



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PISA

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Tesi di Laurea:

**Studio geologico e litologico-tecnico dell'area tra
Trassilico e S. Pellegrinetto (Lu) e realizzazione di una
carta dell'instabilità dei versanti con analisi statistica e
tecniche GIS.**

Relatore:

Prof. Giacomo D'Amato Avanzi
Prof. Alberto Puccinelli

Controrelatore:

Prof. Adriano Ribolini

Correlatore:

Dott. Francesco Falaschi

Candidato:

Domenico Veneziano

Ai miei genitori

INDICE

Introduzione.....	1
Capitolo 1	
Inquadramento geografico.....	3
Capitolo 2	
Inquadramento geologico-strutturale.....	5
2.1 Inquadramento tettonico.....	5
2.2 Caratteri geologico-strutturali.....	10
Capitolo 3	
Litostratigrafia.....	12
3.1 Falda Toscana.....	13
3.2 Successione Toscana Metamorfica.....	22
3.3 Depositi Quaternari.....	24
Capitolo 4	
Propensione al dissesto nell'area.....	29
4.1 Fattori geologici.....	29
4.2 Terