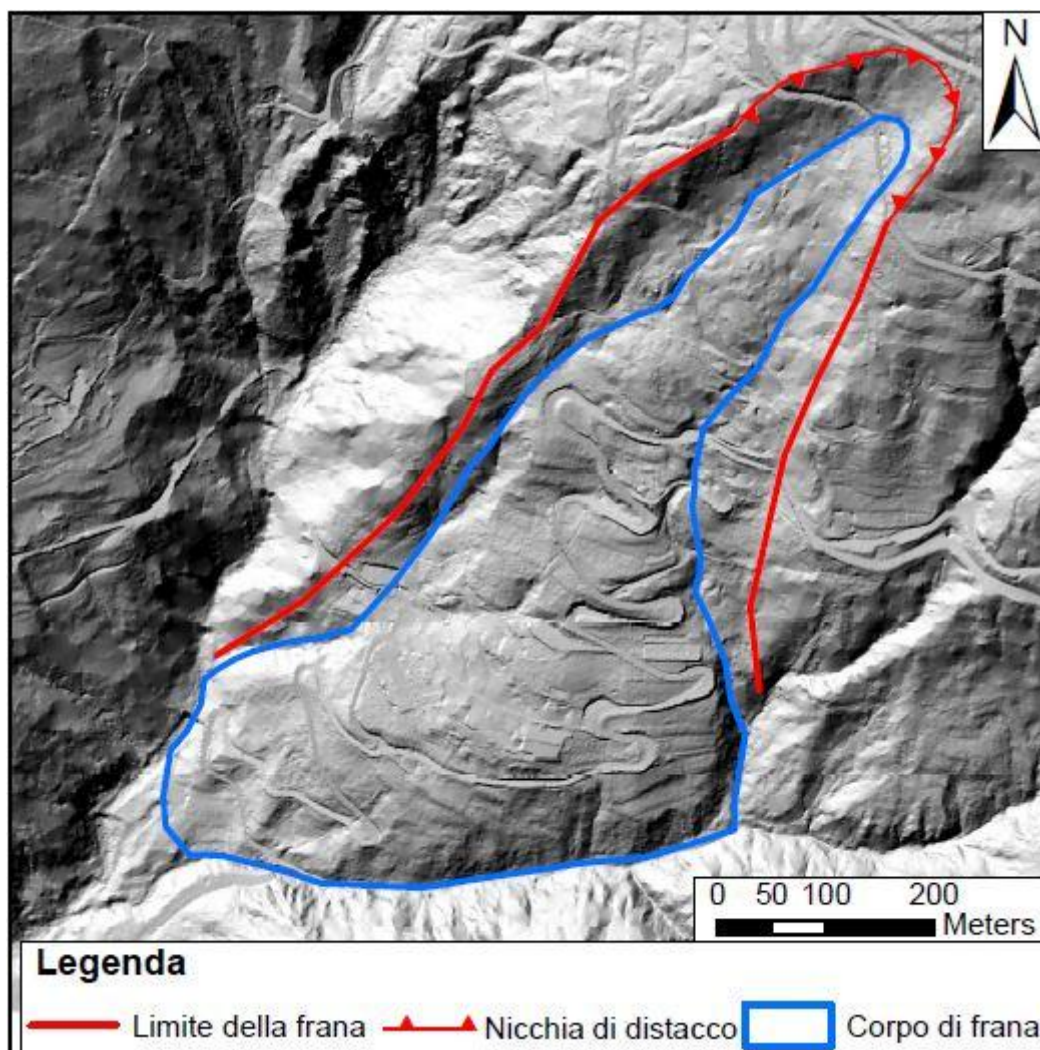


Fig. 24: Hillshade del corpo di frana.

Discreti episodi di instabilità superficiale, che affliggono la coltre di alterazione delle Arenarie di Val Gardena, sono riscontrabili anche nelle frazioni del comune di Ligosullo, in particolar modo a Tausia e Murzalis.

Lungo il versante, a Nord del capoluogo, si evidenziano numerosi fenomeni di instabilità; che colpiscono in vari punti il versante, causando notevoli difficoltà nella manutenzione della sede stradale che collega Ligosullo con il Castello di Valdaier (Fig.25; Fig.26).



Fig. 25: Deformazione della pavimentazione stradale.



Fig. 26: Muro di sostegno deformato per effetto della spinta del corpo di frana.

5- IDROLOGIA E IDROGEOLOGIA

L'abitato di Ligosullo, sito a una quota media di circa 930 m s.l.m in un versante volgente a sud, è delimitato a NW dal corso del Rio Pit e a Sud da quello del Rio Zupigne, che confluiscono a Sud nel Torrente But, il quale fa parte del bacino imbrifero del Fiume Tagliamento (Fig27).

Sul lato Est dell'abitato si individuano due incisioni vallive, una delle quali ha origine alla quota di circa 995 m s.l.m e si sviluppa in direzione NW-SE e la seconda si sviluppa in direzione all'incirca NE-SW e ha il suo inizio a una quota di 1140 m s.l.m.. Esse si uniscono alla quota di 920 m s.l.m per poi confluire nel sottostante alveo del Rio Zupigne (Fig27).

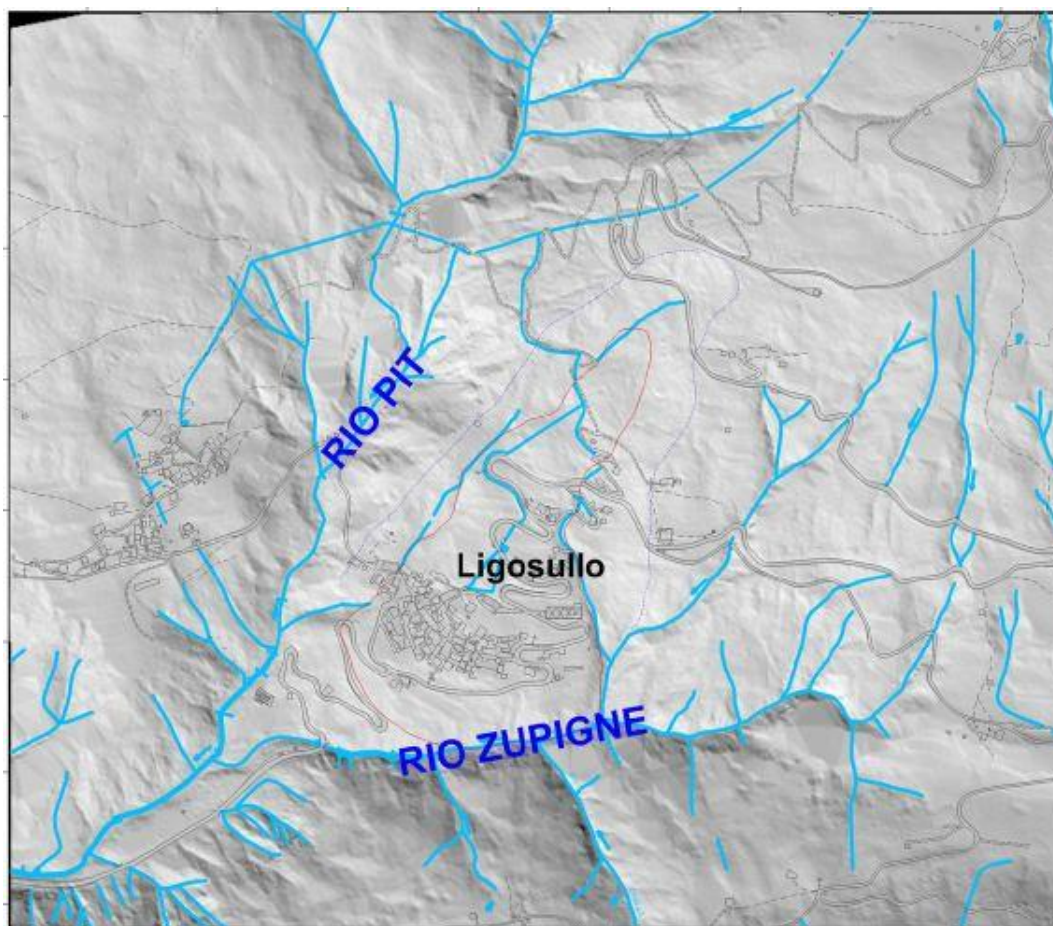


Fig. 27: Reticolo idrografico del territorio di Ligosullo.

I corsi d'acqua che interessano principalmente il capoluogo, attraversano esclusivamente terreni appartenenti alla Formazione rocciosa dell'Arenaria di Val Gardena mentre quelli che scorrono nella sinistra idrografica del Rio Zupigne attraversano esclusivamente i gessi della Formazione del Bellerophon. Lo stesso Rio Zupigne scorre con una direzione E-W a valle dell'abitato di Ligosullo limitando inferiormente il corpo di frana, costituito dalle Arenarie di Val Gardena, con la parte del sito costituito dai gessi.

I piccoli corsi d'acqua risultano essere sempre attivi sia a seguito delle precipitazioni, abbondanti in ogni periodo dell'anno, sia nei periodi primaverili dallo scioglimento delle nevi presenti sui retrostanti versanti.

È frequentemente osservabile nelle formazioni marnoso-arenacee un rilascio di acqua di falda, che è ad un livello molto superficiale, dovuto alla rapida emersione delle acque di infiltrazione che attraversano velocemente le zone superficiali di alterazione. Frequente nei terreni gessosi, invece, le acque di infiltrazione si disperdono lungo condotti carsici più profondi (Fig.28) con venuta a giorno di sorgenti lungo il corso del Rio Zupigne.



Fig. 28: Sorgente carsica nella Formazione del Bellerophon.

Nel corso degli anni, per lo studio e monitoraggio del fenomeno franoso in atto, sono state fatte da parte dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale misure di piovosità attraverso l'uso di una stazione metereologica posta in vicinanza dell'abitato. I dati di seguito riportati (Tab.1) coprono un periodo di misura che va dal 1999 ai primi quattro mesi del 2010, abbinate a queste misure pluviometriche dal 2007 sono state eseguite misure piezometriche per valutare l'andamento freatico e le sue variazioni a seguito degli eventi piovosi. Di seguito vengono riportati i valori di precipitazione per gli anni 2007-2008-2009-2010 (Fig.29), tali valori sono stati poi messi in relazione con le variazioni riscontrate durante il periodo di monitoraggio (Cap.6.3) del livello della tavola d'acqua.

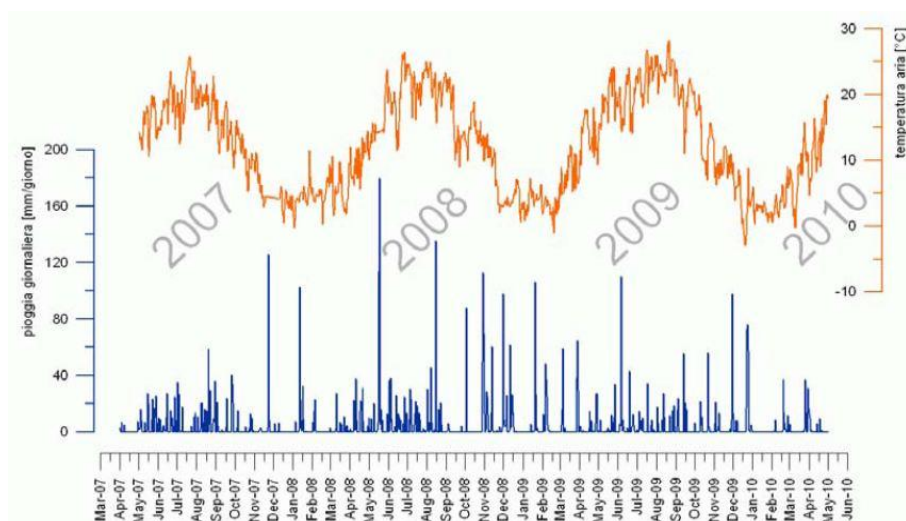


Fig. 29: Istogramma delle precipitazioni registrate dal 2007 al 2010, in abbinamento con le misure della temperatura dell'aria (Ramella et.al. 2010).

Nel 2007 sono stati registrati complessivamente 1593.00 mm di pioggia caduta in 156 giorni. I mesi più piovosi sono stati agosto e novembre con rispettivamente 262.0 mm e 262.8 mm, ma nel mese di novembre ha piovuto per 10 giorni mentre in agosto per 22 giorni, il giorno più piovoso dell'anno è stato il 23 novembre 2007 con 129.6 mm (Ramella et.al. 2010).

Nel 2008 sono stati registrati 2218.0 mm di pioggia caduta in 176 giorni. I mesi più piovosi sono stati agosto e novembre con rispettivamente 291.4 mm e 400 mm, il giorno più piovoso è stato il 15 agosto con 136.2 mm.

Nel 2009 sono caduti 1843.6 mm di pioggia caduta in 168 giorni. Il mese più piovoso è stato dicembre con 268.4 mm, il giorno più piovoso dell'anno è il 6 giugno con 110.2 mm (Ramella et.al. 2010).

Per l'anno 2010 sono stati osservati solo i primi 4 mesi, il mese più piovoso è stato marzo con 109.2 mm, il giorno più piovoso è stato il 26 marzo con 43.8 mm di pioggia (Ramella et.al. 2010).

	TOT.ANNO	INVERNO	PRIMAVERA	ESTATE	AUTUNNO
1999	1761.80	/	431.00	849.50	481.30
2000	2054.20	207.00	403.90	313.60	1129.70
2001	/	479.20	392.80	/	/
2002	/	/	/	/	416.60
2003	1384.80	48.40	416.00	310.00	610.40
2004	1725.80	133.60	602.80	397.00	592.40
2005	/	47.00	317.00	496.00	/
2006	1039.80	/	203.60	442.60	393.60
2007	1593.00	368.20	358.20	539.00	327.60
2008	2218.00	325.20	564.40	469.80	858.60
2009	1843.60	523.20	419.00	364.80	536.60
2010	/	196.20	/	/	/
media	1736.00	258.50	432.00	464.70	600.60

Tab. 1: Statistiche di piovosità stagionale e annuale dal 1999 al 2010(misure espresse in mm).

6.STUDIO DELLA FRANA DI LIGOSULLO: METODOLOGIE DI STUDI APPLICATE.

Nel corso degli anni, come accennato nell'introduzione, sono state eseguiti numerosi studi sul fenomeno franoso; che hanno permesso di ottenere una notevole mole di dati utili alla caratterizzazione di dettaglio delle proprietà geomeccaniche e geotecniche delle litologie in gioco.

Nello studio qui descritto, sono stati ripresi ed elaborati dei dati derivanti dai monitoraggi eseguiti dall' Istituto di Geofisica e Oceanografia di Trieste, contenuti nella relazione REL. OGS 2010/59 RIMA 13 GEA, implementandoli con delle analisi aggiuntive, sia in campagna con l'esecuzione di rilievi geomeccanici e con prove di laboratorio, atte a migliorare la conoscenza del dissesto in atto.

Le tecniche di studio riprese ed utilizzate per la caratterizzazione nel corso dello studio sono state:

1. Rilievo geomeccanico.
2. Monitoraggio attraverso inclinometri.
3. Monitoraggio del livello di falda con l'utilizzo di piezometri.
4. Prove di laboratorio, in dettaglio, prove geomeccaniche (prove di compressione semplice).
5. Simulazione numerica.
6. Analisi interferometrica.

Di seguito sono trattate singolarmente le singole analisi e i risultati ottenuti.

6.1.Rilievo Geomeccanico

Lo scopo principale dello studio di un ammasso roccioso è quello di riuscire a modellare il comportamento meccanico quando si trova sottoposto a determinate sollecitazioni. Una delle tecniche più diffuse per uno studio di questo tipo è quello del rilievo geomeccanico di dettaglio, basato sulla stesura di una cordella metrica (o *scanline*) lungo la superficie di un ammasso roccioso ed utilizzata per tutte le misurazioni necessarie per ricavare informazioni sulle discontinuità che caratterizzano l'ammasso considerato. Per quanto riguarda l'analisi delle discontinuità, esistono due differenti approcci per affrontare lo studio:

- Approccio soggettivo: secondo il quale vengono rilevate solo le discontinuità che sembrano svolgere un ruolo importante nei riguardi delle caratteristiche meccaniche dell'ammasso.
- Approccio oggettivo: Vengono campionate tutte le discontinuità che interessano la linea di scansione o che ricadono all'interno di una certa finestra di campionamento.

Nell'ambito di questo elaborato sono stati utilizzati entrambi i metodi, in particolare nelle stazioni geomeccaniche complete è stato utilizzato il metodo oggettivo, mentre nelle stazioni random si è utilizzato il metodo soggettivo. Nella pratica per ogni discontinuità vengono valutate le seguenti caratteristiche, direttamente osservabili in affioramento:

- Orientazione o giacitura
- Spaziatura [m], si tratta della distanza tra le discontinuità successive appartenenti allo stesso sistema.
- Tipologia, viene distinto il tipo di discontinuità rilevata.
- Semitraccia, lunghezza delle discontinuità misurata a partire dalla linea di scansione fino alla terminazione in alto o in basso.
- Apertura [mm], distanza tra le pareti delle discontinuità.
- Riempimento, descrizione del materiale interposto tra le pareti delle discontinuità.
- Terminazione, si considera come termina la frattura nel punto più alto.

- JCS (*Joint Compressive Strength*) [MPa], resistenza a compressione uniassiale delle pareti della discontinuità.
- JRC (*Joint Roughness Coefficient*), è una stima della rugosità della superficie della discontinuità.

Tale procedimento, come le prove di compressione uniassiale, che verranno descritte in seguito, è indispensabile ai fini della modellazione numerica; in quanto un corretto processo di modellazione mediante l'utilizzo di codici di calcolo, deve basarsi in un'elaborazione precisa dei dati ottenuti in campagna e su valori attendibili delle proprietà dell'ammasso roccioso. In fase di pianificazione degli studi da eseguire per giungere alla costruzione di un valido modello geologico-tecnico dell'area studiata, si era ipotizzato di eseguire dei rilievi geomeccanici all'esterno e all'interno del copro di frana, con lo scopo di confrontare lo stato di fratturazione dell'ammasso roccioso indisturbato e quello coinvolto nel dissesto. Lo studio si è sviluppato in due fasi:

- Fase di campagna, cioè rilievo geomeccanico di dettaglio, effettuato su affioramenti di dimensioni adeguate (Fig.30).
- Rielaborazione dei dati di campagna, attraverso l'uso di sistemi classificativi degli ammassi rocciosi (Tab.3).



Fig. 30: Stazione geomeccanica effettuata in Arenaria di Val Gardena.

L'analisi di campagna ha avuto come obiettivo principale la caratterizzazione delle discontinuità, che insieme alla roccia intatta costituiscono l'ammasso roccioso. In seguito, i valori di giacitura rilevati, sono stati rielaborati attraverso il programma grafico, *Dips* (Rocscience, 2002), che ha consentito di plottare i valori misurati in uno stereogramma (Fig.31).

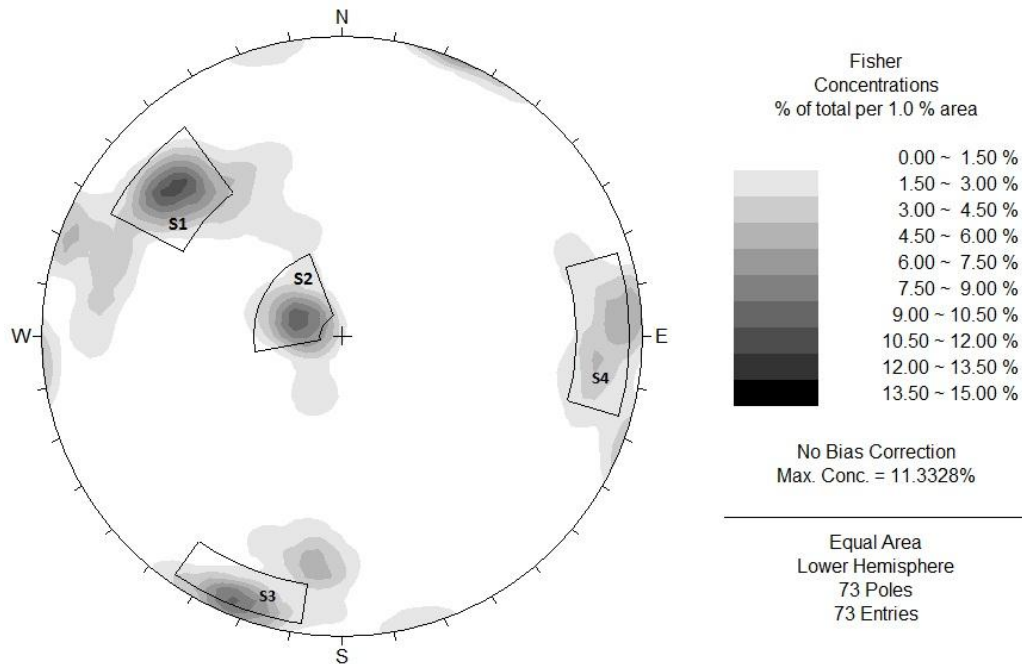


Fig. 31: Stereogramma rappresentante tutte le discontinuità rilevate.

SISTEMA DI DISCONTINUITÁ	DIP DIR [°]	DIP [°]
S1	131	63
S2	109	18
S3	22	83
S4	266	18

Tab.2: giaciture dei principali sistemi di discontinuità nell'area di studio.

Come si può notare dallo stereogramma e dalla tabella 2 si possono individuare tre sistemi di discontinuità principali, S1, S2 e S3, di cui S2 è concorde con la stratificazione degli strati; e un sistema più marginale S4.

La stazione geomeccanica eseguita è posta al di fuori del corpo di frana, in prossimità del contatto tra la Formazione del Dimon e la Formazione dell'Arenaria di Val Gardena. Come descritto nel capitolo 2.2, il contatto tra le due formazioni è di tipo tettonico, questa struttura può essere associata ai sistemi S1, S3 e S4 ma manca però conferma di questo in quanto non è stato possibile misurare l'orientazione del piano di faglia in campagna.

In secondo luogo, sono stati elaborati graficamente i valori di giacitura dei vari sistemi di discontinuità messi in evidenza dallo *stereoplot* in figura 31, con lo scopo di tentare di ricostruire le principali possibilità di svincolo dell'ammasso roccioso. Nelle figure 32 e 33 è illustrato il risultato dell'intersezione dei sistemi di discontinuità S1 e S4 che mette in evidenza la formazione ed il possibile svincolo di un cuneo di roccia. In particolare, la retta generata da tale intersezione è strettamente correlabile con la direzione di movimento del dissesto che è di N 188°. Lo schema così descritto rappresenta quindi le possibilità di svincolo del corpo di frana, tuttavia, come si vedrà in seguito, il cinematisimo del fenomeno in atto non presenta esclusivamente caratteristiche tipiche degli scivolamenti a cuneo ma presenta altri elementi più complessi.

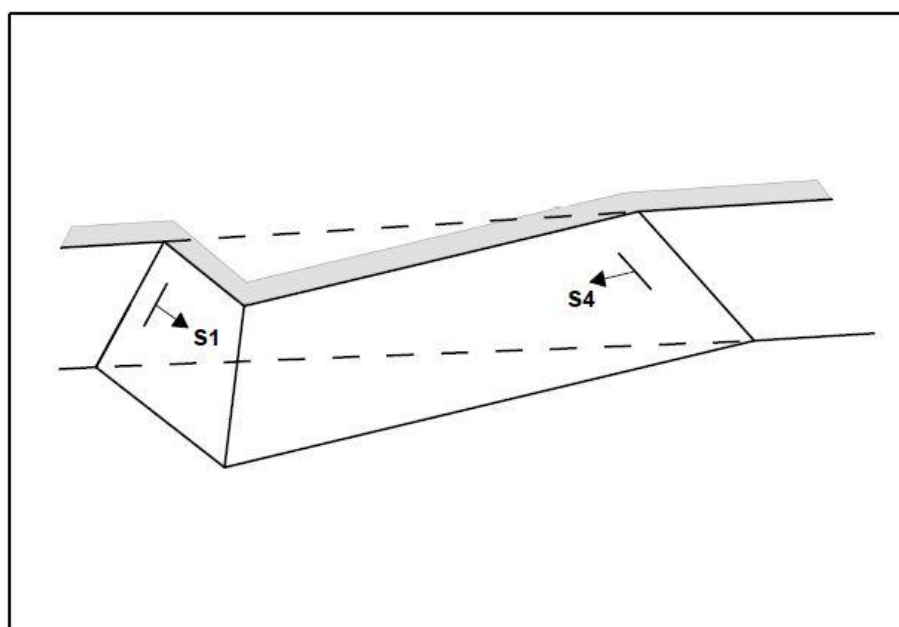


Fig. 32. Rappresentazione grafica dei sistemi di discontinuità S1 e S4.

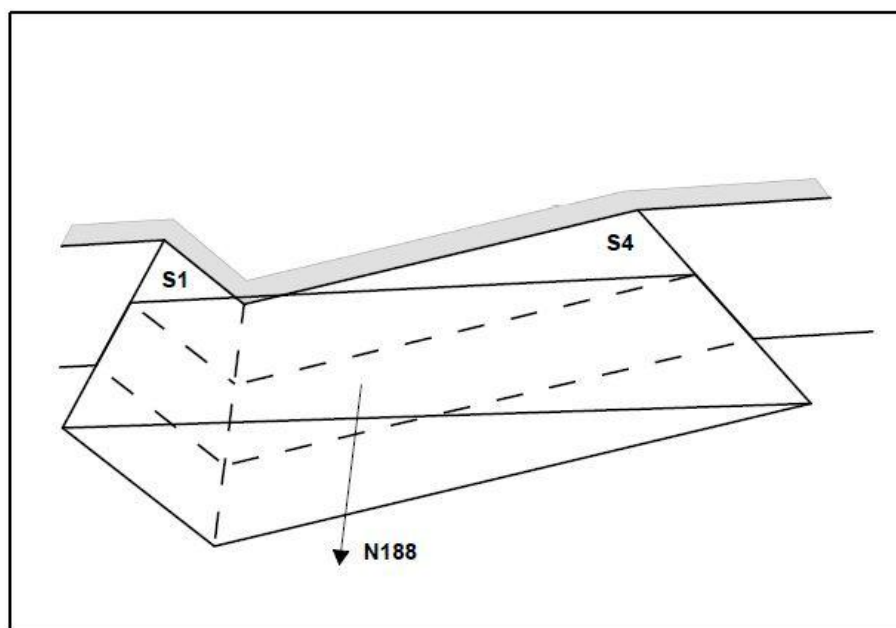


Fig. 33: Ipotesi di scivolamento del cuneo roccioso.

Una volta raccolti tutti i dati necessari si procede con la caratterizzazione dell'ammasso roccioso basata sull'importanza dei fattori geologici che influiscono sulla stabilità. In particolare, in questo elaborato sono stati utilizzati i seguenti sistemi di classificazione:

- *Rock Quality Designation (RQD)*: è stato uno dei primi sistemi di classificazione volto ad ottenere informazioni sulla qualità della roccia a partire dalla percentuale di recupero in una carota estratta da un sondaggio. Sviluppato da Deere nel 1963 viene definito come percentuale di spezzoni di carota con lunghezza maggiore o uguale a 100 mm (Bruschi, 2004). La misura dell'RQD può anche essere ricavata dal numero di famiglie di discontinuità caratterizzanti l'ammasso roccioso e dalla misura della loro spaziatura (Tab.3).
- *Rock Mass Rating (RMR)*: è una classificazione sviluppata da Bieniawski negli anni 70'. Il valore di RMR si ottiene sommando dei coefficienti derivanti da: resistenza della roccia intatta, indice RQD, spaziatura delle discontinuità, condizioni delle discontinuità, condizioni idrauliche e orientamento delle discontinuità. Dal valore di RMR vengono derivati tre

parametri caratteristici dell'ammasso roccioso: coesione C , angolo d'attrito Φ , modulo di deformazione E_m (Bruschi, 2004) (Tab.3).

- *Classificazione di Burton (Q)*: è stata sviluppata da Burton nel 1974 con lo scopo di essere applicato in sotterraneo, ma negli ultimi anni la sua applicazione è stata estesa al campo della geomeccanica delle rocce (Bruschi, 2004) (Tab.3).

CLASSIFICAZIONE DELL' AMMASSO ROCCIOSO										
FORMAZIONE	RQD % [Deere]	RMR	Φ [°]	C [MPa]	E_m [MPa]	Q Index	FC [°]	CC [MPa]	E_m [GPa]	GSI
Arenarie di Val Gardena	82.14	55	32.5	0.275	10000	1.02 scadente	36.8	1.36	10.1	very blocky-poor 30/35

Tab.3: Riepilogo delle caratteristiche dell'ammasso roccioso.

6.1.1. Joint Compressive Strength (JCS), Geological Strength Index (GSI)

La resistenza a compressione uniassiale delle pareti della discontinuità (JCS) è un parametro di fondamentale importanza per la stima della resistenza al taglio delle discontinuità. Il valore di JCS viene determinato con prove sclerometriche, mediante l'utilizzo del martello di Schmidt, sulle pareti delle discontinuità eseguendo ogni volta una serie di 10 misure sulla superficie della frattura levigata a mano, allo scopo di rimuovere la pellicola più alterata superficiale.

Lo studio del *Joint Compressive Strength*, si è svolto considerando tutti i valori misurati nelle stazioni geomeccaniche eseguite (una totale e due random) unendoli in un unico istogramma (Fig.34).

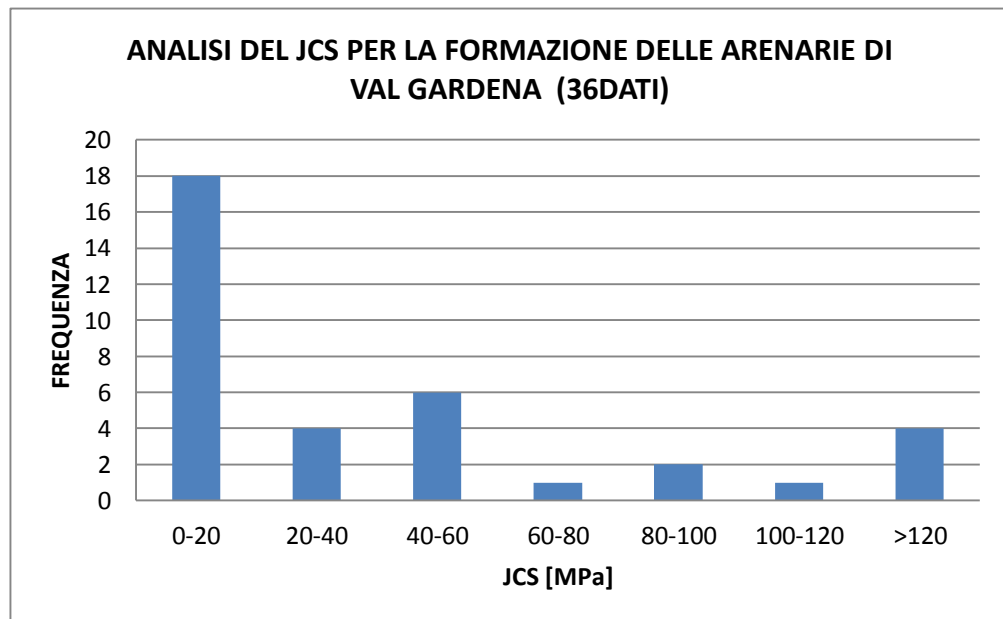


Fig. 34: Istogramma relativo ai valori di JCS.

L'istogramma prodotto mostra una dispersione dei dati, concentrando il maggior numero di osservazioni nell'intervallo tra 0-20 MPa. La variabilità che è stata registrata è attribuibile al fatto che la misurazione del JCS viene effettuata sulle superfici delle discontinuità, le quali possono presentarsi, a seconda dell'affioramento, variamente alterate.







GEOLOGICAL STRENGTH INDEX FOR JOINTED ROCKS (Hoek and Marinos, 2000)		SURFACE CONDITIONS				
<p>From the lithology, structure and surface conditions of the discontinuities, estimate the average value of GSI. Do not try to be too precise. Quoting a range from 33 to 37 is more realistic than stating that GSI = 35. <u>Note that the table does not apply to structurally controlled failures.</u> Where weak planar structural planes are present in an unfavourable orientation with respect to the excavation face, these will dominate the rock mass behaviour. The shear strength of surfaces in rocks that are prone to deterioration as a result of changes in moisture content will be reduced if water is present. When working with rocks in the fair to very poor categories, a shift to the right may be made for wet conditions. Water pressure is dealt with by effective stress analysis.</p>		SURFACE QUALITY →				
		VERY GOOD	GOOD	FAIR	POOR	VERY POOR
STRUCTURE		SURFACE CONDITIONS				
		DECREASING SURFACE QUALITY →				
	INTACT OR MASSIVE - intact rock specimens or massive in situ rock with few widely spaced discontinuities	90			N/A	N/A
	BLOCKY - well interlocked undisturbed rock mass consisting of cubical blocks formed by three intersecting discontinuity sets	80	70			
	VERY BLOCKY - interlocked, partially disturbed mass with multi-faceted angular blocks formed by 4 or more joint sets		60	50		
	BLOCKY/DISTURBED/SEAMY - folded with angular blocks formed by many intersecting discontinuity sets. Persistence of bedding planes or schistosity			40	30	
	DISINTEGRATED - poorly interlocked, heavily broken rock mass with mixture of angular and rounded rock pieces				20	
	LAMINATED/SHEARED - Lack of blockiness due to close spacing of weak schistosity or shear planes	N/A	N/A			10

Fig. 35: Tabella di valutazione del GSI.

È stato anche valutato l'andamento del parametro GSI (*Geological Strength Index*), il concetto è stato sviluppato da Hoek (Hoek & Marinos, 2000), combina l'assetto strutturale dell'ammasso roccioso con le caratteristiche delle discontinuità che lo separano, per arrivare ad un valore indice, che non viene indicato come valore univoco ma attraverso un *range*, che permetta il suo utilizzo per una valutazione accurata della resistenza e della deformabilità di un ammasso roccioso. Il GSI viene valutato attraverso l'utilizzo di un grafico (Fig.35) dove le caratteristiche strutturali dell'ammasso in termini di grado di fratturazione e

disturbo tettonico sono correlate con le caratteristiche della superficie delle discontinuità in termini di rugosità, alterazione e riempimento della frattura. Tale correlazione permette di assegnare i valori di GSI. Considerando le tre stazioni geomeccaniche eseguite, è stato stimato un valore di GSI di 30-35, tale valore è rappresentativo di un ammasso roccioso estremamente fratturato e di qualità scadente.

Tuttavia le informazioni ricavate dagli studi effettuati non sono state sufficienti per arrivare a una soddisfacente definizione dell'ammasso roccioso. Il motivo di tale osservazione deriva dal fatto che l'area studiata è ricoperta da un fitto manto di vegetazione, gli affioramenti utilizzati per i rilievi geomeccanici sono stati individuati lungo gli scassi eseguiti per la creazione di sentieri o per effetto della disboscazione stagionale eseguita per fini economici, è stato possibile svolgere una stazione geomeccanica totale (Fig.29) e due stazioni random.

6.2. Monitoraggio attraverso inclinometri

Per la valutazione degli spostamenti del corpo di frana, l'ubicazione del piano di scivolamento, l'evoluzione e la velocità di scorrimento sono stati installati sei tubi inclinometrici di cui tre installati in corrispondenza dell'abitato, due a monte e uno a valle. Nella figura 36 sono riportate le esatte ubicazioni e nomenclatura dei suddetti inclinometri.

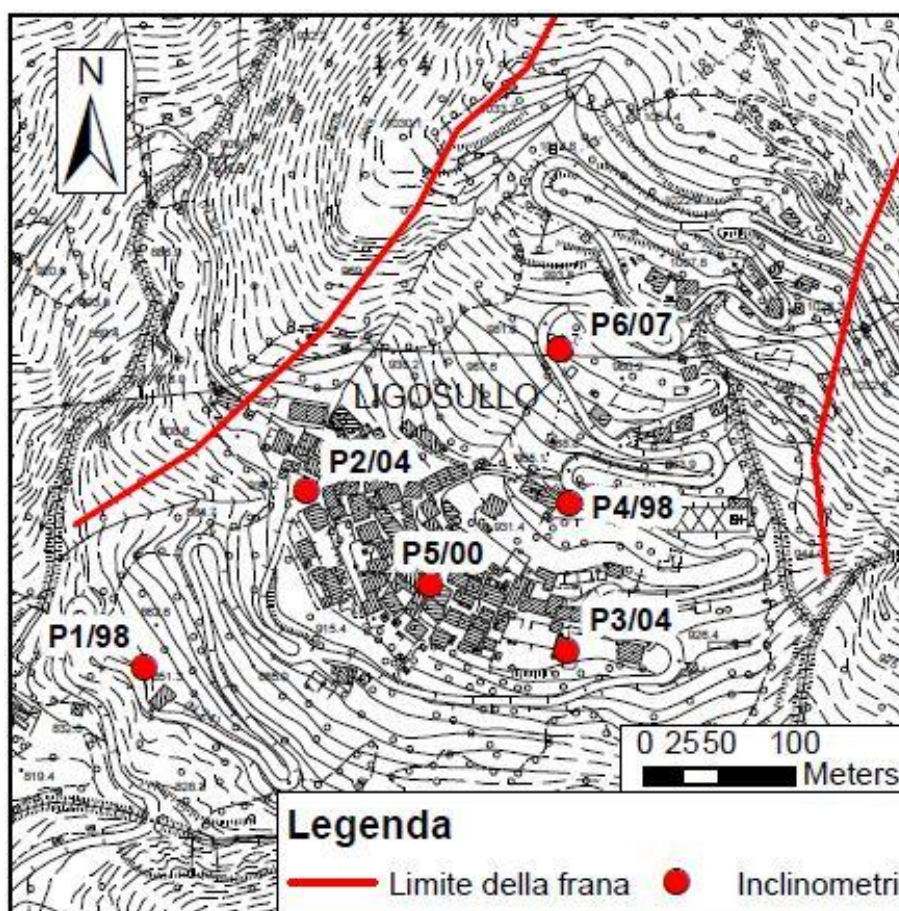


Fig. 36: Localizzazione degli inclinometri.

L'inclinometro è uno strumento progettato per effettuare misure di precisione degli spostamenti del terreno e di infrastrutture. L'elaborazione dei dati di inclinazione rilevati lungo due assi ortogonali di tubazioni verticali, poste in fori di sondaggio permette di valutare l'evoluzione delle deformazioni del terreno (Fig.37).

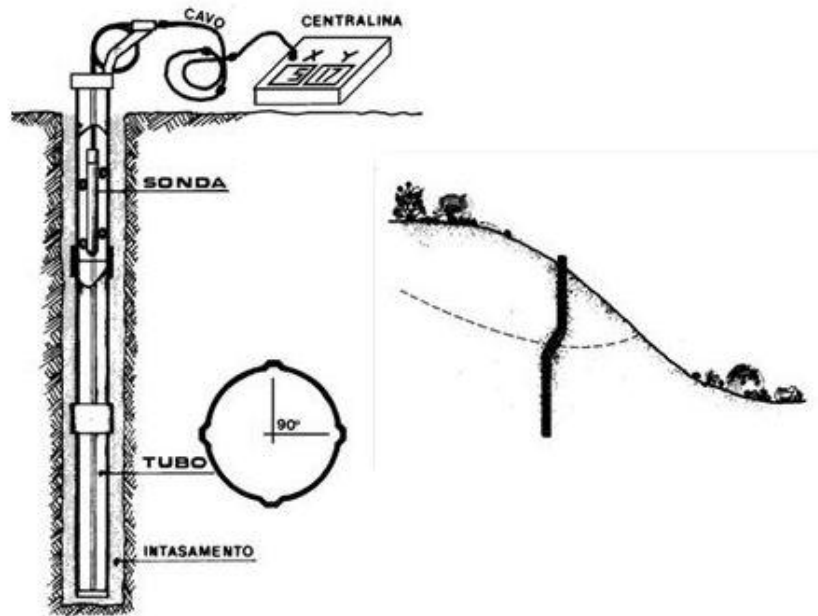


Fig. 37: Sonda inclinometrica e principio di funzionamento.

Di seguito sono trattate singolarmente le varie verticali inclinometriche.

➤ Inclinometro P1/98i

La verticale inclinometrica P1/98i è ubicata nel corpo di frana a valle dell'abitato di Ligosullo.

Per l'analisi e rappresentazione dei dati inclinometrici è stata usata come lettura di riferimento la profilatura eseguita in data 4 marzo 1999 (Ramella et.al. 2010).

I 12 profili eseguiti nel periodo che va dall'aprile 2007 all'aprile del 2010 hanno evidenziato una condizione di progressiva e lenta deformazione dell'intera colonna inclinometrica, ma non hanno messo in evidenza l'esistenza di alcuna superficie di scorrimento né una direzione preferenziale di movimento (Ramella et.al.2010).

A seguito di questi risultati, e dall'analisi dei profili riportati in figura 38, si può assumere che la superficie di scorrimento del fenomeno franoso termini a monte dell'inclinometro.

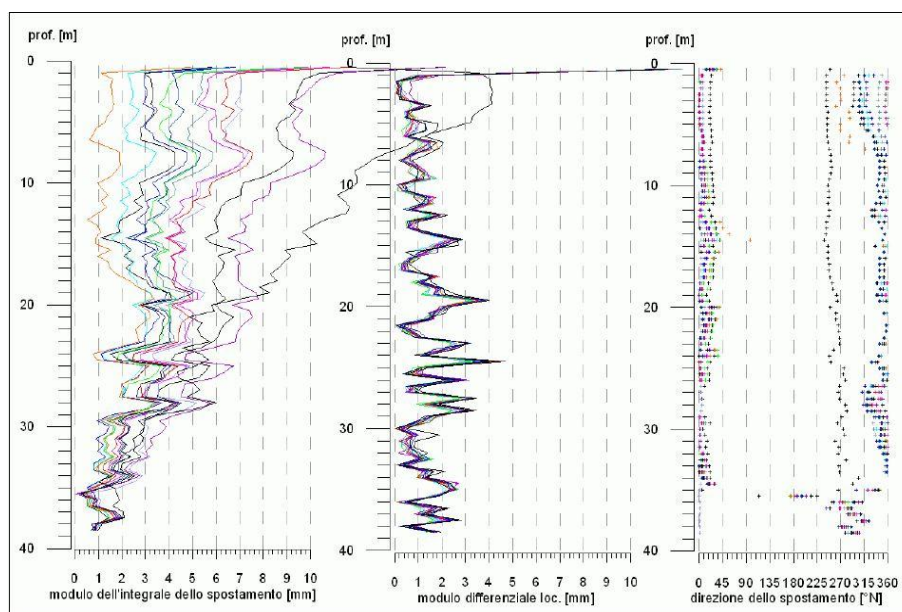


Fig. 38:Grafico inclinometrico nella stazione di misura P1/98i.

➤ Inclinometro P2/04i

Il pozzo inclinometrico P2/04i, è collocato nel corpo di frana nel margine W dell'abitato di Ligosullo e raggiunge una profondità di 42,00 m.

Nella elaborazione dei dati è stata usata come lettura zero la misura eseguita in data 18 marzo 2004. Nella tabella 4 e figura 39 sono riportati i valori dello spostamento rilevati.

DATA	differenziale locale a 30.50 m [mm]	differenziale integrale a 30.50 m [mm]	direzione azimut[°]
21/01/2004	0.63	1.58	189
5/7/2004	3.35	5.39	197
20/09/2004	4.73	8.00	192
5/10/2004	4.70	8.93	197
9/11/2004	5.37	10.01	196
30/11/2004	6.30	11.30	198

Tab.4. Vettori spostamento nel pozzo P2/04i.

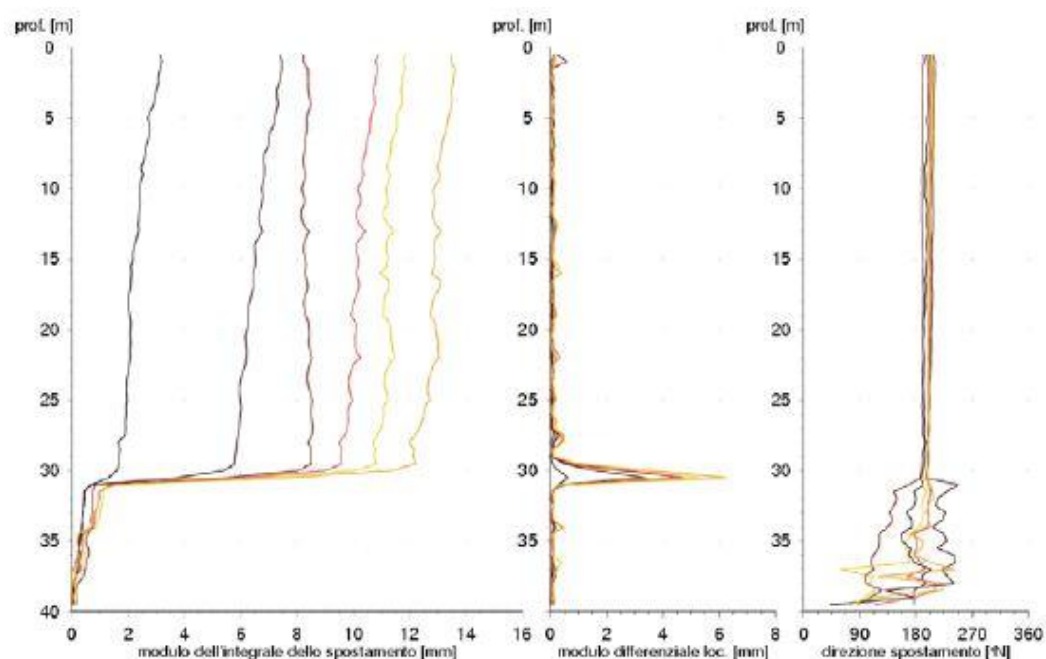


Fig. 39: Grafico inclinometrico nella stazione di misura P2/04i

Ne risulta che dopo 223 giorni di monitoraggio, il vettore di spostamento del pozzo P2/04i è caratterizzato da un modulo di 11,30 mm, e con una direzione preferenziale di spostamento rispetto al Nord magnetico di 198° (Ramella et.al. 2005). Si può osservare dai grafici una zona, collocata tra i 30,00 m e i 31,00 m di profondità in cui la deformazione si concentra, evidenziando la presenza della possibile superficie di scorrimento.

Tali risultati però non sono confrontabili con quelli ottenuti con i successivi inclinometri, a seguito della video ispezione eseguita nel gennaio 2005 si è notata la rottura del tubo a una profondità di 30,50 m. tale rottura è stata provocata dalla eccessiva deformazione accumulata (Ramella et.al. 2005). Tale osservazione tuttavia risulta utile perché colloca precisamente la superficie di scorrimento.

➤ Inclinometro P3/04i

Il pozzo inclinometrico P3/04i, è collocato nel corpo di frana nel margine Est dell'abitato di Ligosullo, raggiunge una profondità di 58,00 m.

Nel'elaborazione dei dati è stata usata come lettura zero la misura eseguita in data 17 marzo 2004. Nella tabella 5 e figura 40 sono riportati i valori dello spostamento rilevati.

DATA	differenziale locale a 49,50 m (mm)	differenziale integrale a 49,50 m (mm)	direzione azimut N (°)
24/04/2007	47.40	25.80	168.00
23/07/2007	51.90	27.70	168.00
16/10/2001	55.20	30.20	168.00
24/01/2008	59.70	33.20	166.00
16/04/2008	64.00	34,8	168.00
05/11/2008	77.60	42.30	172.00

Tab.5: Vettori spostamento nel pozzo P3/04i.

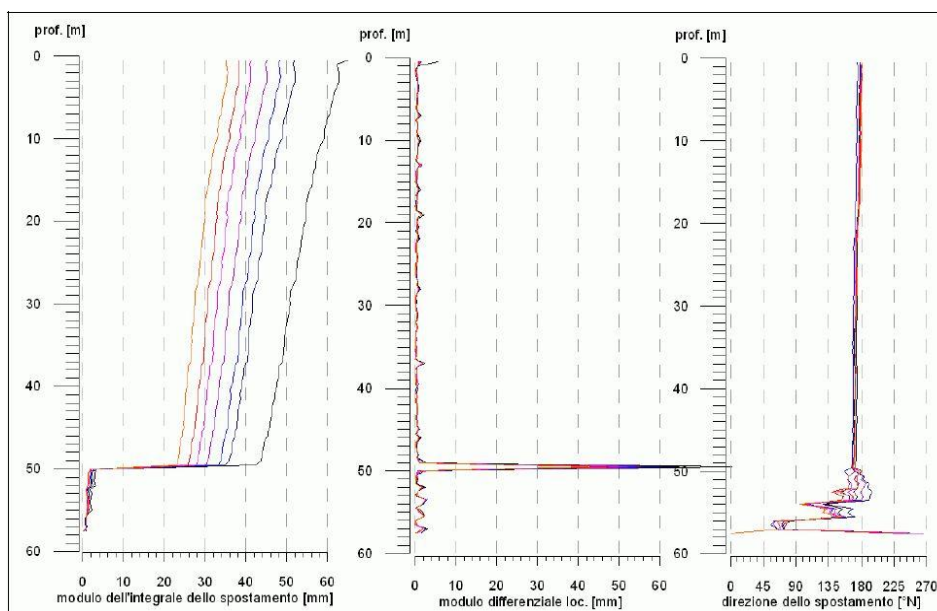


Fig. 40: Grafico inclinometrico nella stazione di misura P3/04i.

Ne risulta che dopo 886 giorni di monitoraggio, il vettore di spostamento del pozzo P3/04i è caratterizzato da un modulo di 43,3 mm, e con una direzione preferenziale di spostamento rispetto al Nord magnetico di 198° (Ramella et.al. 2010).

Si può osservare dai grafici una zona, collocata a 49,50 m, in cui la deformazione si concentra; a tale profondità può essere collocata la superficie di scorrimento.

➤ Inclinometro P4/98i

Il pozzo inclinometrico P4/98i, è collocato nel corpo di frana poco a Nord dell'abitato in prossimità della chiesa.

Come già visto per il pozzo P2/04i, anche questo risulta inagibile fin dal novembre 2000 a causa di una grave lesione alla tubazione conseguente alla movimentazione del corpo di frana. Tale deformazione, collocata a una profondità di 67,30 m, mette in evidenza un netta superficie di scorrimento.

➤ Inclinometro P5/00i

Il pozzo inclinometrico P5/00i, è collocato nel corpo di frana nel bel mezzo dell'abitato di Ligosullo, raggiunge una profondità di 80,00 m.

Nel'elaborazione dei dati è stata usata come lettura zero la misra eseguita in data 29 agosto 2000.

Ne risulta che dopo 715 giorni di monitoraggio, il vettore di spostamento del pozzo P3/04i è caratterizzato da un modulo di 107,00 mm, e con una direzione preferenziale di spostamento rispetto al Nord magnetico di 187° (Ramella et.al. 2010).

Si può osservare dai grafici una zona, collocata a 56,00 m, in cui la deformazione si concentra; a tale profondità può essere collocata la superficie di scorrimento.

Nella tabella 6 e figura 41 sono riportati i valori dello spostamento rilevati.

DATA	differenziale locale a 56,00 m (mm)	differenziale integrale a 56,00 m (mm)	direzione azimut N (°)
24/04/2007	73.20	30.70	187.00
23/07/2007	84.90	40.90	187.00
16/10/2007	103.40	56.00	185.00
24/01/2008	104.30	51.40	189.00
16/04/2008	97.20	44.20	187.00
17/07/2008	104.10	51.10	181.00
21/10/2008	106.10	54.10	181.00
29/01/2008	110.20	58.40	170.00
07/4/2008	107.60	59.80	162.00

Tab.6: Vettori spostamento nel pozzo P5/00i.

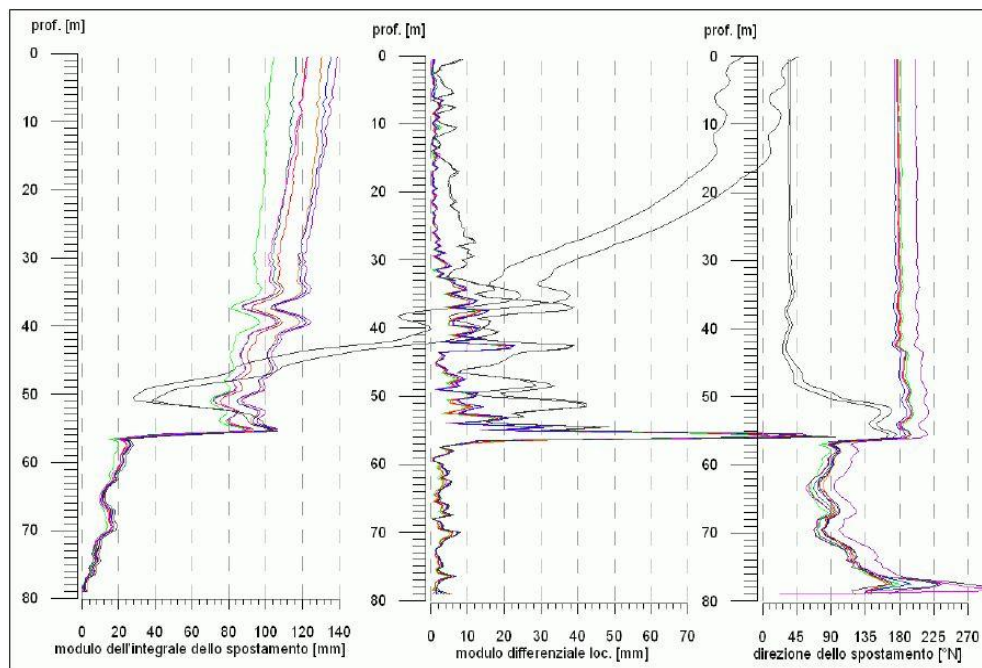


Fig. 41: Grafico inclinometrico nella stazione di misura P5/00i.

➤ Inclinometro P6/07i

Il pozzo inclinometrico P6/07i, è collocato nel corpo di frana a monte dell'abitato di Ligosullo, raggiunge una profondità di 80,00 m. Tale inclinometro risulta però affetto da un difetto costruttivo, la guida 1 utilizzata per la normale profilatura è ruotata di 10° rispetto al Nord magnetico.

Nella tabella 7 e figura 42 sono riportati i valori dello spostamento rilevati.

DATA	differenziale locale a 56,00 m (mm)	differenziale integrale a 56,00 m (mm)	direzione azimut N (°)
25/07/2007	3.90	19.40	186.00
06/11/2007	7.94	35.60	197.00
24/01/2008	12.20	44.60	200.00
07/04/2008	16.00	44.80	186.00
12/08/2008	25.20	48.90	184.00
16/10/2008	28.50	48.50	183.00
13/01/2009	38.40	38.40	153.00
29/01/2009	46.30	64.30	172.00

Tab.7: Vettori spostamento nel pozzo P6/07i.

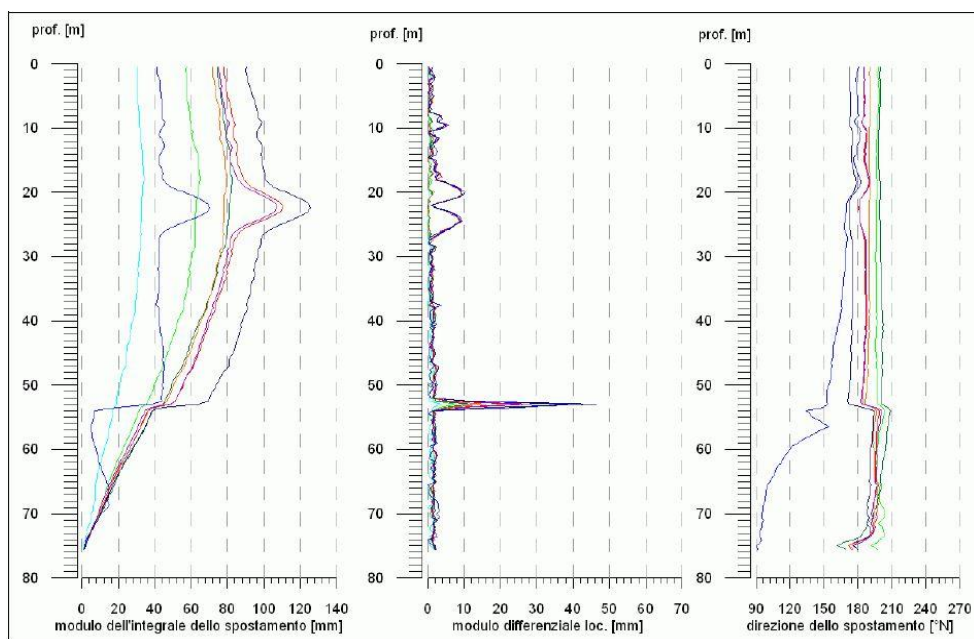


Fig.42: Grafico inclinometrico nella stazione di misura P6/07i.

Ne risulta che dopo 450 giorni di monitoraggio, il vettore di spostamento del pozzo P6/07i è caratterizzato da un modulo di 46,00 mm, e con una direzione preferenziale di spostamento rispetto al Nord magnetico di 172° (Ramella et.al. 2010).

Si può osservare dai grafici una zona, collocata a 53,00 m, in cui la deformazione si concentra; a tale profondità può essere collocata la superficie di scorrimento.

6.2.1. Risultati del monitoraggio

Interpretando i dati derivanti dalle misure inclinometriche sopra riportate, è stato possibile ricostruire l'andamento della superficie di scorrimento del fenomeno franoso in atto. Come si può osservare anche nelle sezioni geologiche in allegato 1 e 2, emerge che la superficie di scivolamento si colloca ad una profondità media di 65 m.

Analizzando in modo approfondito i grafici prodotti per le verticali inclinometriche P5/00i e P6/07i, oltre ad individuare la superficie di scorrimento della frana, posta rispettivamente a 56 m e 53 m, si possono individuare altre zone in cui si concentra la deformazione.

Nel pozzo P5/00i alla profondità di 40 m e nel pozzo P6/07i alla profondità di 20 m dal piano di campagna si nota una variazione dell'andamento del grafico, questo spostamento della linea inclinometrica indica una zona a deformazione maggiore.

Tale osservazione può far supporre che nel corpo di frana possano esistere delle superfici di scorrimento secondarie che portano alla divisione del corpo di frana principale in, corpi di frana secondari.

La causa di tale fenomeno è spiegabile con la variazione del livello potenziometrico della falda, e verrà trattata nel capitolo dedicato alla modellazione numerica.

Tale osservazione permette di affermare che il fenomeno è di natura profonda e con un movimento orientato in direzione N 188° , corrispondente grossomodo alla direzione di massima pendenza del versante e con un tasso di movimento di circa 18 mm/anno (Fig.43).

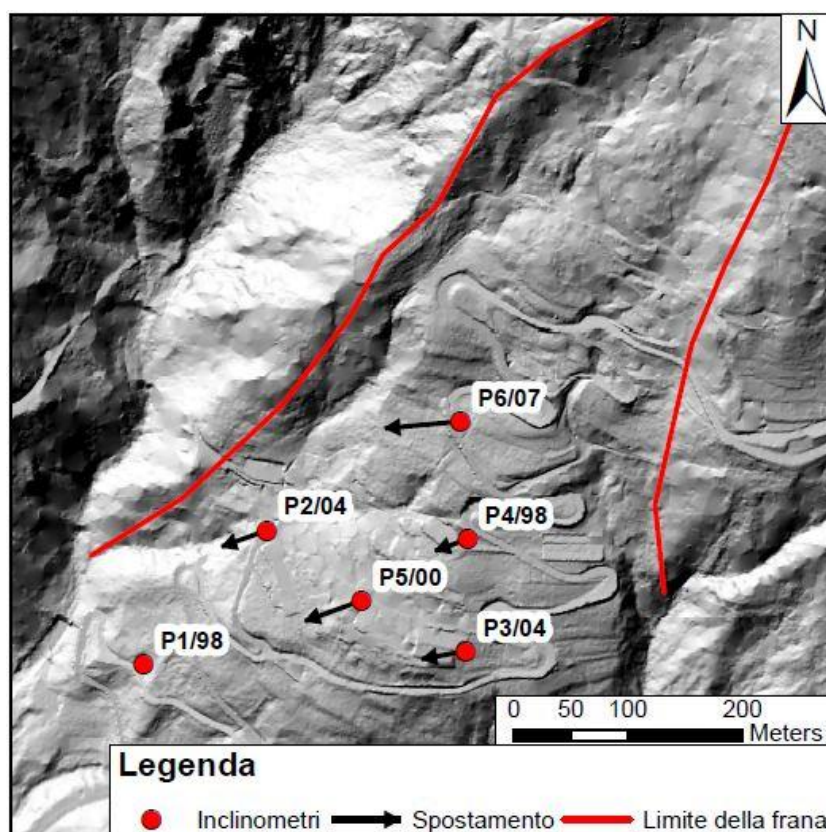


Fig. 43: Direzioni e intensità degli spostamenti nei relativi inclinometri.

6.3. Monitoraggio del livello di falda attraverso l'uso di piezometri

Notevole importanza riveste il ruolo dell'acqua; nel caso in studio, come si vedrà nel capitolo dedicato alla modellazione numerica, la variazione del livello piezometrico influenza molto il cinematisimo del movimento franoso, facendone variare le condizioni di stabilità a seconda del livello che assume.

Allo scopo di individuare, e in seguito monitorare, il livello dell'acquifero presente è stata messa in atto una campagna di misure piezometriche. In essa sono stati previsti otto siti di acquisizione, in cui sono stati installati piezometri con acquisizione continua.

La figura 44 illustra la localizzazione dei pozzi con il relativo nominativo.

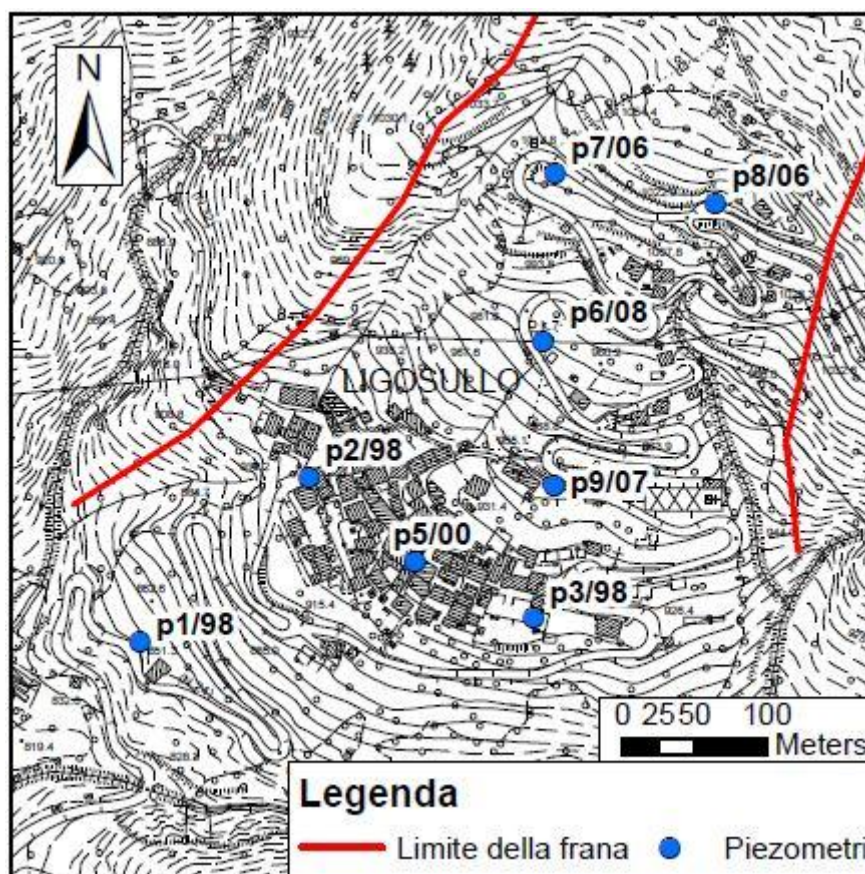


Fig. 44: Localizzazione dei piezometri.

Le misure piezometriche effettuate nel triennio 2007-2010 sono state comparate con il livello di precipitazioni meteoriche con lo scopo di determinare l'effetto della pioggia che si infiltra nel corpo di frana fino a raggiungere la falda.

➤ Piezometro p1/98

Il piezometro p1/98 è collocato a valle dell'abitato di Ligosullo, e raggiunge la profondità di 23 m, il sensore di misura è posto alla profondità di 22,50 m dalla bocca del pozzo.

In tale stazione di misura il sensore è risultato spesso non immerso, in occasione di eventi piovosi di non rilevante importanza, si sono riscontrate ampie oscillazioni della superficie piezometrica; questo comportamento ampio e impulsivo è probabilmente imputabile all'ingresso di acque accumulate superficialmente e che defluiscono lungo la strada comunale infiltrandosi nel pozzetto (Ramella et.al 2010).

In tabella 8 e in figura 45 sono riportati i valori registrati in questa stazione di misura.

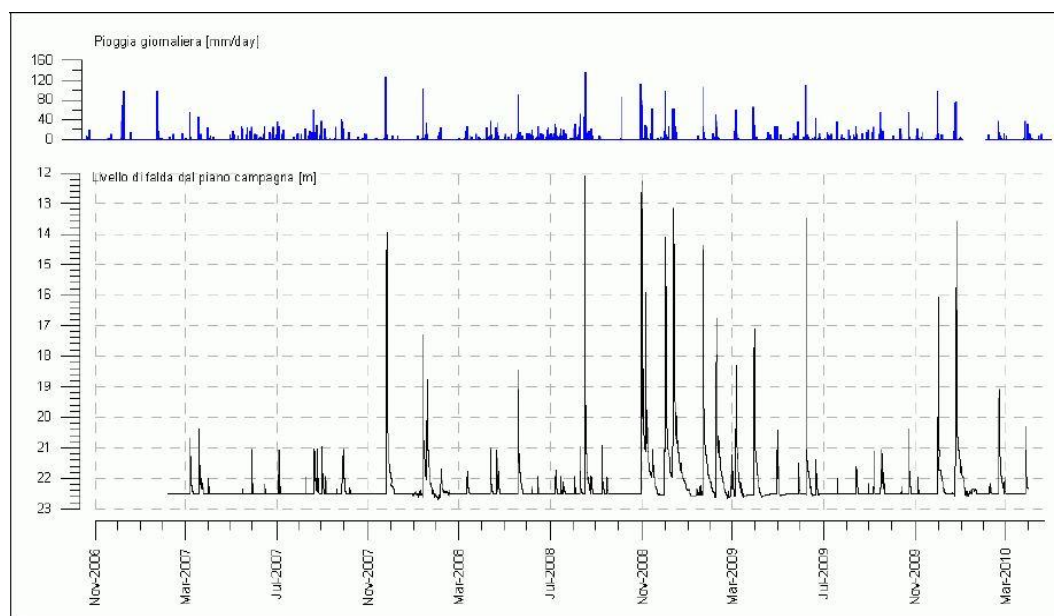


Fig. 45: Andamento del livello piezometrico nel pozzo p1/98.

	p1/98
PROFONDITÀ POZZO (m)	23.00
UBICAZIONE SENSORE DAL P.C.(m)	-22.50
QUOTA P.C. (m s.l.m.m)	848.82
LIVELLO FALDA MINIMO DAL P.C. (m)	-22.50
LIVELLO FALDA MASSIMO DAL P.C. (m)	-12.28
LIVELLO FALDA MEDIO DAL P.C. (m)	-22.25

Tab.8: Dati relativi al pozzo piezometro p1/98.

➤ Piezometro p2/98

Il piezometro p2/98 è situato nel margine W della zona urbanizzata, raggiunge la profondità di 49,50 m, il sensore di misura è posto alla profondità di 30,00 m dal piano campagna.

La stazione di misura ha permesso di monitorare con continuità l'andamento del livello piezometrico, in quanto il sensore è risultato sempre immerso (Ramella et.al. 2010).

In tabella 9 e in figura 46 sono riportati i dati relativi alle misure eseguite.

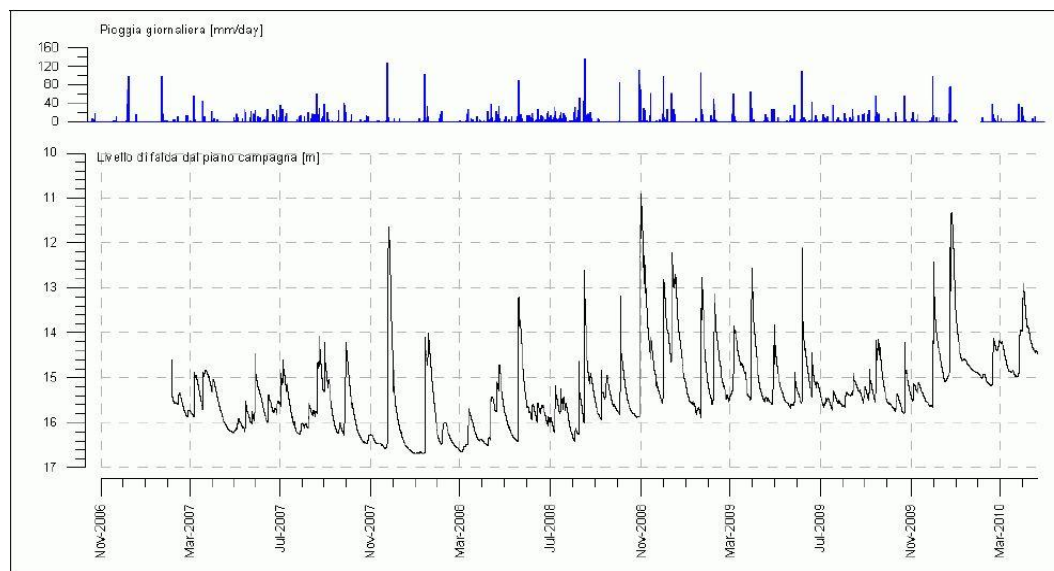


Fig. 46: Andamento del livello piezometrico nel pozzo p2/98.

	p2/98
PROFONDITÀ POZZO (m)	49.50
UBICAZIONE SENSORE DAL P.C.(m)	-30.00
QUOTA P.C. (m s.l.m.m)	913.21
LIVELLO FALDA MINIMO DAL P.C. (m)	-15.69
LIVELLO FALDA MASSIMO DAL P.C. (m)	-9.90
LIVELLO FALDA MEDIO DAL P.C. (m)	-14.32

Tab.9: Dati relativi al pozzo piezometro p2/98.

➤ Piezometro p3/98

Il piezometro p3/98 è situato nel margine Est della zona urbanizzata, raggiunge la profondità di 29,00 m, il sensore di misura è posto alla profondità di 28,50 m dal piano campagna.

La stazione di misura ha permesso di monitorare con continuità l'andamento del livello piezometrico, ma in questo caso il sensore è risultato spesso non immerso e questo ha permesso di osservare principalmente le escursioni massime che superano il sensore piezometrico (Ramella et.al. 2010).

In tabella 10 e in figura 47 sono riportati i dati riguardanti le misure eseguite.

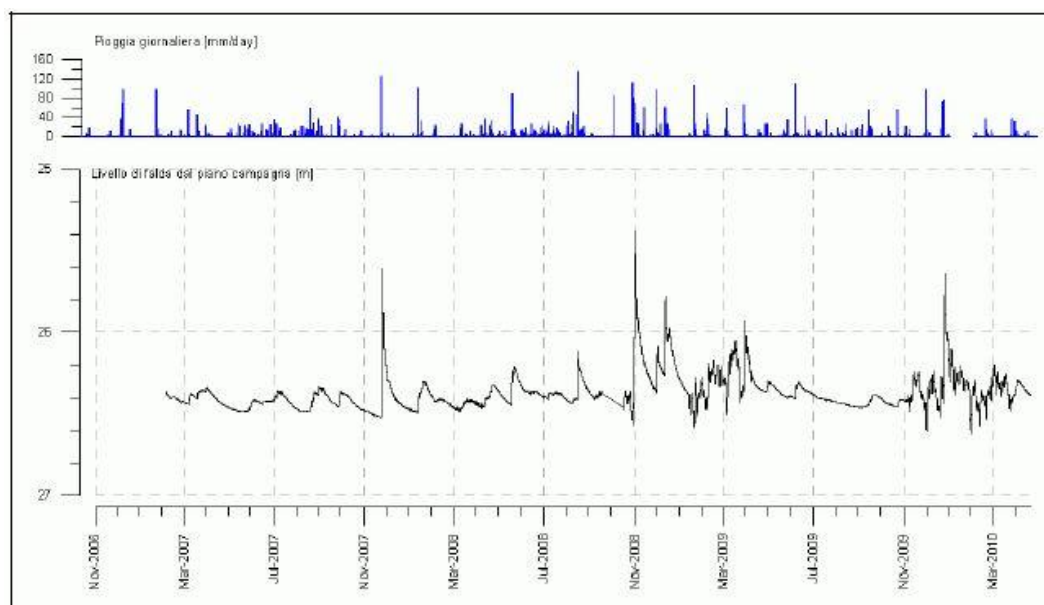


Fig. 47: Andamento del livello piezometrico nel pozzo p3/98.

	p3/98
PROFONDITÀ POZZO (m)	29.00
UBICAZIONE SENSORE DAL P.C.(m)	-28.50
QUOTA P.C. (m s.l.m.m)	928.46
LIVELLO FALDA MINIMO DAL P.C. (m)	-26.63
LIVELLO FALDA MASSIMO DAL P.C. (m)	-25.38
LIVELLO FALDA MEDIO DAL P.C. (m)	-26.37

Tab.10: Dati relativi al pozzo piezometro p3/98.

➤ Piezometro p5/00

Il piezometro p5/00 è situato nel mezzo dell'abitato di Ligosullo, raggiunge la profondità di 40,00 m, il sensore di misura è posto alla profondità di 37,00 m dal piano campagna.

La stazione di misura ha permesso di monitorare con continuità l'andamento del livello piezometrico, e il sensore è risultato sempre immerso, in questo punto di misura è stata registrata la maggior depressione della falda all'interno del corpo di frana (Ramella et.al. 2010).

In tabella 11 e in figura 48 sono riportati i dati relativi alle misure seguite.

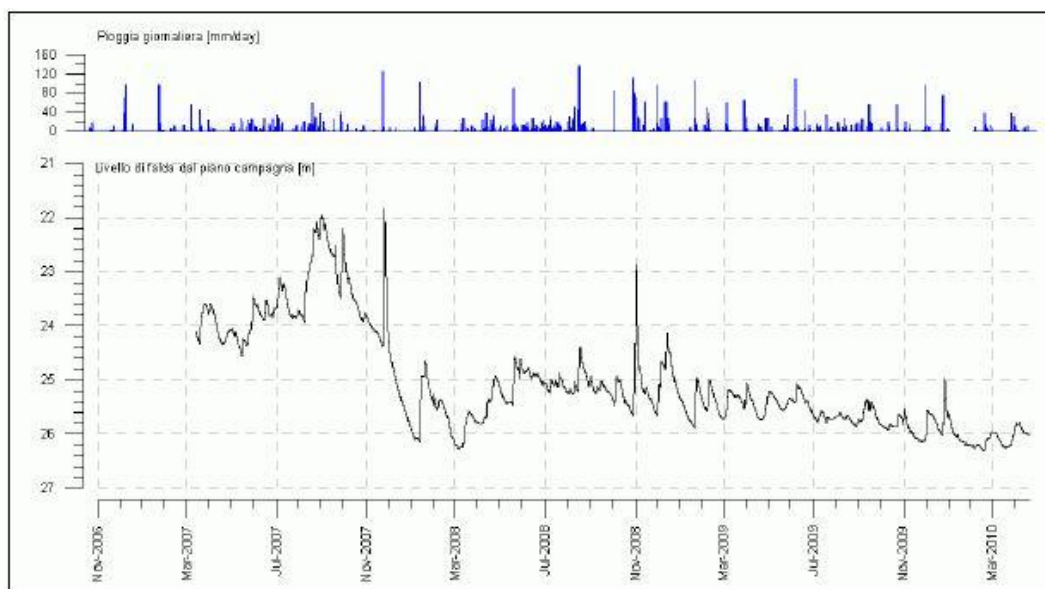


Fig.48: Andamento del livello piezometrico nel pozzo p5/00.

	p5/00
PROFONDITÀ POZZO (m)	39.00
UBICAZIONE SENSORE DAL P.C.(m)	-37.00
QUOTA P.C. (m s.l.m.m)	925.28
LIVELLO FALDA MINIMO DAL P.C. (m)	-27.31
LIVELLO FALDA MASSIMO DAL P.C. (m)	-22.83
LIVELLO FALDA MEDIO DAL P.C. (m)	-26.06

Tab.11: Dati relativi al pozzo piezometro p5/00.

➤ Piezometro p6/08

Questa stazione di misura fino al 3 settembre 2008 era in funzione un altro pozzo piezometro nominato p6/06 attivo dal 11 ottobre 2006. I dati analizzati al termine del periodo in cui è rimasto in funzione, hanno evidenziato la presenza di una superficie piezometrica collocata a una profondità minore rispetto a quella rilevata nelle altre stazioni di misura. Tale livello è stato evidenziato da un notevole salto di potenziale della superficie di falda rispetto al livello rilevato nelle stazioni di misura a valle. Questo livello è probabilmente alimentato dalle acque di ruscellamento provenienti dall'impianto del vecchio acquedotto comunale.

In seguito a questa scoperta è stato costruito il pozzo p6/08 ubicato in adiacenza a quello precedente, è profondo 40,00 m dotato di un tratto impermeabile in corrispondenza della venuta d'acqua derivante dal vecchio acquedotto (Ramella et.al. 2010).

In tabella 12 e in figura 49 sono riportati i dati relativi alle misure seguite.

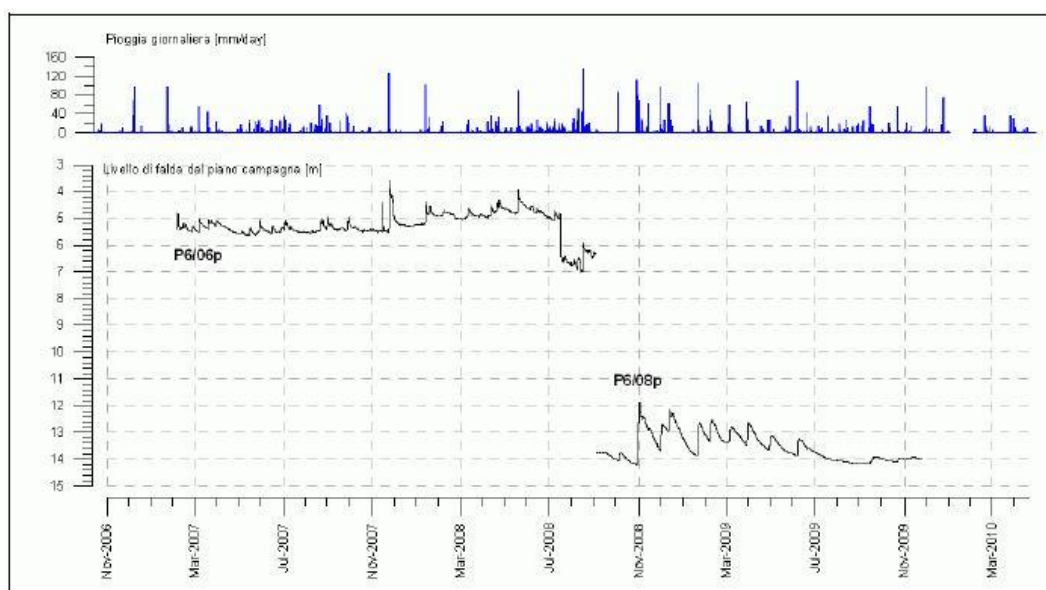


Fig. 49: Andamento del livello piezometrico nel pozzo p6/06 e p6/08.

	p6/08
PROFONDITÀ POZZO (M)	40.00
UBICAZIONE SENSORE DAL P.C.(M)	-25.00
QUOTA P.C. (M S.L.M.M)	981.00
LIVELLO FALDA MINIMO DAL P.C. (M)	-14.20
LIVELLO FALDA MASSIMO DAL P.C. (M)	-11.86
LIVELLO FALDA MEDIO DAL P.C. (M)	-13.56

Tab.12: Dati relativi al pozzo piezometro p6/08.

➤ Piezometro p7/06

Il piezometro p7/06 è collocato a monte dell’abitato di Ligosullo, e raggiunge la profondità di 28,35 m, il sensore di misura è posto alla profondità di 27,00 m dalla bocca del pozzo.

La stazione di misura ha permesso di monitorare con continuità l’andamento del livello piezometrico, il sensore è risultato sempre immerso (Ramella et.al.2010).

In tabella 13 e in figura 50 sono riportati i valori registrati in questa stazione di misura.

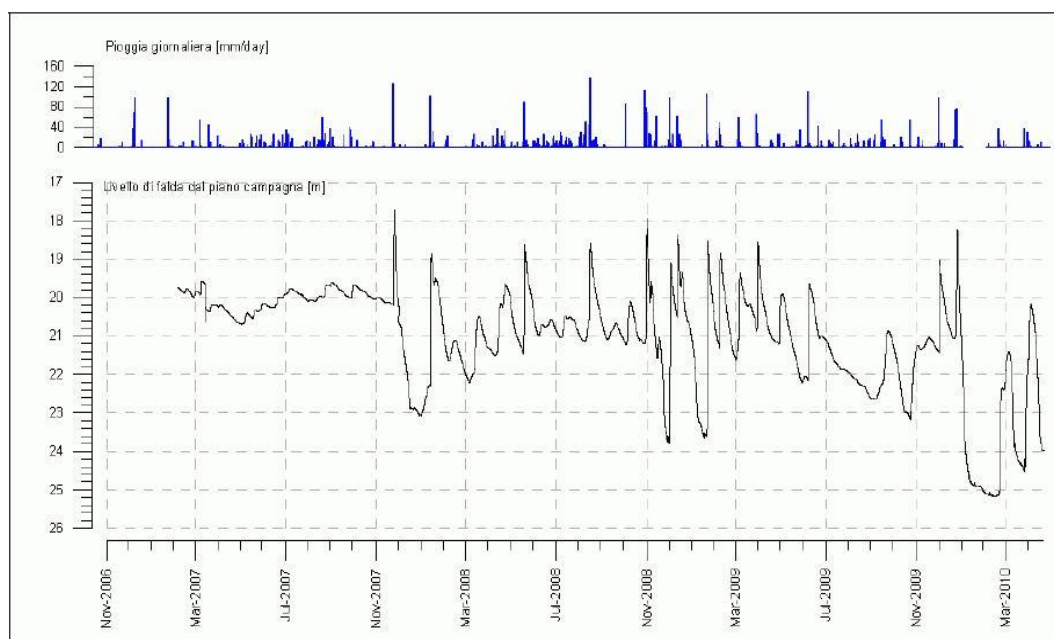


Fig. 50: Andamento del livello piezometrico nel pozzo p7/06.

	p7/06
PROFONDITÀ POZZO (m)	28.35
UBICAZIONE SENSORE DAL P.C.(m)	-27.00
QUOTA P.C. (m s.l.m.m)	1017.00
LIVELLO FALDA MINIMO DAL P.C. (m)	-25.16
LIVELLO FALDA MASSIMO DAL P.C. (m)	-17.74
LIVELLO FALDA MEDIO DAL P.C. (m)	-21.05

Tab.13: Dati relativi al pozzo piezometro p7/06.

➤ Piezometro p8/06

Il piezometro p8/06 è collocato a monte dell'abitato di Ligosullo, e raggiunge la profondità di 28,75 m, il sensore di misura è posto alla profondità di 27,00 m dalla bocca del pozzo.

La stazione di misura ha permesso di monitorare con continuità l'andamento del livello piezometrico, il sensore è risultato sempre immerso (Ramella et.al.2010).

In tabella 14 in figura 51 sono riportati i valori registrati in questa stazione di misura.

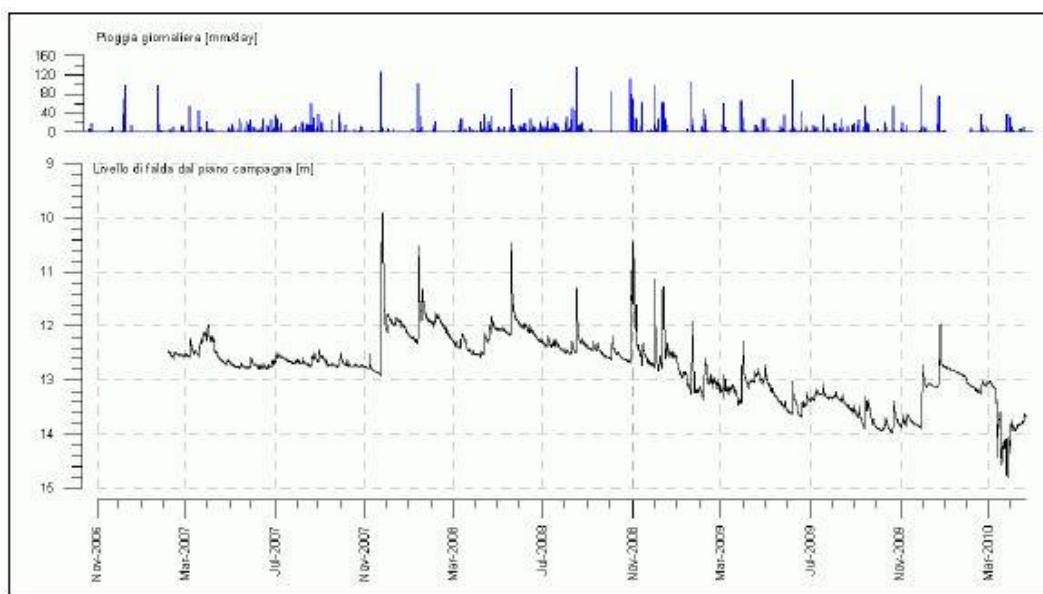


Fig. 51: Andamento del livello piezometrico nel pozzo p8/06.

	p8/06
PROFONDITÀ POZZO (m)	28.75
UBICAZIONE SENSORE DAL P.C.(m)	-27.00
QUOTA P.C. (m s.l.m.m)	1025.00
LIVELLO FALDA MINIMO DAL P.C. (m)	-14.82
LIVELLO FALDA MASSIMO DAL P.C. (m)	-9.90
LIVELLO FALDA MEDIO DAL P.C. (m)	-12.77

Tab.14: Dati relativi al pozzo piezometro p8/06.

➤ Piezometro p9/06

Il piezometro p9/06 è collocato a monte dell'abitato di Ligosullo, e raggiunge la profondità di 42,90 m, il sensore di misura è posto alla profondità di 40,00 m dalla bocca del pozzo.

La stazione di misura ha permesso di monitorare con continuità l'andamento del livello piezometrico, il sensore è risultato sempre immerso (Ramella et.al.2010).

In tabella 15 e in figura 52 sono riportati i valori registrati in questa stazione di misura.

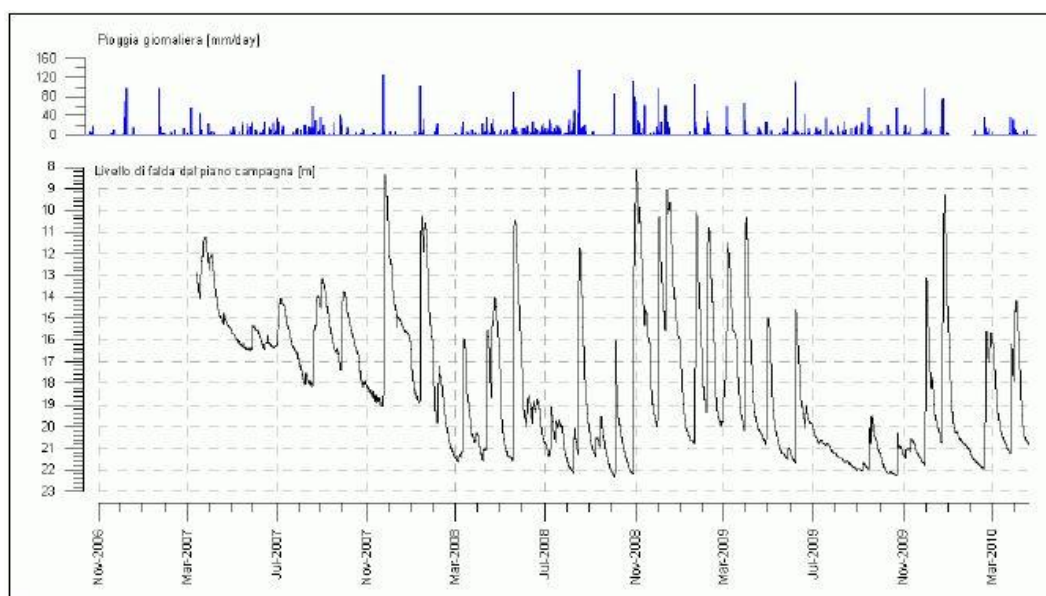


Fig. 52: Andamento del livello piezometrico nel pozzo p9/06.

	p9/07
PROFONDITÀ POZZO (m)	42.90
UBICAZIONE SENSORE DAL P.C.(m)	-40.00
QUOTA P.C. (m s.l.m.m)	949.00
LIVELLO FALDA MINIMO DAL P.C. (m)	-22.32
LIVELLO FALDA MASSIMO DAL P.C. (m)	-8.15
LIVELLO FALDA MEDIO DAL P.C. (m)	-17.97

Tab.15: Dati relativi al pozzo piezometro p8/06.

6.3.1. Risultati del monitoraggio

I dati dei pozzi monitorati hanno dimostrato, salvo piccole variazioni locali, un comportamento omogeneo nei meccanismi di ricarica della falda e nelle successive fasi di scarica.

I materiali rocciosi presenti nell'area confermano l'esistenza di un buon grado di permeabilità dovuto all'elevata fratturazione dell'ammasso roccioso, probabilmente per effetto della tettonica locale molto intensa e per effetto della movimentazione dell'ammasso roccioso.

Il livello piezometrico registrato non evidenzia punti di discontinuità della falda tra la zona di monte e quella a valle dell'abitato del capoluogo comunale, questo evidenzia una superficie di falda omogenea da valle verso monte.

È inoltre importante evidenziare che in corrispondenza del pozzo piezometro p6/08 il livello di falda risulta notevolmente più elevato rispetto al resto della tavola d'acqua, questo innalzamento è dovuto a sole ragioni topografiche.

Nel capitolo relativo alla modellazione numerica, sarà illustrato che l'innalzamento del livello piezometrico nel pozzo p6/08 comporterà problemi alla stabilità del versante.

6.4. Prove di laboratorio

La resistenza alla compressione monoassiale di una roccia è uno dei parametri di laboratorio più importanti ai fini della modellazione numerica. Prove di compressione monoassiale sono state eseguite presso il laboratorio del Dipartimento di Geoscienze di Padova, utilizzando l'unità servo-idraulica ADVANTEST 9 Mod. 50 (Fig.53) per comandare le presse di prova per materiali lapidei e da costruzione.



Fig. 53: Apparecchio servo-idraulico usato per l'esecuzione delle prove.

Le principali caratteristiche tecniche della macchina sono:

- Massima pressione utilizzabile 700 bar.

- Massima portata: 3 lpm nello stadio di bassa pressione e 1 lpm nello stadio di alta pressione.
- 4 porte idrauliche per il collegamento di diversi telai di prova.

Sono presenti otto canali in ingresso che permettono di monitorare i sensori di carico (estensimetri, trasduttori di pressione), i trasduttori di spostamento e i trasduttori di deformazione (clip gauge, strain gauge).

I campioni, prima di essere sottoposti alla prova, devono essere preparati secondo una procedura specifica con lo scopo di dargli delle caratteristiche standard, le fasi di preparazione sono:

- Dai due campioni portati in laboratorio sono stati ricavati quattro campioni cilindrici aventi rapporto altezza/diametro compreso tra 1,5 e 2,4.
- Sono state levigate le superfici in modo da minimizzare lo scostamento (< 0,02 mm) tra le basi e la perpendicolarità rispetto all'asse del campione (< 0,05 mm su 50 mm).
- Il diametro del provino è stato calcolato come media di due diametri ortogonali tra loro, misurati nella parte superiore, a mezza altezza e nella parte inferiore del campione.
- È stata misurata l'altezza del provino con approssimazione di 1,0 mm.
- Su ogni provino sono stati installati 2 estensimetri elastici a resistenza per la determinazione delle deformazioni assiali e diametrali.

Di seguito verranno elencate le procedure adottate per l'esecuzione della prova:

1. Annotare diametro, altezza, peso e natura del provino sul modulo di laboratorio.
2. Programmazione della strumentazione per l'esecuzione della prova inserendo: velocità di avanzamento, n° del provino, diametro e altezza. Il carico sul campione viene applicato in modo continuo con velocità costante.
3. Sistemazione del provino tra due piastre di contrasto.
4. Avvicinare le piastre fino al contatto con il provino.
5. Avviare la prova.
6. La pressa si arresta automaticamente a rottura avvenuta.

7. Annotare sul modulo di laboratorio il valore di forza massimo registrato dalla centralina e salvare la prova.
8. Alzare le piastre della pressa ed estrarre il provino.

6.4.1. Elaborazione dei dati

Dalle prove di compressione si possono ricavare alcuni parametri tra cui le costanti E e ν (Modulo di Young e Coefficiente di Poisson), che definiscono le caratteristiche del comportamento elastico della roccia. La resistenza a compressione monoassiale del campione, σ , viene calcolata dividendo il massimo carico, P , registrato nel corso della prova per l'area iniziale della sezione trasversale, A . si ottiene la formula:

$$\sigma = \frac{P}{A}$$

Bisogna ricordare che per convenzione sono considerate positive le tensioni e deformazioni di compressione.

La deformazione assiale ε_a e la deformazione diametrale ε_d vengono registrate direttamente dal software, il quale elabora le variazioni di resistenza elettrica provenienti dagli estensimetri applicati al provino, e fornisce il valore della deformazione.

Il *Modulo di Young* assiale, E , definisce il rapporto lineare elastico tra lo sforzo applicato assialmente e la deformazione che viene prodotta lungo la linea di applicazione dello sforzo. Viene espresso in GPa.

Generalmente viene calcolato utilizzando tre metodi:

- ⤴ *Modulo di Young tangenziale*, E_{tan} , viene misurato ad un livello di tensione pari a una certa percentuale della resistenza. Generalmente si considera un livello di tensione pari al 50% della resistenza ultima a compressione monoassiale (Fig.54).
- ⤴ *Modulo di Young medio*, E_m , determinato a partire dalla pendenza media della parte rettilinea della curva tensione assiale/deformazione assiale (Fig.54).

✧ *Modulo di Young secante*, E_{sec} , misurato dalla tensione nulla ad una percentuale prefissata della resistenza ultima, generalmente al 50% (Fig.54).

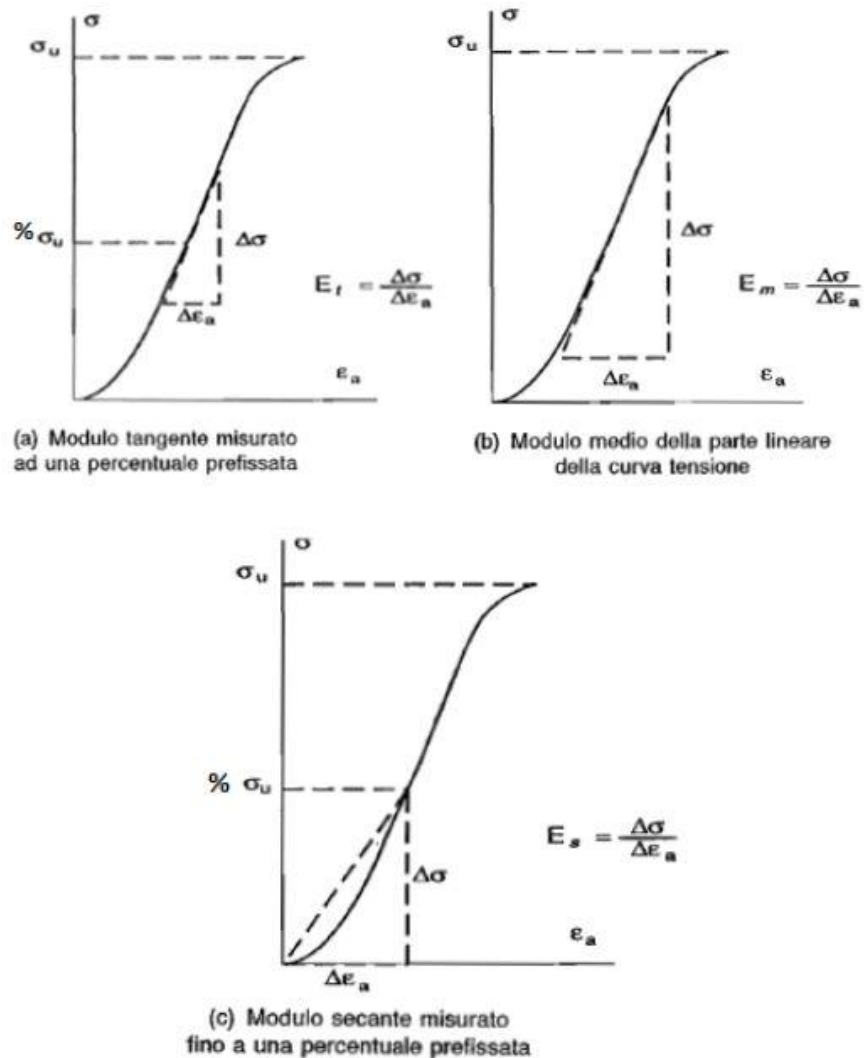


Fig. 54: Metodi per il calcolo del Modulo di Young a partire dalla curva tensione-deformazione.

Il *Coefficiente di Poisson*, ν , definisce il rapporto tra la deformazione longitudinale di un corpo roccioso per effetto della compressione applicata verticalmente ed il valore della deformazione trasversale. Ne risulta la formula :

$$\nu = \frac{\epsilon_d}{\epsilon_a}$$

Generalmente il valore del coefficiente varia da 0,02 a 0,50, quest'ultimo valore rappresenta un comportamento plastico del materiale studiato.



Fig. 55: Provino AVG 2 sinistra e AVG 1 a destra.

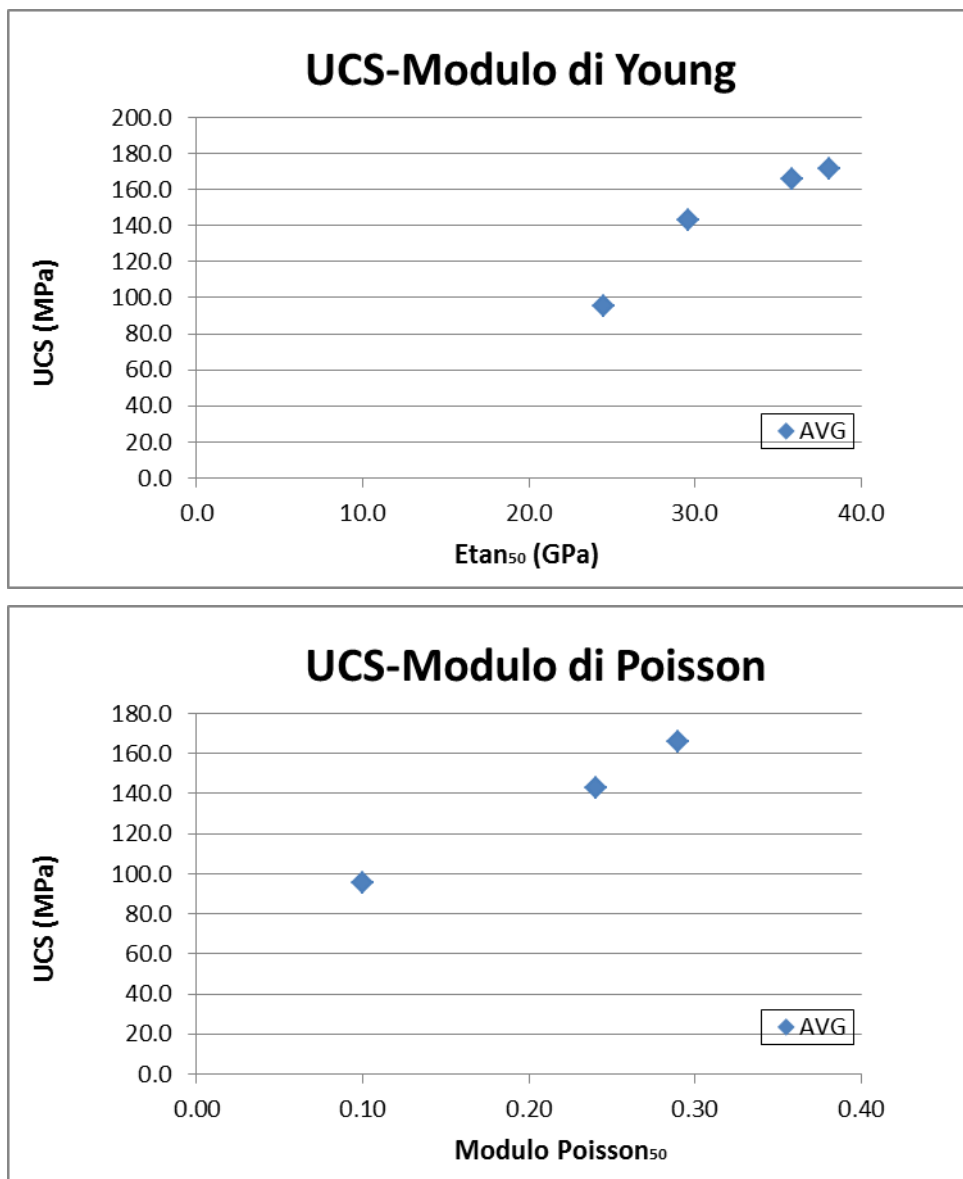


Fig. 56: Confronto tra i valori di UCS ed Il Modulo di Young e Modulo di Poisson.

AVG	n. test	litologia	direzione	diametro (mm)	altezza (mm)	peso (g)	velocità (MPa/s)	p (g/cm ³)	UCS (MPa)	E _{elastico} (GPa)	E _{elastico} (GPa)*	Modulo di Poisson _{ro}	G [Pa]	K [Pa]
	I	Arenarie Val Gardena	?	38.15	80.3	251.7	0.200	2.74	165.7	35.8	45.6	>50	-	-
	II	Arenarie Val Gardena	?	38.15	82.2	256.9	0.200	2.74	95.3	24.5	33.3	0.29	9.50E+09	1.9E+10
	III	Arenarie Val Gardena	?	38.16	79.4	247.3	0.200	2.72	142.9	29.6	33.9	0.10	1.35E+10	1.2E+10
	IV	Arenarie Val Gardena	?	38.16	79.7	249.6	0.200	2.74	171.6	38.1	36.0	0.24	1.54E+10	2.4E+10

Tab.16: Risultati delle 4 prove di compressione uniaassiale effettuate sui campioni di roccia del' Arenarie di Val Gardena.

Nella tabella 16 sono riportati i risultati ottenuti nelle quattro prove di compressione monoassiale effettuate sui campioni di Arenaria di Val Gardena (Fig.55).

Da una prima analisi dei grafici in figura 56 e della tabella 16 si nota che i dati ricavati presentano un certo grado di variabilità, mantenendo tuttavia un'apparente *trend*, sia in termini di resistenza a compressione (UCS) sia per i valori del Modulo di Young.

Tale disomogeneità nei valori ricavati è da imputare alla presenza nella roccia di microfratture derivanti dalla storia tenso-deformativa subita dal versante in studio. Cicli di carico e scarico glaciale subiti dal pendio durante le glaciazioni pleistoceniche e oloceniche, in particolare in seguito all'ultimo ciclo glaciale con il ritiro dei ghiacci post LGM, possono favorire la formazione di microfratture nell'ammasso roccioso.

Da aggiungere all'effetto derivante dal carico dei ghiacciai, è l'intensa attività tettonica compressiva e trascorrente generata dalle faglie che attraversano il versante in studio.

Tuttavia è da notare che i campioni sono stati prelevati dal margine Est del corpo di frana, è possibile ipotizzare che i fenomeni di detensionamento derivanti dalla movimentazione della frana abbiano ulteriormente indebolito le proprietà meccaniche alla scala della roccia intatta.

6.5. Simulazione numerica del fenomeno franoso

6.5.1 Il software FLAC 7.0 e FLAC\Slope

I metodi convenzionali di analisi di stabilità dei versanti, basati sul concetto di equilibrio limite, non consentono la determinazione delle tensioni e delle deformazioni all'interno di un ammasso roccioso o di terreno. Queste limitazioni hanno posto l'esigenza di integrare le analisi convenzionali con approcci sforzo deformativi basati su metodi numerici alle differenze finite o agli elementi finiti. In questo studio sono stati utilizzati il programma *FLAC 7.0* (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) e il programma *FLAC\Slope*, una versione semplificata del programma *FLAC*; entrambi prodotti da Itasca Consulting Group.

In particolare *FLAC 7.0* (Fig.57) è un programma esplicito bi-dimensionale alle differenze finite, che simula il comportamento di strutture rocciose, di terreni o altri materiali artificiali sotto l'azione di differenti campi di sforzo e risulta, quindi, utile nell'ambito della geologia applicata per la risoluzione di complessi problemi geologico-tecnici.

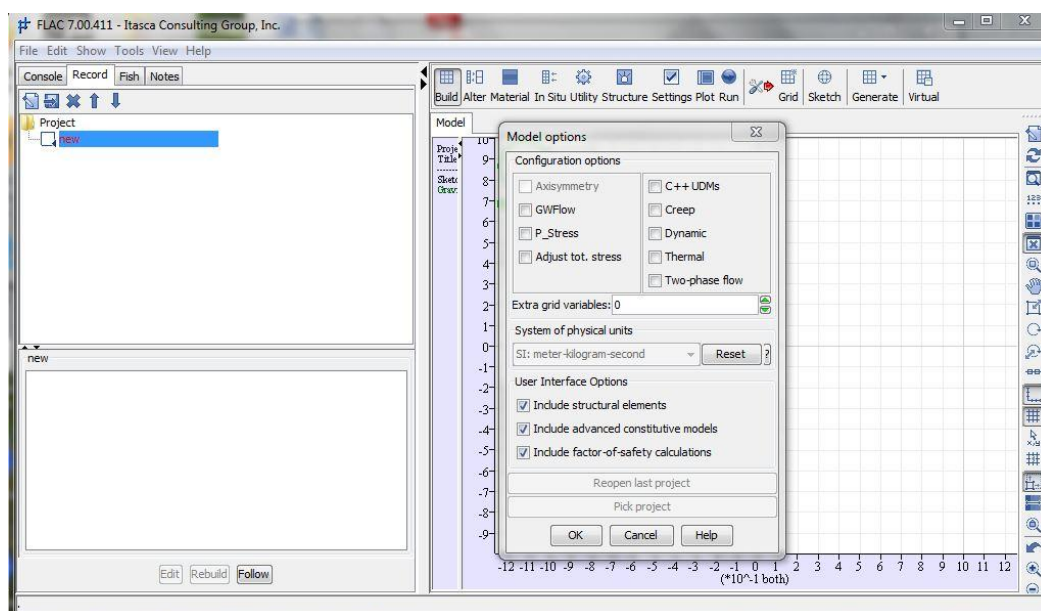


Fig. 57: Schermata iniziale di FLAC 7.0.

Il versante viene rappresentato da elementi o zone in modo da formare una griglia che viene opportunamente modificata per farla aderire alla realtà della struttura geologica da modellare. Lo schema di calcolo esplicito su cui si basa la struttura del software, permette di ottenere dei risultati molto accurati sia per collassi plastici che di flusso.

Generalmente il metodo di calcolo di *FLAC* è quasi-statico, ma è possibile eseguire anche analisi di flusso o di trasferimento di calore sia separate che in accoppiate con il calcolo meccanico, in modo da poter osservare i vari effetti d'interazione tra le differenti condizioni al contorno. Il software è costituito da un gruppo di comandi utilizzati per controllare le operazioni del programma e la convergenza dell'algoritmo di calcolo.

Ci sono quattro componenti fondamentali da specificare:

- La griglia di discretizzazione
- Il modello costitutivo
- Le proprietà dei materiali
- Le condizioni al contorno e le condizioni iniziali.

Queste condizioni sono definite inizialmente nel modello per poter calcolare lo stato di equilibrio finale ed eventuali alterazioni, tipo escavazioni o carichi esterni. Il numero di *step* utilizzati per la risoluzione può essere determinato sia automaticamente dal codice di calcolo che manualmente dall'operatore. Il mezzo continuo viene diviso in una maglia composta da elementi quadrilateri (Fig.58), e successivamente rimodellata, deformata e/o rinfittita dall'operatore in funzione della struttura da simulare e della precisione che si vuole ottenere (Itasca Consulting Group, 2011). La maglia quadrilatera viene poi discretizzata in elementi triangolari.

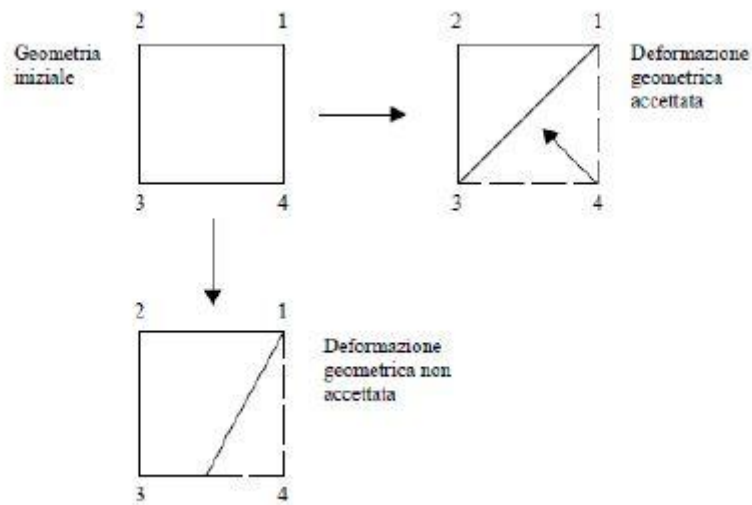


Fig.58: Metodi per la creazione della griglia.

Viene definito inoltre il numero di colonne e righe della maglia, la cui intersezione genera dei nodi chiamati punti-griglia.

Vi sono due regole generali per creare le zone:

- 1- L'area del quadrilatero deve essere positiva.
- 2- Ogni zona può essere deformata finché l'area della sub-griglia triangolare ottenuta non sia inferiore al 20% dell'area del quadrilatero.

La fase successiva è definire il modello costitutivo che meglio rappresenta il comportamento dei materiali presenti. In *FLAC* sono presenti una varietà di modelli costitutivi, da poter utilizzare in diversi casi di modellazione, suddivisi in tre gruppi principali. In particolare, tutti i modelli utilizzano un materiale isotropo con un *range* di comportamento elastico definito da due costanti, il *Bulk modulus* K , e lo *Shear Modulus* G .

Le costanti elastiche, K e G , sono usate perché definiscono gli aspetti fondamentali dei materiali in modo preciso a partire dal Modulo di Young E , e dal Coefficiente di Poisson ν . Le proprietà di resistenza dei materiali sono quelle usate nella definizione del criterio di rottura, in base al modello costitutivo utilizzato; è quindi necessario introdurre oltre all'angolo d'attrito Φ e alla coesione C , altri parametri per poter permettere al programma di determinare il collasso o meno del mezzo solido (Fig.59).

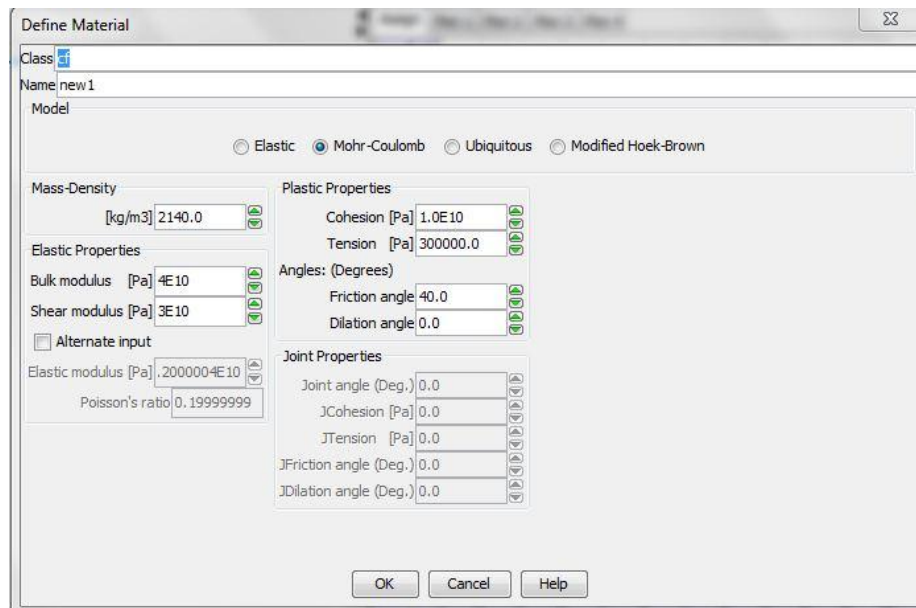


Fig. 59: Schermata utilizzata per la definizione del modello costitutivo e delle proprietà dei materiali in fase di modellazione.

La fase successiva consiste nel definire le condizioni al contorno e quelle iniziali, ossia stabilire i vincoli agli estremi del modello. I limiti possono essere distinti in reali, cioè delle condizioni al contorno esistono realmente e quindi si possono modellare, ed artificiali, cioè situazioni non reali poste in determinate zone del modello in situazioni particolari, ad esempio la superficie di un contatto litologico.

Con *FLAC* può essere anche effettuata la simulazione del flusso d'acqua, sia in parallelo che separatamente alla risoluzione meccanica del modello, in modo da poter produrre gli effetti di interazione tra fluido e terreno.

Per quanto riguarda *FLAC/Slope* (Fig.60) è una versione di *FLAC*, progettata specificamente per eseguire il calcolo del fattore di sicurezza e calcoli per l'analisi di stabilità dei versanti. Questo programma è gestito interamente dall' interfaccia grafica di *FLAC*, che consente la creazione rapida di modelli per il terreno e/o pareti rocciose, e la soluzione della loro condizione di stabilità. *FLAC/Slope* fornisce un'alternativa ai programmi tradizionali all'equilibrio limite per la determinazione del fattore di sicurezza. I codici all'equilibrio limite utilizzano uno

schema approssimativo (tipicamente basato sul metodo dei conci), in cui vengono eseguite un certo numero di assunzioni (ad esempio, la posizione e l'angolo di applicazione delle forze di interconco). Vengono testate diverse superfici di rottura ipotizzate, e viene scelta quella che dà il fattore di sicurezza più basso. Dato un insieme di proprietà, il sistema è determinato per essere stabile o instabile. Eseguendo automaticamente una serie di simulazioni e cambiando le proprietà di resistenza, il fattore di sicurezza si trova in corrispondenza del punto di stabilità, e la superficie di rottura può essere individuata (Itasca Consulting Group, 2011).

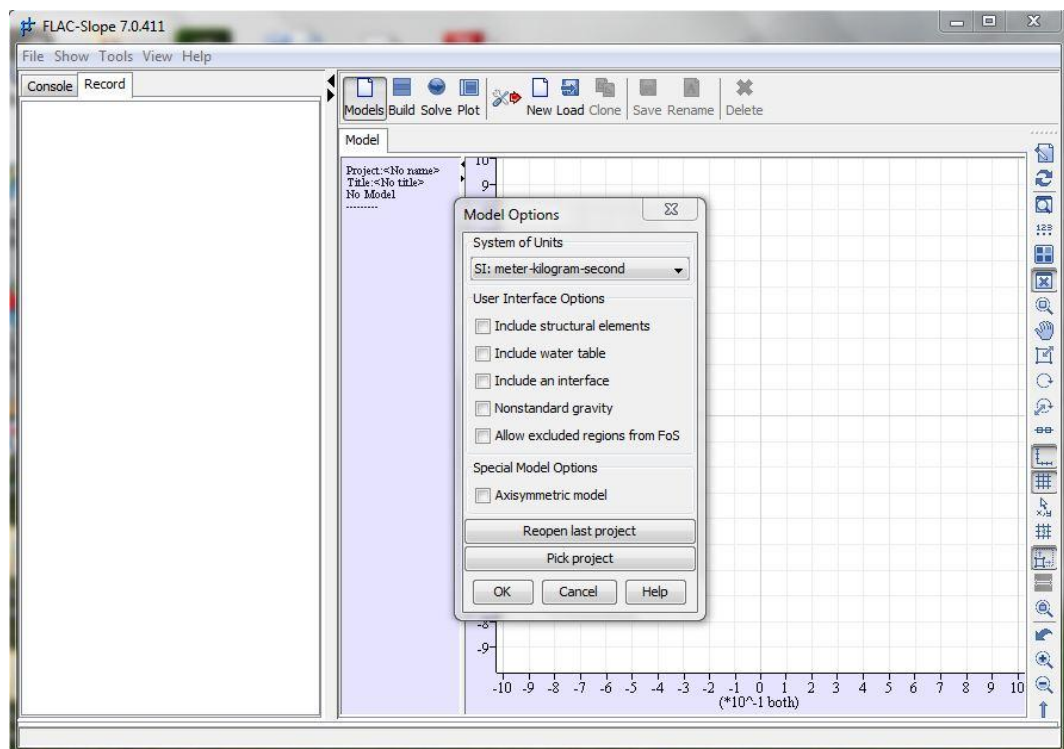


Fig. 60: Schermata iniziale di FLAC/SLOPE.

6.5.2. Costruzione del modello numerico

Lo sviluppo del modello numerico del fenomeno franoso in studio, è nato dall'esigenza di dare una spiegazione accettabile ai meccanismi di riattivazione del dissesto in atto. L'idea principale che è stata seguita, prevede la creazione di tre modelli distinti in cui, in ogni simulazione, veniva assunto un livello piezometrico diverso rispetto a quello precedente. Si è scelto questo approccio perché si è notata la profonda influenza del livello di falda nella stabilità della frana.

Nei tre modelli si è simulato l'andamento della tavola d'acqua in tre posizioni differenti, quella massima, quella minima e quella intermedia.

Tali livelli sono stati individuati grazie alla disponibilità di dati che coprono un periodo temporale che va dal 2007 al 2010; in tale arco di tempo sono stati individuati i livelli massimi e minimi, e la loro media, per avere un valore unico da implementare nel modello.

Tuttavia i dati ricavati sono puntuali, cioè disponibili solo per il piezometro preso in considerazione, e questo ha reso necessario ricostruire “manualmente” l'andamento del livello di falda tra i punti di potenziale noto.

È stato scelto per la modellazione del versante la direzione di massima pendenza, lungo la quale è stata eseguita anche la sezione geologica longitudinale (Fig.61, Allegato 1).

Il primo *step* per la creazione del modello è la definizione della geometria, dato che l'obiettivo della simulazione numerica è lo studio dei meccanismi di riattivazione e che la profondità della superficie di scorrimento è ben nota grazie ai numerosi studi effettuati in zona, questo ha permesso di semplificare notevolmente la struttura del versante suddividendola in di un *bedrock* e corpo di frana, (Fig.61). Tale geometria è stata creata attraverso l'ausilio di *FLAC/Slope*, perché la sua interfaccia risulta più semplice da utilizzare per la creazione della struttura, e successivamente, il modello così creato è stato importato in *FLAC*.

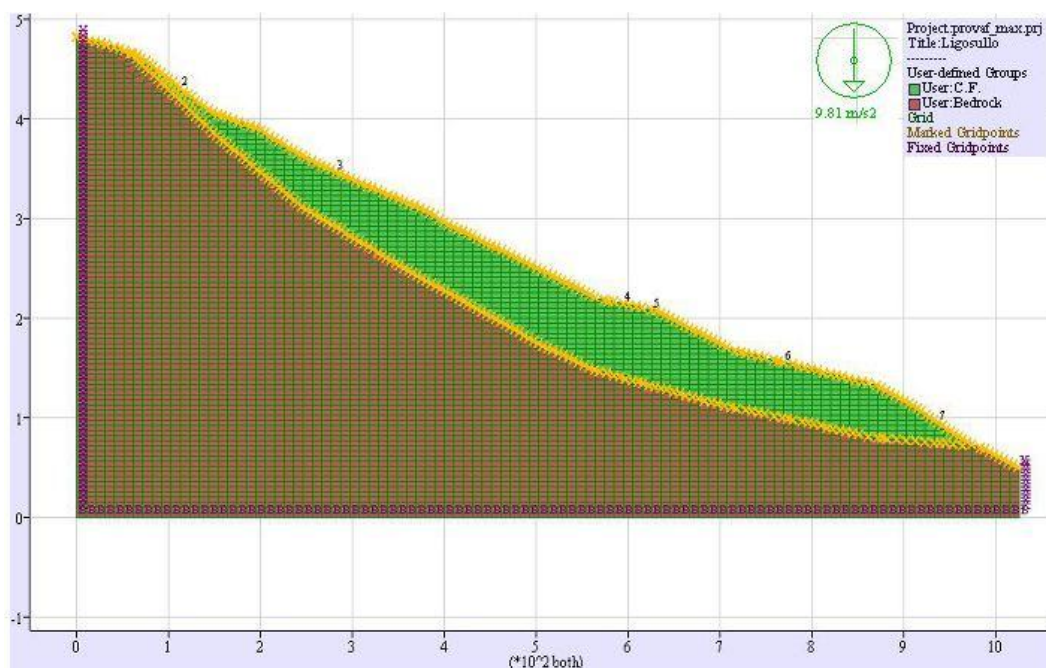


Fig. 61: Schematizzazione del versante modellato. Il C.F. rappresenta il materiale del corpo di frana, il BEDROCK rappresenta il materiale che costituisce il versante “intatto”.

La fase successiva è stata la stima e implementazione delle caratteristiche meccaniche dei materiali che costituiscono il corpo di frana ed il *bedrock*. Per la stima dei parametri riferiti al *bedrock* richiesti dal *software*, sono stati sfruttati i dati derivati dalle prove di compressione monoassiale che sono stati poi rielaborati attraverso il *software RocLab* (Rocscience, 2007), che permette di stimare i valori di coesione ed angolo d’attrito del materiale (Tab.17), e di valutare il modulo elastico con cui ricavare K (*Bulk Modulus*) e G (*Shear Modulus*).

Per quanto riguarda le proprietà meccaniche del corpo di frana sono stati utilizzati i dati delle prove geotecniche eseguite dall’Istituto di Geofisica e Oceanografia Sperimentale di Trieste (Tab.17).

In questa fase, alla formazione non coinvolta direttamente nel dissesto è stato attribuito il modello basato sul criterio di rottura Mohr-Coulomb, il quale richiede come parametri di input la coesione e l’angolo d’attrito, mentre alla litologia maggiormente coinvolta nella frana è stato attribuito il *model ubiquitus*, anche

questo basato sul criterio di rottura Mohr-Coulomb, ma che permette di considerare separatamente le proprietà meccaniche lungo dei giunti presenti nel materiale.

PARAMETRO	Corpo Frana	Bedrock
K[Pa]	1.72E+09	1.80E+10
G[Pa]	1.23E+09	1.30E+10
C[Pa]	4.00E+04	9.18E+07
JC[Pa]	2.00E+04	0.00
Φ [°]	30.00	37.00
J Φ [°]	27.00	0.00
T[Pa]	0.00	1.70E+04
JT[Pa]	0.00	0.00
ρ [Kg/m ³]	2140.00	2740.00

Tab.17: Parametri implementati nel modello.

6.5.3. Risultati della simulazione

La prima operazione eseguita è stata lo sviluppo di tre modelli uguali, fatta eccezione del livello in cui è posizionata la tavola d'acqua (Fig.62), in modo da ricreare la distribuzione della pressione dei pori. In questo caso si è preferito assegnare delle condizioni idrauliche di tipo idrostatico e non di flusso, per creare un andamento delle pressioni neutre di tipo lineare con la profondità (Fig.63); questa operazione è stata eseguita per tutti i livelli di falda studiati.

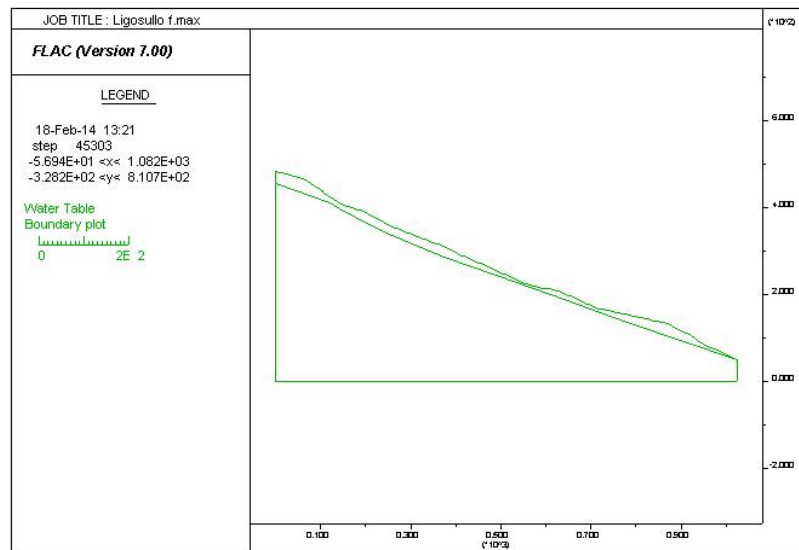


Fig. 62 Versante schematizzato, in cui la falda sia collocata al livello massimo.

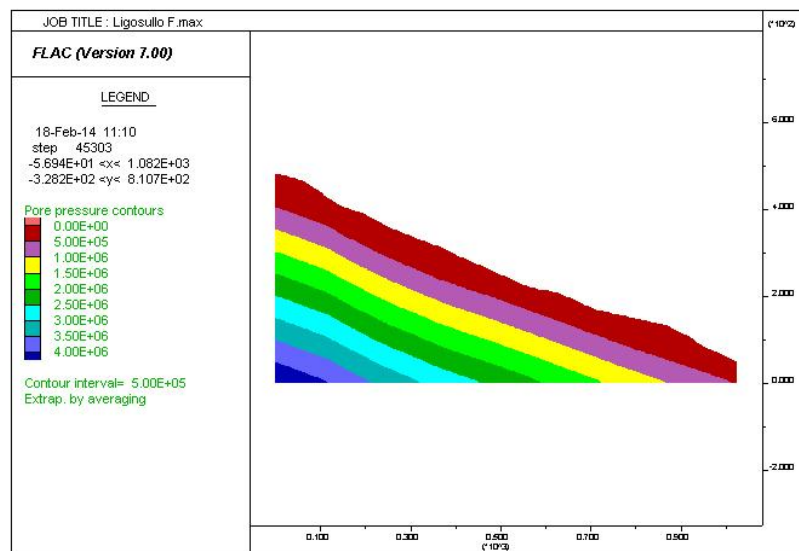


Fig. 63: Grafico della pressione dei pori nel caso in cui la falda sia collocata al livello massimo.

Per capire come il livello piezometrico influisca sulla stabilità del pendio, si è proceduto all'analisi degli spostamenti lungo la direzione orizzontale ed è emerso che al variare della profondità della tavola d'acqua, la stabilità del versante varia in modo consistente.

Come si può vedere dalle figure 64, 65, 66, che rappresentano gli spostamenti orizzontali, il campo di variazione è molto ampio; già a colpo d'occhio è possibile intuire come il livello freatico influisca notevolmente sulla mobilità che può avere il corpo di frana.

Nel caso in cui la falda è posizionata al livello minimo (Fig.64), si nota che il campo degli spostamenti coinvolge una discreta porzione del corpo di frana, ma con spessori ridotti e con delle entità piccole; anche una parte al piede del versante viene mobilizzata (come indicato dall'inclinometro P1/98), perché la pendenza risulta qui essere maggiore.

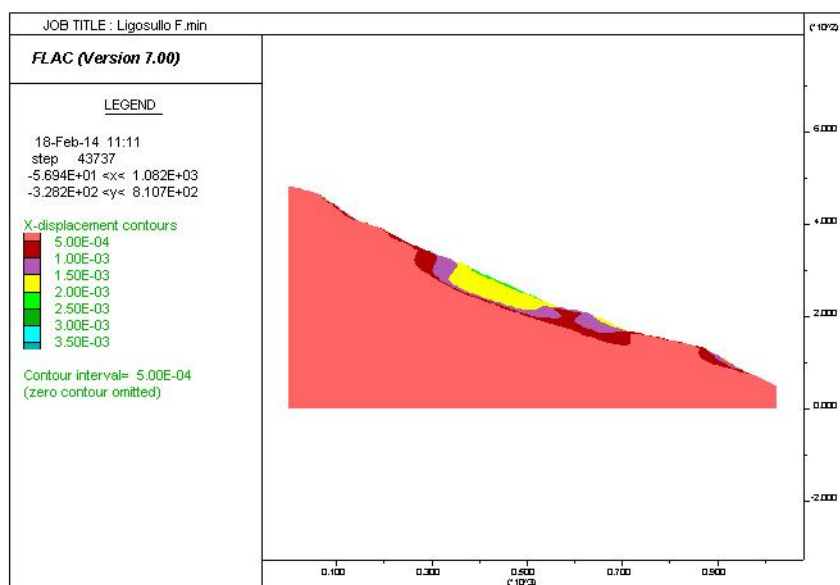


Fig. 64: Spostamenti lungo la direzione orizzontale nel caso in cui la falda sia al livello minimo.

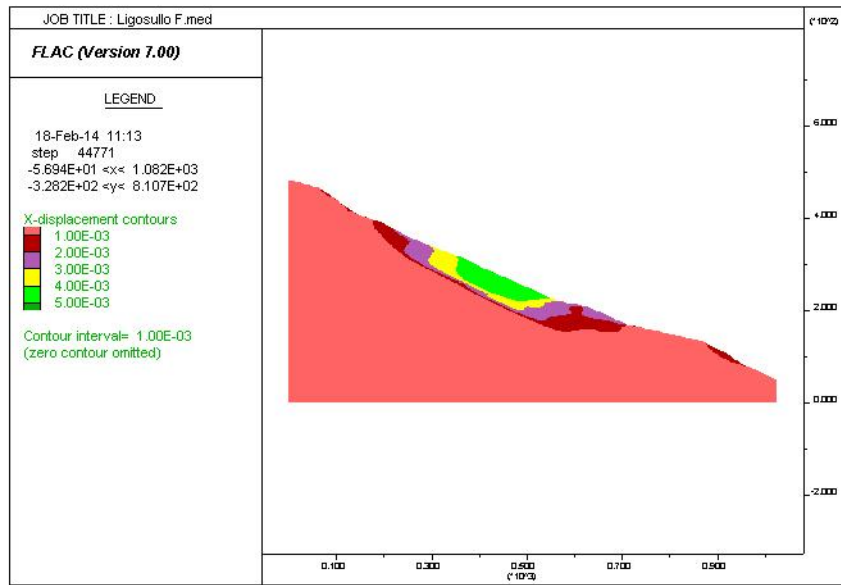


Fig. 65: Spostamenti lungo la direzione orizzontale nel caso in cui la falda sia al livello medio.

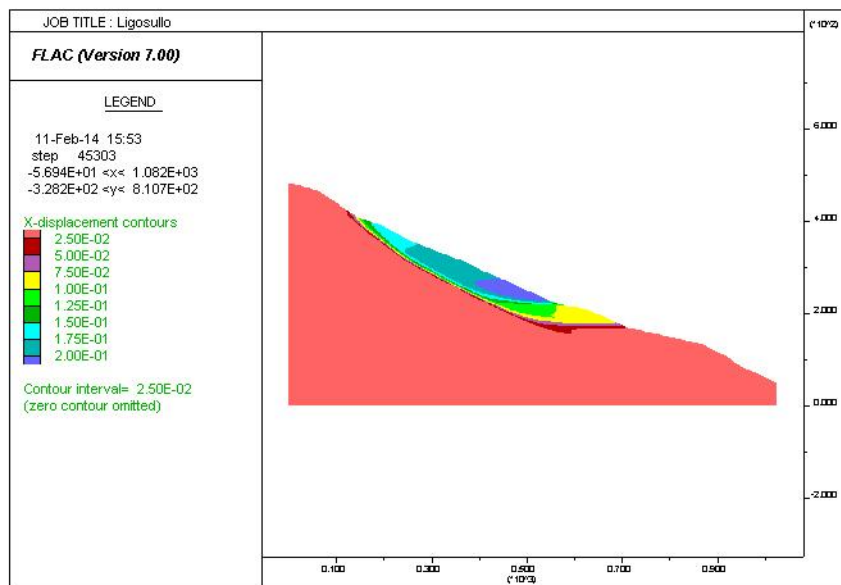


Fig. 66: Spostamenti lungo la direzione orizzontale nel caso in cui la falda sia al livello massimo.

Studiando gli altri due casi (Fig.65, 66), si può osservare che il campo di spostamenti si approfondisce gradualmente coinvolgendo un volume sempre più ampio del versante e interessando spessori via via crescenti. Per quanto riguarda l'aspetto quantitativo, il valore di spostamento che restituisce il programma è comparabile a quello osservato attraverso il monitoraggio con gli inclinometri, cioè varia da valori nell'ordine di centimetri a decimetri.

È interessante osservare, per il caso in cui la falda sia al livello massimo, la variazione della deformazione di taglio (Fig.67), dove si nota che solo parte del versante viene mobilizzato, probabilmente a causa alla elevata posizione della tavola d'acqua.

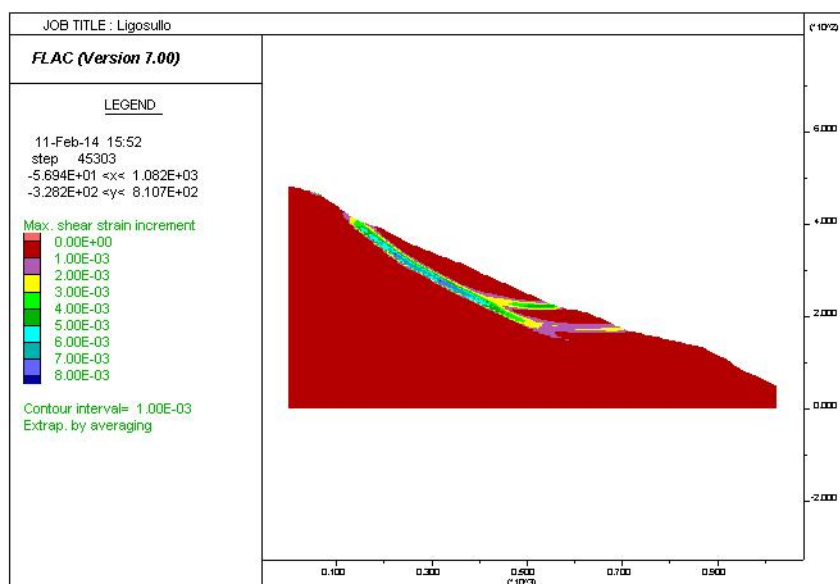


Fig. 67: Grafico dello shear strain nel caso in cui la falda sia posizionata al livello massimo.

Tale situazione rispecchia quello che è stato osservato nelle verticali inclinometriche P6/07i e P5/00i, dove a una profondità di rispettivamente di 20 m e 40 m sono state individuate delle superfici di scorrimento secondarie (Fig.67). Questo indica che al variare della tavola d'acqua varia la porzione di corpo di frana mobilitato. Tale osservazione trova conferma se viene considerato che nel

punto in cui cambia la pendenza del versante, all'incirca dove è posizionato l'inclinometro P6/07i, la tavola d'acqua raggiunge un livello più superficiale generando conseguentemente una situazione di criticità.

Altro aspetto studiato nel corso della modellazione, è lo stato di plasticizzazione dal versante (Fig.68, 69, 70); tale analisi permette di capire quali siano le tensioni che si sviluppano all'interno del pendio nel corso della sua storia deformativa. È stato preso in esame il modello in cui la falda è posizionata al livello massimo (Fig.68); emerge che nella parte sommitale del versante, in corrispondenza della nicchia di distacco, si ha la presenza di sforzi di trazione (in viola), mentre lungo la superfici di scorrimento sono presenti sforzi di taglio (in rosso). La presenza di *marker*, che indicano lo sforzo di trazione lungo il margine sinistro del modello, non ha alcun significato ai fini delle conclusioni sulle condizioni tenso-deformative del versante. La loro presenza è dovuta a un problema esclusivamente di tipo numerico generato dalla vicinanza di una condizione al contorno, che fissa gli spostamenti del dominio di modellazione.

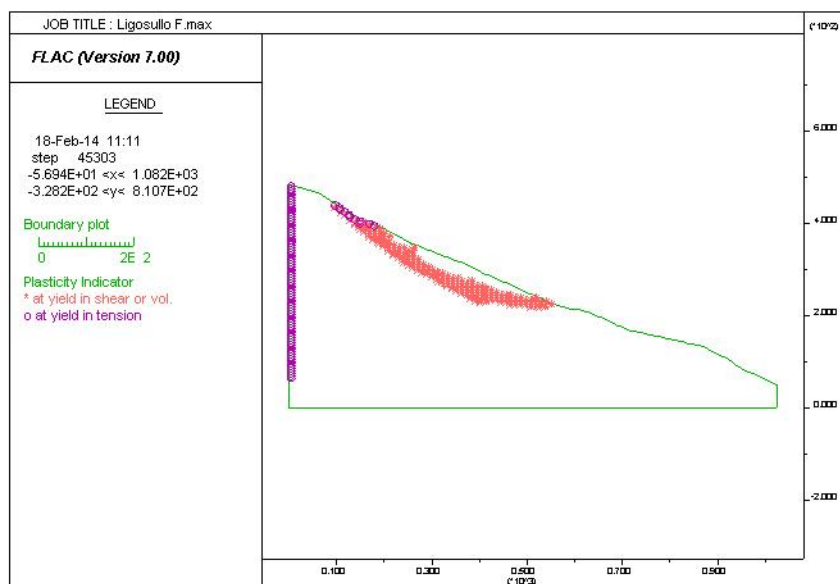


Fig. 68: Stato di plasticizzazione del versante, nel caso in cui la falda sia collocata al livello massimo.

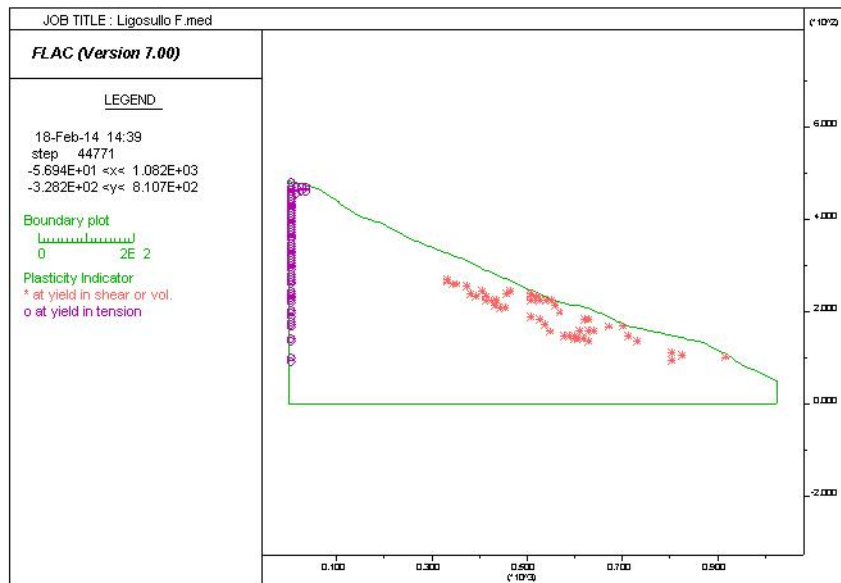


Fig. 69: Stato di plasticizzazione del versante, nel caso in cui la falda sia collocata al livello medio.

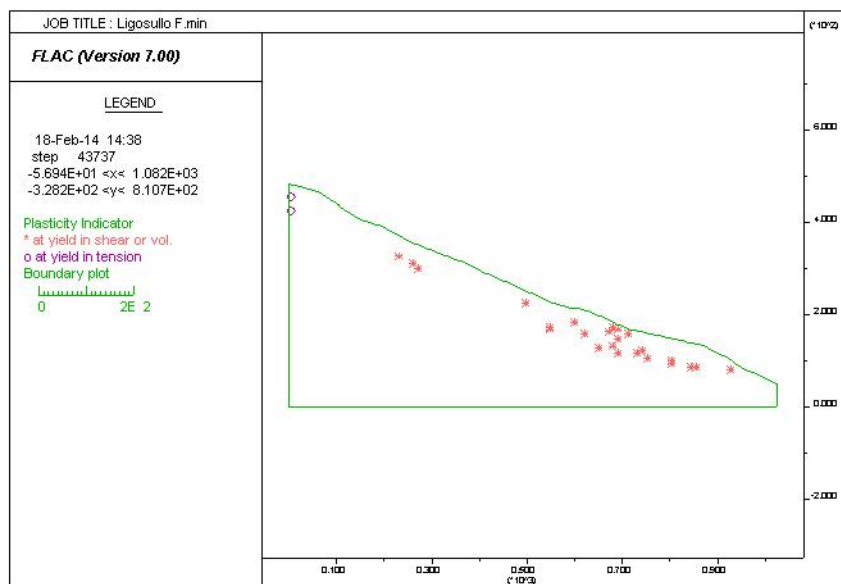


Fig. 70: Stato di plasticizzazione del versante, nel caso in cui la falda sia collocata al livello minimo.

Per avere un'ulteriore conferma delle condizioni di stabilità del versante, è stato eseguito il calcolo del fattore di sicurezza per ogni modello prodotto. Il risultato ottenuto conferma le osservazioni fatte fino ad ora. Nel caso in cui la falda è collocata al livello massimo il FOS (Fattore di sicurezza) è uguale a 1,00; nel caso intermedio il FOS è uguale a 1,10 e nel caso con la falda collocata a livello minimo il FOS è uguale a 1,24.

Si può affermare che in condizioni normali (livello della falda in posizione media) il versante è in una situazione di criticità abbastanza elevata, perché variando minimamente le sue resistenze o le condizioni di sovraccarico o di livello piezometrico, può volgere facilmente a condizioni instabili come quelle riscontrate nel caso del modello in cui è stato ipotizzato il livello di falda massimo.

6.6. Analisi interferometrica del fenomeno franoso

6.6.1. Il SAR e l'interferometria: aspetti teorici

Con il termine SAR o radar ad apertura sintetica si indica un sensore attivo montato su di una piattaforma mobile. Un apparecchio trasmittente costituito da un'antenna, puntata verso terra ortogonalmente alla direzione di moto della piattaforma con un angolo compreso tra 20° e 80° rispetto alla direzione di Nadir (chiamato angolo di *off-nadir* θ), tale sensore irraggia lo spazio circostante con un'onda elettromagnetica che incide sugli oggetti che incontra e subisce un fenomeno di riflessione. Una parte dell'onda diffusa torna verso l'antenna dove viene misurata (Piano straordinario di telerilevamento, 2009). In questo modo il radar è in grado di individuare oggetti, e misurando il ritardo temporale tra l'istante di trasmissione e quello di ricezione, è possibile misurare la distanza degli oggetti rilevati dall'antenna. Nella figura 71 viene riportata la geometria di acquisizione del sistema SAR.

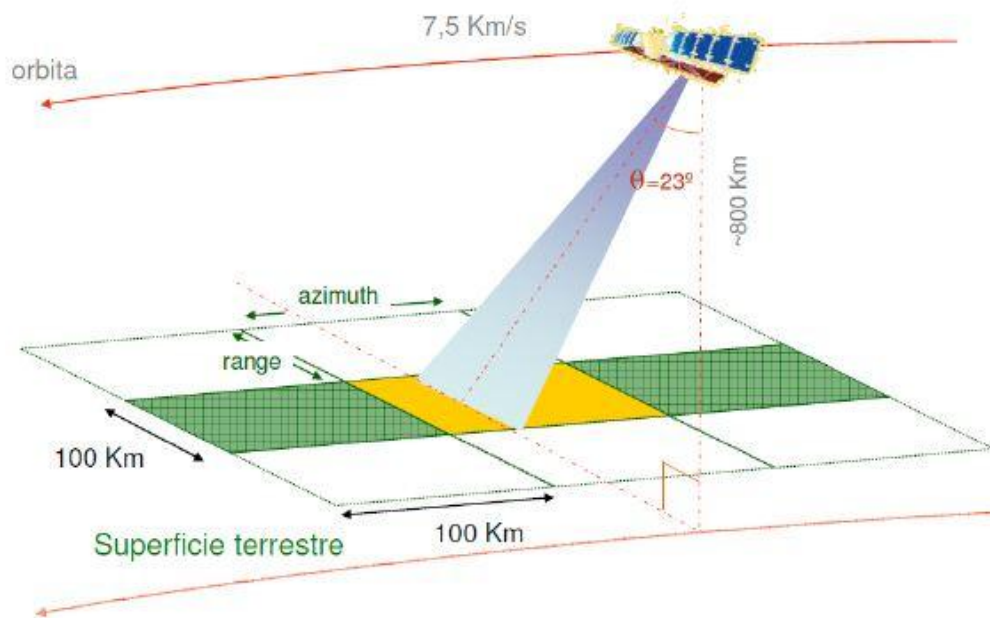


Fig. 71: Geometria di acquisizione SAR (tratto da piano straordinario di telerilevamento 2009, Min. Ambiente).

Con il termine radar ad apertura sintetica ci si riferisce a una tecnica usata per “sintetizzare” un’antenna di dimensioni chilometriche combinando gli echi radar ricevuti da un’antenna reale a posizioni diverse. In particolare in un sistema SAR, ogni volta che un’antenna radar emette un impulso, in virtù del moto della piattaforma su cui è montata, riceve indietro la relativa eco in una diversa posizione (Fig.72). In questo modo gli echi raccolti a posizioni diverse possono essere intesi come derivati da porzioni diverse di una medesima antenna “sintetica” di grandi dimensioni.

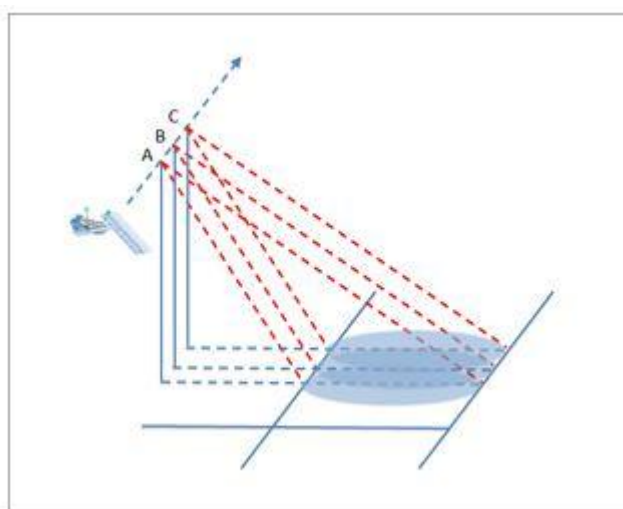


Fig. 72: Funzionamento di un’antenna sintetica che combina le eco ricevute a diversi intervalli di tempo e differenti posizioni (tratto da piano straordinario di telerilevamento 2009, Min. Ambiente).

Per poter distinguere più oggetti con un solo fascio l’angolo di puntamento di un’antenna SAR deve essere non perpendicolare al suolo ma orientata secondo un angolo di vista θ . Questa angolazione dà origine a delle deformazioni prospettiche a causa della topografia del terreno (Piano straordinario di telerilevamento, 2009). Ne conseguono tre differenti tipi di deformazione (Fig.73), in base alla pendenza del terreno:

1. *foreshortening*: si verifica quando la pendenza del terreno tende ad essere perpendicolare alla linea congiungente sensore-bersaglio, in questi casi il contributo di più punti si concentra in poche celle producendo pixel molto luminosi nell'immagine di ampiezza.
2. *layover*: si verifica quando la pendenza del terreno è maggiore dell'angolo θ ; questo produce una forte distorsione dell'immagine che impedisce la corretta interpretazione del segnale e ogni analisi quantitativa.
3. *shadowing*: si verifica quando alcune zone non possono essere illuminate dall'impulso radar perché schermate da altri oggetti; si producono quindi nell'immagine di ampiezza aree molto scure (in ombra).

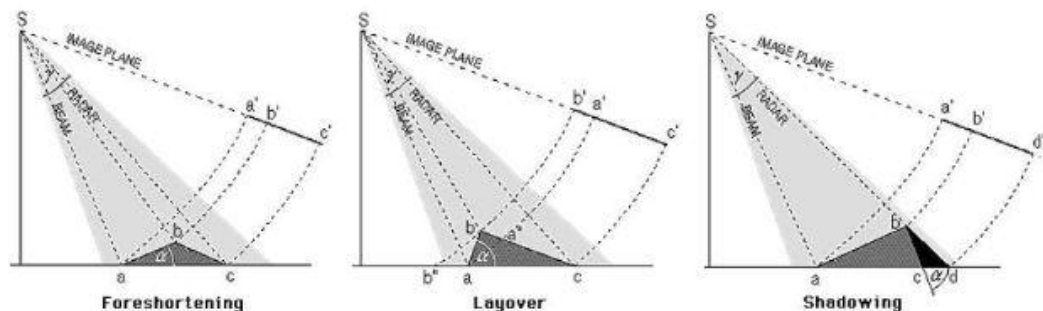


Fig.73: Deformazione prospettica dovuta al terreno: a) Foreshortening, b) Layover, c) shadowing (tratto da piano straordinario di telerilevamento 2009, Min. Ambiente).

L'immagine radar è quindi una matrice di pixel, ognuno dei quali è associato ad una determinata cella di risoluzione. In particolare, ogni pixel dell'immagine SAR contiene la somma delle eco riflesse verso il radar da tutti gli oggetti presenti nella cella. La natura dei bersagli investigati influisce notevolmente sull'intensità del segnale ricevuto dal radar.

Generalmente, aree urbane o rocciose sono caratterizzate da alta intensità, superfici vegetate mostrano media intensità, mentre superfici lisce, come specchi d'acqua, mostrano una bassa intensità. Il segnale retrodiffuso porta con sé informazioni relative alla fase e all'ampiezza dell'onda, che variano a seconda del bersaglio colpito e della distanza percorsa. L'analisi dell'ampiezza del segnale

serve per individuare variazioni della stessa tra due o più immagini SAR e quindi ad esempio mappare le zone alluvionate o colpiti da fenomeni franosi.

Lo studio della variazione della fase tra varie immagini SAR permette di studiare il movimento di un punto della superficie terrestre e quindi di ricostruire la storia degli spostamenti di un oggetto. In particolare l'intensità può essere usata per caratterizzare il materiale su cui l'onda è riflessa e qual è la sua orientazione.

Quando un sistema SAR rivisita una porzione di superficie terrestre già monitorata, la fase dovrebbe essere identica a quella già acquisita in precedenza. Se ciò non avviene vuol dire che c'è stato uno spostamento del bersaglio o del terreno. In questo modo, combinando due o più immagini SAR è possibile misurare l'entità e la direzione di questo spostamento. Questa tecnica è detta interferometria differenziale (Piano straordinario di telerilevamento, 2009).

L'obiettivo di tale tecnica interferometrica è quello di isolare gli effettivi contributi di fase dovuti al movimento del bersaglio e non imputabili a disturbi, ovvero di stimare accuratamente la differenza di cammino ottico dell'onda elettromagnetica trasmessa in due successive acquisizioni e retrodiffusa dal bersaglio a terra.

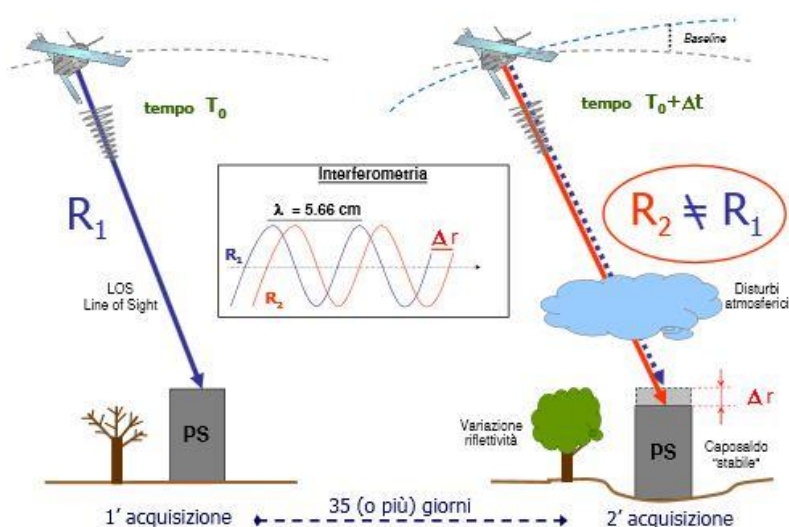


Fig. 74: Principio alla base della tecnica PS: combinando due o più immagini SAR è possibile misurare l'entità e la direzione dello spostamento di un Persistent Scatterer (tratto da piano straordinario di telerilevamento 2009, Min. Ambiente).

La fase di una singola immagine SAR non è di fatto utilizzabile, perché risulta impossibile discriminare un contributo dall'altro. Se si hanno, però, due acquisizioni relative alla stessa area, accuratamente registrate sulla stessa griglia di riferimento, è possibile utilizzare l'informazione contenuta in esse. In questo caso, infatti, sottraendo la fase di un'immagine a quella dell'altra (interferometria differenziale - DInSAR), si genera un interferogramma (Fig.74).

Se non avvengono particolari cambiamenti nel periodo tra le due acquisizioni, i contributi dovuti alla riflettività si annullano e la fase dell'interferogramma dipende, con buona approssimazione, solo dalla distanza sensore-bersaglio e, quindi, da eventuali movimenti intercorsi tra le due acquisizioni.

Diversi sono gli effetti che riducono la qualità dei risultati ottenuti con l'analisi differenziale come ad esempio le zone coperte da vegetazione, facilmente influenzabili dal vento e di diverso aspetto a seconda della stagione. Generalmente si preferisce utilizzare come PS edifici o rocce esposte in quanto rimangono maggiormente stabili nel tempo.

Con l'interferometria SAR tradizionale, si possono stimare movimenti con un'accuratezza dell'ordine del centimetro; inoltre, in genere non è possibile effettuare stime puntuali, ma solo analisi d'insieme per identificare fenomeni macroscopici in atto (Piano straordinario di telerilevamento, 2009).

Grazie alla disponibilità di grandi archivi di dati acquisiti dalle agenzie spaziali, tali tecniche permettono di ottenere migliori risultati di quelli ricavabili con analisi interferometriche convenzionali, in particolare l'analisi multi interferogramma è capace di fornire la descrizione completa dell'evoluzione temporale delle deformazioni. Ovviamente, questa capacità è limitata dal numero e dalla distribuzione temporale delle acquisizioni disponibili e dal ciclo di rivisitazione del satellite.

Per quanto l'applicabilità di questa tecnica al monitoraggio di fenomeni franosi, bisogna considerare che non tutte le tipologie di dissesto idrogeologico possono essere individuate ed interpretate con l'ausilio dei dati radar satellitari.

L'interferometria è applicabile in diverse applicazioni quali:

- fenomeni franosi,

- subsidenza,
- sollevamento, movimenti tettonici e faglie,
- attività vulcanica,
- dinamica dei ghiacciai.

Questi fenomeni devono essere caratterizzati da una velocità relativamente bassa per poter essere sottoposte a questo tipo di analisi. Infatti la velocità di deformazione massima misurabile tramite interferometria satellitare, implementata con sensori che hanno tempi di ricopertura dell'ordine del mese, senza incorrere in problemi di ambiguità delle misure, è di circa 6-8 cm/anno. Bisogna considerare inoltre che all'interno di ciascuna tipologia di fenomeno non tutti i movimenti sono misurabili, in funzione delle caratteristiche del fenomeno stesso, ed in particolare della velocità di deformazione, dell'estensione, dell'uso e dalla dinamica del movimento.

Laddove fossero presenti dissesti monitorabili con questa tecnica, è necessario tener conto del fatto che le analisi interferometriche consentono di misurare la componente della deformazione relativa alla direzione che congiunge il sensore con il bersaglio a terra, tale linea è chiamata LOS ossia linea di vista del satellite. Le misure di spostamento fornite sono perciò una componente di deformazione del vettore reale dello spostamento.

Quanto più la direzione del vettore di deformazione reale si discosta dalla linea di vista, tanto minore sarà la componente di deformazione rilevata dal satellite e, al limite, nel caso di deformazione che si sviluppa con direzione perpendicolare alla LOS, il vettore di deformazione rilevato sarà nullo.

Nella figura 75 è schematizzata la geometria di acquisizione e la variabilità della componente di deformazione misurata per mezzo dell'interferometria radar in funzione dell'orientazione e della direzione reale di deformazione.

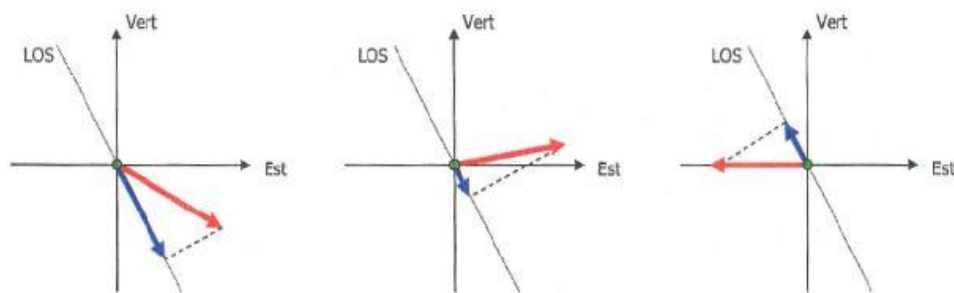


Fig. 75: Componente di deformazione rilevabile dal sensore radar (in blu) in funzione della direzione reale in rosso) di deformazione del bersaglio (tratto da piano straordinario di telerilevamento 2009, Min. Ambiente).

Per quanto riguarda il trattamento dei dati è stato previsto l'utilizzo della tecnica dei PS sintetici.

La tecnica dei PS sintetici, permette di combinare i dati di velocità lungo LOS (linea di vista del sensore) dei PS rilevati in geometria ascendente e discendente. Tale procedura è funzione della disponibilità di punti PS, ascendenti e discendenti, presenti nell'area sottoposta ad analisi, tale disponibilità di dati dipende dalla conformazione del territorio e dalla disponibilità di immagini satellitari (Di Martire et.al.2011).

Lo scopo principale di questa tecnica è di esplicitare le componenti verticali e orizzontali (in direzione Est-Ovest) della velocità lungo LOS; la componente orizzontale in direzione Nord-Sud non può essere misurata a causa della geometria di acquisizione del satellite. Nella figura 76 viene riportato l'esempio della combinazione dei dati PS ascendenti e discendenti per un movimento puramente verticale e uno puramente orizzontale.

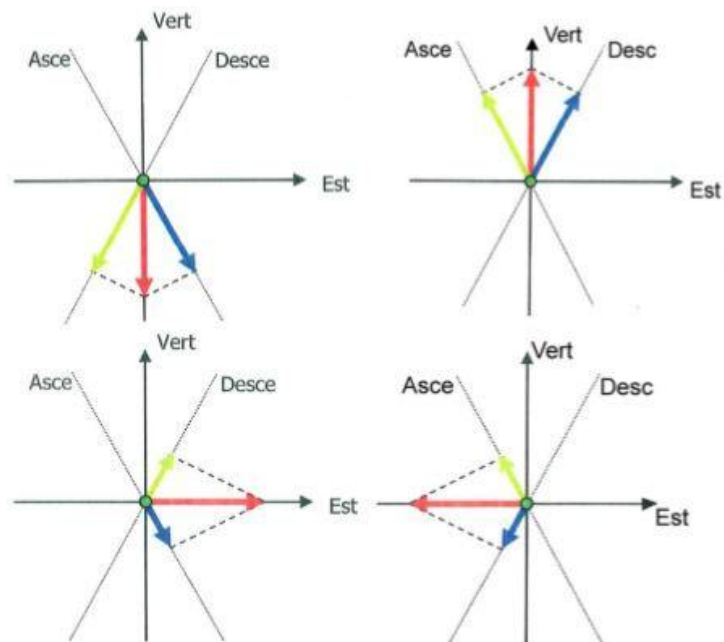


Fig. 76: Esempio di moto reale puramente verticale(sopra) e orizzontale (sotto). In rosso è rappresentato lo spostamento reale, in blu e in verde le componenti di deformazione lette dalla geometria ascendente e discendente (tratto da piano straordinario di telerilevamento 2009, Min. Ambiente).

Tuttavia è da notare che non è quasi mai verificato che un punto considerato risulti dall'analisi PS come un bersaglio radar in entrambe le geometrie di acquisizione. Quindi per effettuare la scomposizione del moto, è necessario procedere con un ricampionamento dei dati PS secondo una griglia di maglia regolare.

6.6.2. Studio dell'area di Ligosullo

In questo progetto sono stati utilizzati i dati acquisiti dai satelliti ERS-1 e ERS-2 (*Earth Resources Satellite*) ed ENVISAT (*ENVIRONMENTAL SATellite*) lanciati dall'ESA (*Agenzia Spaziale Europea*). Il satellite ERS-1, ha acquisito dati dal luglio 1991 al marzo 2000, e il suo successore ERS-2 che è tutt'ora operativo dall'estate del 1995, entrambi seguono orbite eliosincrone lievemente inclinate rispetto ai meridiani, e con quota di 780 Km, essi illuminano una striscia di terreno (*swath*) larga circa 100 Km. La stessa orbita nominale viene ripercorsa

ogni 35 giorni (*revisiting time*), consentendo così di acquisire la stessa scena in tempi diversi. Per quanti riguarda questi due satelliti, i dati utilizzati si riferiscono al periodo compreso tra il 1995 e il 2000.

Il satellite ENVISAT lanciato nel novembre 2002, è dotato di un sensore ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*), progettato per offrire continuità di dati con i satelliti delle missioni ERS. Il satellite percorre un'orbita eliosincrona con tempo di rivisitazione uguale a quello dei satelliti ERS. I dati utilizzati per ENVISAT si riferiscono al periodo compreso tra il 2004 e il 2010.

Entrambi i sistemi operano in banda C ($\lambda=5,6$ cm), la quale permette di apprezzare movimenti millimetrici.

Nelle figure 77 e 78 sono riportati i punti PS relativi alla missione ERS ed ENVISAT in entrambe le geometrie di acquisizione, a colpo d'occhio si può notare che la quantità di PS disponibili nelle due geometrie è disomogenea. Vi sono più punti in geometria discendente che ascendente, tale differenza è spiegabile attraverso la geometria di acquisizione in orbita ascendente, questa ha direzione E-NE e combinata con la giacitura del versante, disposto in direzione Nord-Sud, consente di rilevare un minor quantitativo di PS.

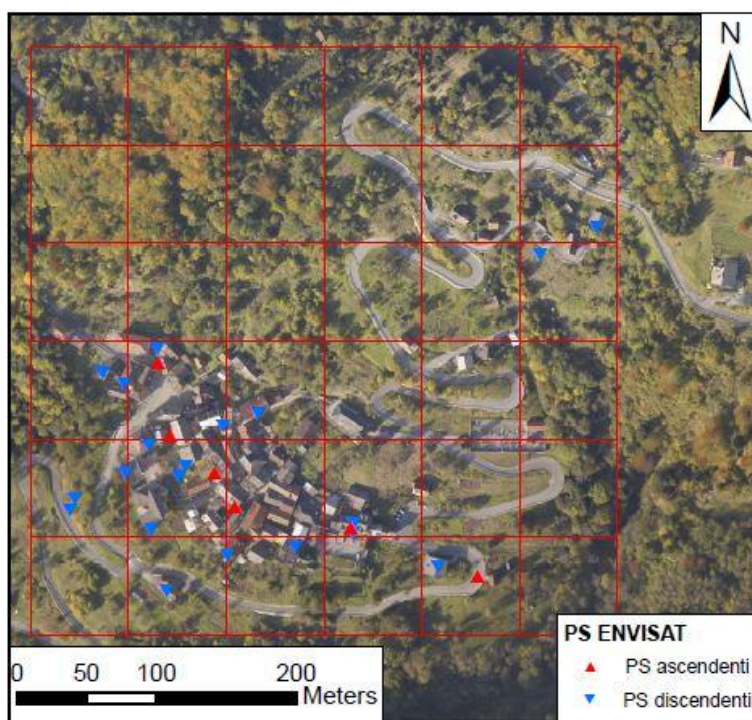


Fig. 77: Disposizione dei PS ENVISAT.

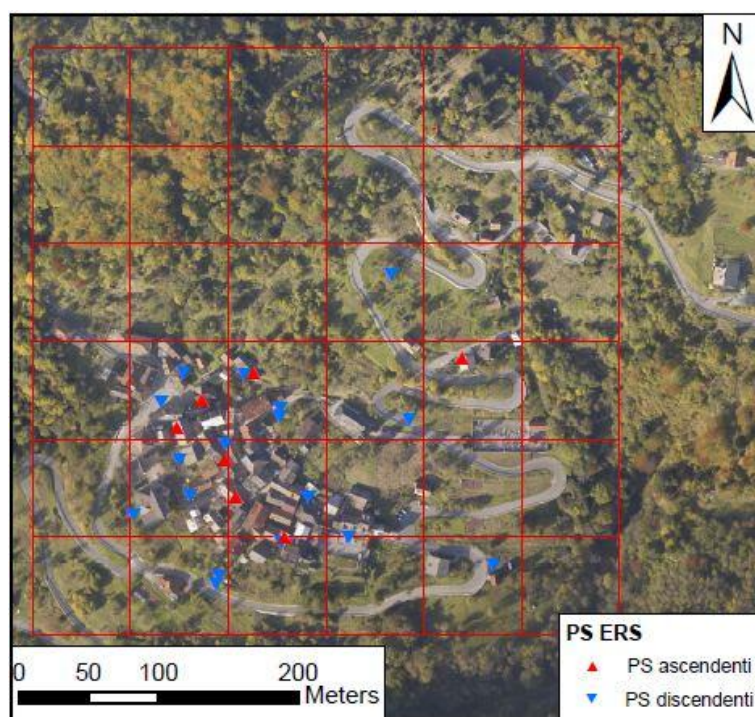


Fig. 78: Disposizione dei PS ERS.

Dal punto di vista operativo, l'area di interesse viene suddivisa in celle attraverso l'uso di una griglia di ricampionamento avente maglia 70 m, la larghezza della maglia è scelta arbitrariamente tenendo conto che deve essere proporzionale alla distribuzione dei PS. Tale tecnica se usata in grandi centri abitati consente di restringere notevolmente la maglia in modo da ottenere un dato più preciso.

La griglia così definita serve alla creazione dei PS sintetici, sia per la geometria ascendente che per quella discendente; la procedura prevede che per ogni cella della griglia venga eseguita la media dei valori di velocità di deformazione dei PS che ricadono all'interno della cella stessa.

I valori così ottenuti, V_a per la geometria ascendente e V_d per la geometria discendente, sono assegnati al centro della cella considerata e rappresentano il dato del PS sintetico.

Tale operazione è stata svolta attraverso l'uso di *ArcGis* creando un *raster* con una cella di dimensione 70 m e il valore della media delle velocità è stato assegnato al centro della cella considerata.

Il passo successivo è la combinazione dei valori registrati lungo le orbite ascendenti V_a , e discendenti V_d , per ottenere le velocità lungo la direzione verticale V_v e orizzontale E-O V_E . Ipotizzando che la velocità orizzontale di deformazione in direzione N-S sia trascurabile, la V_v e V_E si ottengono attraverso la risoluzione cella per cella del seguente sistema:

$$\begin{cases} V_a = V_v \cos \theta_a + V_E \sin \theta_a \\ V_d = V_v \cos \theta_d + V_E \sin \theta_d \end{cases}$$

In cui θ_a e θ_d sono rispettivamente gli angoli di incidenza nelle due geometrie, che nel caso dei satelliti ERS e ENVISAT risultano essere di 23° .

Risolvendo per sostituzione il sistema si ottengono:

$$V_v = \frac{2V_a - V_d}{\sin(\theta) \cdot \cos(\theta)}$$

$$V_E = \frac{V_d - V_a}{2\sin(\theta)}$$

Con le formule così ottenute si è proceduto alla scomposizione della velocità lungo LOS. Tale operazione è stata eseguita utilizzando le proprietà del software *ArcGis*, attraverso la funzione *Raster Calculator*. Sono stati creati due *raster* uno per la geometria ascendente e uno per la geometria discendente, aventi celle di 70 m per lato e al centro della stessa cella viene assegnato il valore di velocità del PS sintetico.

Di seguito vengono riportate le immagini e le tabelle, in cui sono riportati i valori di velocità ottenute per le due missioni satellitari considerate.

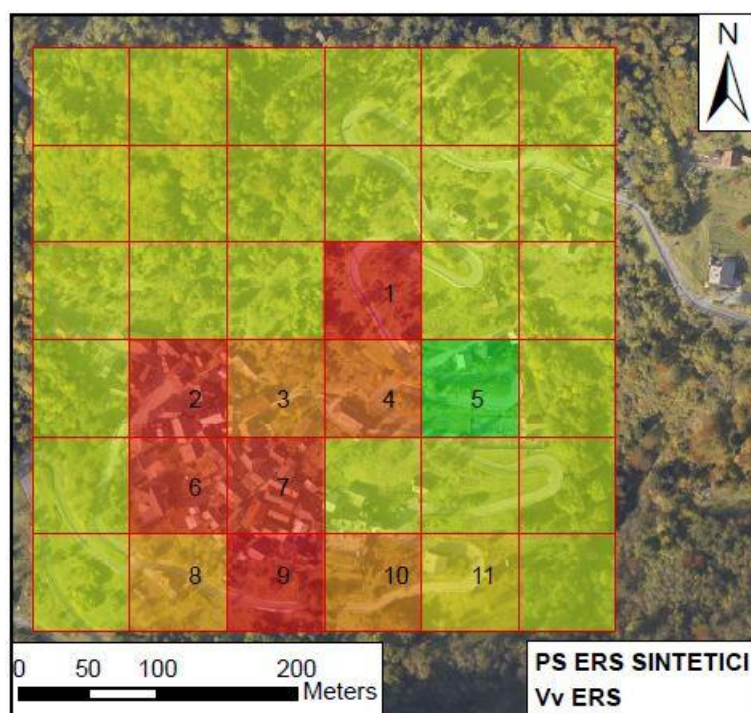


Fig. 79: Immagine raster della V_v ERS, in cui le celle non numerate hanno valore nullo.

CELLA	V_v
1	10.81
2	8.51
3	5.24
4	6.58
5	-6.26
6	8.32
7	8.16
8	4.11
9	8.71
10	4.95
11	1.81

Tab.18: Valori della velocità verticale espressa in mm/anno, ricavata dai punti radar ottenuti dalla missioni ERS. I valori negativi sono in allontanamento dal sensore.

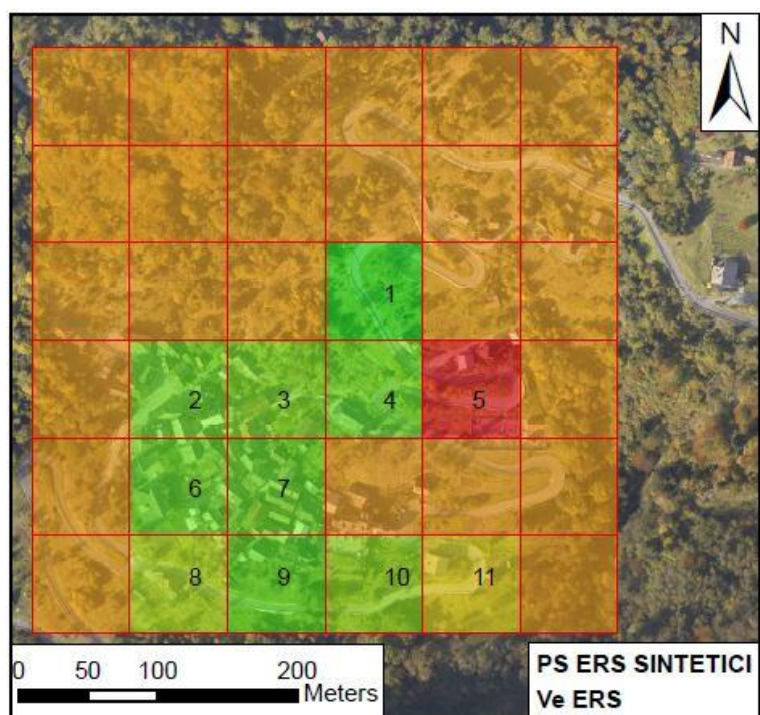


Fig. 80: Immagine raster della V_E ERS, in cui le celle non numerate hanno valore nullo.

CELLA	V_E
1	-23.79
2	-14.81
3	-13.79
4	-15.52
5	7.38
6	-15.5
7	-15.23
8	-9.69
9	-16.05
10	-11.66
11	-4.57

Tab.19: Valori della velocità verticale espressa in mm/anno, ricavata dai punti radar ottenuti dalla missioni ERS. I valori negativi sono in movimento verso Ovest.

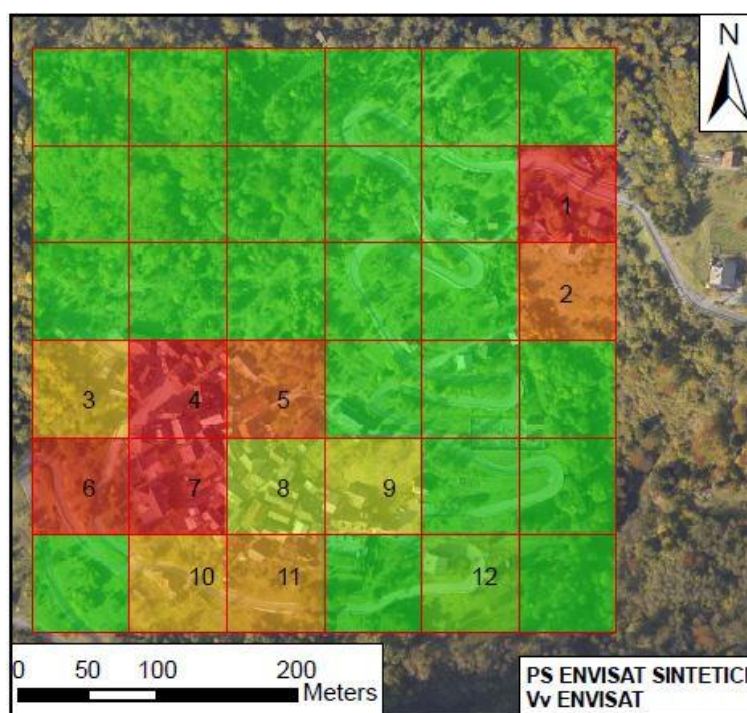


Fig. 81: Immagine raster della V_v ENVISAT, in cui le celle non numerate hanno valore nullo.

CELLA	V_v
1	7.65
2	6.30
3	4.59
4	8.18
5	6.57
6	7.43
7	8.38
8	2.56
9	3.13
10	4.77
11	5.20
12	0.69

Tab.20: Valori della velocità verticale espressa in mm/anno, ricavata dai punti radar ottenuti dalla missione ENVISAT.

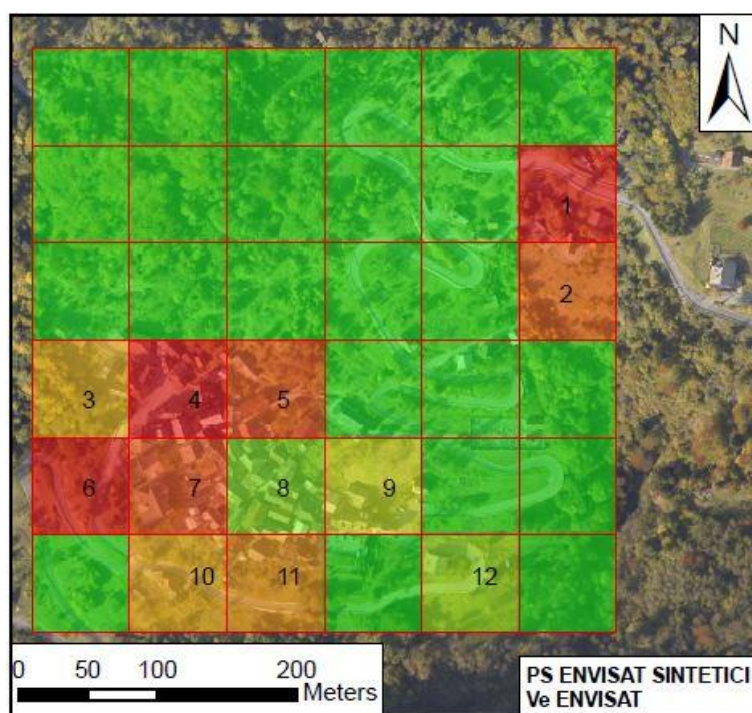


Fig. 82: Immagine raster della V_E ENVISAT, in cui le celle non numerate hanno valore nullo.

CELLA	V_E
1	-18.05
2	-14.87
3	-10.84
4	-17.03
5	-15.51
6	-17.53
7	-15.64
8	-3.02
9	-7.12
10	-11.25
11	-12.26
12	-4.28

Tab.12: Valori della velocità verticale espressa in mm/anno, ricavata dai punti radar ottenuti dalla missione ENVISAT. I valori negativi sono in movimento verso Ovest.

Da come si può vedere dai valori di velocità riportati nelle tabelle, è evidente la presenza di un movimento franoso in atto, con un tasso di movimento molto basso. Per entrambe le missioni satellitari si può osservare che, salvo qualche eccezione, i valori della V_V sono positivi, questo indica che sono in avvicinamento al sensore, quindi la parte basale della frana tende ad sollevarsi durante le fasi di movimento. I valori della V_E sono invece quasi tutti negativi, questo mette in evidenza che la componente principale di movimento nel piano orizzontale, è in direzione Ovest.

Da queste evidenze si può affermare che: il corpo di frana è in costante movimento dal 1995 e che ha una direzione di movimento preferenziale verso Ovest e che la parte basale tende al rigonfiamento, quest'ultima affermazione ci dà un'indicazione della tipologia di cinematiso in atto, il movimento risulta avere un componente rotazionale.

7.CONCLUSIONI

L'area studiata in questo elaborato, situata nella porzione nord-orientale della provincia di Udine, in Friuli Venezia Giulia. Il dissesto analizzato interessa l'abitato di Ligosullo e si estende a partire da una quota di 1230 metri con un fronte largo, nella parte sommitale, mediamente 97 metri e nella parte basale con una larghezza di 300 metri, e si sviluppa su una lunghezza complessiva di 880 metri. Lo spessore è variabile, ma nella parte centrale del corpo di frana si attesta intorno al 70 metri ed interessa un volume stimato in 7 milioni di m³ coinvolgendo prevalentemente la Formazione dell'Arenaria di Val Gardena e parzialmente la Formazione a Bellerophon. La geologia del versante è caratterizzata dalle successioni sedimentarie del Permo-Triassico che formano una struttura monoclinale, l'area studiata presenta un assetto tettonico-strutturale molto complesso generato dalla coesistenza di strutture generate da due eventi orogenetici diversi (Orogenesi Ercinica e Orogenesi Alpina), e dalla vicinanza al Lineamento Periadriatico situato a una ventina di chilometri di distanza dalla zona in esame.

In questo contesto dominato da elevati sforzi tettonici, passati e presenti, le varie formazioni rocciose hanno subito intense deformazioni che hanno provocato una generale riduzione delle resistenze meccaniche dell'ammasso roccioso. Dai rilievi geomeccanici e dall'analisi strutturale emerge la presenza di quattro sistemi di discontinuità rispettivamente orientati: N131°/63°, N109°/18°, N22°/83°, e uno meno indicativo posto nel margine est dello *stereoplot* in figura 31 con orientazione N266°/81°; tuttavia per tali sistemi di discontinuità non è stato possibile definire una origine certa, fatta eccezione dell'orientazione N109°/18° rappresentante la giacitura degli strati. Inoltre dalla rappresentazione grafica delle orientazione dei sistemi di discontinuità (Fig.32), è stato possibile ottenere informazioni sulle possibilità di svincolo dell'ammasso roccioso, dall'intersezione dei sistemi S1 e S4 emerge la presenza di un cuneo di roccia la cui direzione di spostamento è parallela all'intersezione dei due sistemi di discontinuità (Fig33). Dallo studio effettuato sui valori dei parametri geomeccanici quali *Geological*

Strength Index (GSI) e il *Joint Compressive Strength (JCS)* si può osservare una diminuzione della proprietà meccaniche dell'ammasso roccioso, tale riduzione di resistenza è correlabile allo stato tensionale del versante derivante dalla intensa attività tettonica che ha subito nel passato, e che continua a subire nel presente, oltre alle azioni dei cicli di carico e scarico subite durante le glaciazioni Pleistoceniche.

I dati derivanti dal monitoraggio del livello piezometrico hanno permesso di ricostruire in modo adeguato l'andamento del livello della tavola d'acqua nel versante in studio. Viene evidenziato un comportamento omogeneo nei meccanismi di ricarica della falda e nelle successive fasi di scarica, tale evidenza suggerisce che i materiali rocciosi presenti nell'area presentano un buon grado di permeabilità secondaria dovuta alla elevata fratturazione dell'ammasso roccioso stesso. Inoltre il livello piezometrico registrato non evidenzia brusche variazioni di pendenza tra la zona di monte e quella a valle dell'abitato del capoluogo comunale, evidenziando una certa omogeneità della superficie freatica da monte verso valle. Emerge anche che, per ragioni di tipo topografiche, in corrispondenza del pozzo piezometro p6/08 il livello di falda risulta notevolmente più elevata rispetto al resto della tavola d'acqua.

Le misure di deformazione inclinometrica, hanno permesso di ricostruire in maniera ottimale la superficie di scorrimento del dissesto, soprattutto nella porzione di valle del dissesto. Nella parte sommitale invece come si può vedere in figura 36, non sono stati installati inclinometri e quindi si è proceduto "manualmente" alla ricostruzione della superficie di scorrimento, basandosi sui volumi coinvolti evidenziando così un corpo di frana caratterizzato da una superficie di scorrimento che raggiunge circa 65 metri di profondità. Dallo studio dei grafici degli inclinometri emerge, oltre alla posizione della superficie di scorrimento principale, la presenza di scorrimento secondarie all'interno del corpo di frana come si può osservare nei grafici in figura 41, 42, relativi alle verticali inclinometriche P5/00i e P6/07i.

I dati rilevati inoltre hanno permesso di monitorare il tasso di movimento e la direzione di spostamento preferenziale del fenomeno franoso, il quale si muove

in direzione N 188°, concorde con la direzione di massima pendenza del versante, e con uno spostamento medio di 18 mm/anno, tale situazione è stata rappresentata graficamente in figura 43.

Dalle analisi interferometriche SAR eseguite nell'area di Ligosullo, attraverso la tecnica dei PS sintetici, eseguita sui punti PS delle missioni ENVISAT e ERS, emerge che la parte basale del copro di frana, zona in cui risiedevano la maggior parte dei PS in quanto maggiormente edificata, si muove con un tasso di spostamento molto lento. In entrambi i *dataset* studiati, sono stati ottenuti, dopo l'elaborazione, dei valori di velocità in direzione verticale (V_v) di segno positivo, questo evidenzia un movimento verso il sensore di dei PS, il che indica che sono in avvicinamento al sensore. Per quanto riguarda i valori di velocità orizzontale (V_E), presentano quasi tutti il segno negativo, questo indica che sono in movimento verso Ovest. Le osservazioni fatte per questa tecnica, combaciano con quelle fatte per il monitoraggio attraverso inclinometri, infatti la direzione di spostamento che emerge dalle due tecniche è la medesima.

Da notare che la tecnica interferometrica, fornisce anche delle indicazioni riguardanti la tipologia di movimento in atto, infatti come precedentemente descritto, la parte basale del fenomeno franoso è in avvicinamento al sensore questo indica che in quella porzione del corpo di frana è in atto una spinta, da parte della porzione superiore che tende a portare alla rotazione della parte inferiore, questo permette di affermare che il dissesto in atto presenta una componente di movimento di tipo rotazionale.

L'evoluzione del fenomeno franoso è stato simulata utilizzando un codice di calcolo bidimensionale alle differenze finite (FLAC 7.0), simulando tre diverse configurazioni della tavola d'acqua, basate sui dati del monitoraggio che ha permesso di arrivare ai seguenti risultati:

- 1) Monitorando il campo degli spostamenti orizzontali si è osservato un loro graduale approfondimento, coinvolgendo via via volumi di terreno sempre maggiori in funzione della profondità della tavola d'acqua (Fig.64, 65, 66).
- 2) I valori di spostamento ricavati dall'analisi numerica sono compatibili con quelli rilevati attraverso le altre tecniche utilizzate.

- 3) Lo studio dello *shear strain* nel caso in cui la falda sia collocata nella posizione di massimo, mostra la formazione di due superfici di scorrimento secondarie, come evidenziato dal monitoraggio attraverso l'uso di inclinometri (Fig.67).
- 4) Lo studio del fattore di sicurezza dimostra che in condizioni normali, cioè con la falda freatica collocata nella posizione di livello medio, il versante è in una situazione di criticità abbastanza elevata (fattore di sicurezza pari a 1,10), perché variando minimamente le sue condizioni di resistenza, di sovraccarico o di livello piezometrico, può volgere facilmente a condizioni instabili.

In conclusione le molteplici tipologie di studi adottate per indagare il fenomeno di instabilità che interessa l'abitato di Ligosullo, hanno permesso di mettere in evidenza che ci si trova in presenza di un movimento franoso di probabile origine post-glaciale e di natura complessa, in costante evoluzione e fortemente influenzato dall'entità delle precipitazioni atmosferiche, soprattutto per l'effetto che queste hanno sull'innalzamento del livello piezometrico piuttosto che sulle caratteristiche meccaniche delle litologie coinvolte. Tuttavia, al momento, il fenomeno franoso non induce condizioni di rischio incompatibili con la presenza sull'area dell'intero abitato del Capoluogo comunale, certamente a condizione di un continuo monitoraggio e di un'azione di mitigazione attraverso interventi strutturali di stabilizzazione.

Per quello che riguarda gli studi futuri è da segnalare il piano di monitoraggio che verrà eseguito attraverso l'utilizzo di un interferometro terrestre dalla società NHAZCA, *spinoff* dell'Università di Roma La Sapienza, attraverso tale studio si avranno a disposizione ulteriori dati utili per arrivare a una migliore definizione del tasso di spostamento e direzione del fenomeno franoso in atto a Ligosullo.

8. RINGRAZIAMENTI

Innanzitutto voglio ringraziare il Prof. M. Floris per la fiducia che mi ha dimostrato avendomi accettato per la seconda volta come suo laureando e per i consigli che mi ha dato per la realizzazione di questa tesi.

Vorrei ringraziare anche il Prof. R. Genevois per la grande disponibilità e il supporto che mi ha fornito durante le fasi di sviluppo del modello numerico.

Un grande ringraziamento va anche al Dott. Gandolfo e al Dott. Busnardo per il fondamentale aiuto e supporto che mi hanno dimostrato durante le fasi di rilievo, e i consigli che mi hanno dato durante le ultime fasi di lavoro.

Ringrazio in particolar modo i miei genitori, Francesca e Giuseppe, per il sostegno e supporto che mi hanno dimostrato in questi anni di studi, le mie nonne Aurora e Iola, i miei Zii, lontani e vicini, per l'incoraggiamento e interesse che hanno dimostrato per il mio percorso di studio.

Un grazie va anche alla Multisala Roma; al direttore Alessandro per la disponibilità che ha dimostrato nei confronti delle mie esigenze di studio, e ai miei colleghi per l'amicizia che mi hanno dimostrato in questi cinque anni di lavoro.

In fine, voglio ringraziare la persona più importante di tutte, Denise, sono molte le cose per cui dovrei ringraziarla perché senza di lei non sarei mai riuscito a superare gli ostacoli che hanno caratterizzato il nostro percorso in questi quattro anni. La ringrazio per la sua enorme pazienza, il suo coraggio, la sua determinazione nello starmi accanto anche in momenti più difficili, per aver creduto in me più di chiunque altro, per non avermi mai abbandonato, per avermi sempre sostenuto.

9.BIBLIOGRAFIA

A.A.V.V. (2009) – *Piano straordinario di telerilevamento ambientale – Linee guida per l'analisi di dati interferometrici satellitari in aree soggette a dissesti idrogeologici*. MIN. DELL'AMBIENTE E DELLA TUTELA DEL TERRITORIO E DEL MARE (2009).

ASSERETO R. DESIO A. (1968) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia – Foglio 14 Tarvisio*. Servizio Geologico d'Italia.

BOSELLINI A.(2005) – *Storia Geologica d'Italia. Gli ultimi 200 milioni di anni*. Ed. Zanichelli.

BRUSCHI A. (2004) – *Meccanica delle rocce nella pratica geologica ed ingegneristica*. Dario Flacovio Editore.

CASTELLARIN A. ET.AL (1980) – *Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale*. In. *Guide Geologiche Regionali, Friuli Venezia Giulia*.

CASINI L. ET.AL. (2010) – *Advanced low-and full resolution DInSAR map generation for slow-moving landslide analysis at different scales*.

CASSINIS G. PEROTTI C. (2007) – *A stratigraphic and tettonic review of the Italian Souther Alpine Permian*.

CASSINIS G. RONCHI A. (2001) – *Perman chronostatigraphy of the Southern Alps (Italy)*.

CARULLI G.B. (2006) – *Note illustrative della carta geologica del Friuli Venezia Giulia*.

CARULLI G.B. ET.AL. (1982) – *Geologia delle Alpi tolmezzine (Carnia)*. In *Castellarin A e Vai GB: Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*.

COLOMBO P. (1992) – *Elementi di geotecnica*. Ed. Zanichelli.

DAL PIAZ G.V. (1995) – *Plate tettonics and Mountain building: the Alps. In : Guide Geologiche Regionali, Friuli Venezia Giulia.*

DI MARTIRE ET.AL. (2011) – *Landslide related PS data interpretation by means of different technique.*

DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) – *Eolapine e Mesoalpine tettonics in the Southern Alps.*

GERMANI D. (2006) – *Carta geologica d'Italia 1:50000 – Catalogo delle formazioni – Formazione del Dimon.*

ITASCA CONSULTING GROUP INC (2011) – *FLAC 7.0: Fast Langrangian Analysis of continua. User's Guide.*

LANCELLOTTA R. (1987) – *Geotecnica. Ed. Zanichelli.*

MANCA P. ET.AL (2006) – *Analisi del dissesto da frana in Friuli Venezia Giulia.*

MARINOS P.& HOEK E. (2001) – *Estimating the geotechnical proprieties of heterogeneous rock masses such as flysch.*

MARINOS P & HOEK E. (2000) – *GSI, a geologically friendly tool for rock mass strength estimation.*

NERI C. (0000) – *Commissione Italiana di Stratigrafia: Formazione a Bellerophon.*

NERI C. (0000) – *Commissione Italiana di Stratigrafia: Formazione Arenaria di Val Gardena.*

PONDRELLI M. (1998).-.*Evoluzione deformativa del nucleo Ercinico Carnico centro-orientale. In: Guide Geologiche Regionali, Friuli Venezia Giulia.*

PRICE M. (2001) – *Deriving Volumes with ArcGis Spatial Analyst.*

RAMELLA R. (2005) – *Prosecuzione del monitoraggio dei dissesti franosi interessanti l'abitato di Ligosullo e studio del rischio di frana nell'area di Ligosullo (UD).*

RAMELLA R. (2010) – *Proseguimento dello studio e del monitoraggio del dissesto idrogeologico che interessa il capoluogo comunale di Ligosullo (UD).*

ROCSCIENZE (2002) – *Dips, User's Guide.*

ROCSCIENZE (2007) – *RocLab, User's Guide.*

VAI G.B. (1976) – *Stratigrafia paleografica ercinica delle Alpi meridionali. In: Guide Geologiche Regionali, Friuli Venezia Giulia.*

VALLEJO L.I.G. (2004) – *Geoingegneria. Ed. Pearson.*

VENTURINI S. & TUNIS G. (1989) – *Nuovi dati ed interpretazione sulla tettonica del settore meridionale delle Prealpi Giulie e della regione al confine fra Italia e Jugoslavia. In: Guide Geologiche Regionali, Friuli Venezia Giulia.*

VENTURINI C. (1990) – *Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali. In: Guide Geologiche Regionali, Friuli Venezia Giulia.*

VENTURINI C. (1991) – *Cinematica neogenico-quadernaria del Sudalpino orientale (settore friulano). In: Guide Geologiche Regionali, Friuli Venezia Giulia.*

VENTURINI C. & CARULLI G.B. (2002) – *Nealpine structural evolution of the carnic alps central core (M. Amariana, M. Paularo, M. San Simeone). In: Guide Geologiche Regionali, Friuli Venezia Giulia.*

VENTURINI C. (2006) – *Evoluzione geologica della Alpi Carniche.*

ZANFERRARI A. (2006) – *La geologia del bacino montano del Tagliamento: dagli antichi oceani alle montagne d'oggi. In: Il Tagliamento. CiErre Edizioni.*

ALLEGATO 3:

CARTA GEOLOGICA DI LIGOSULLO

SCALA 1:5000

ALLEGATO 4:

STRATIGRAFIE DEI SONDAGGI GEOGNOSTICI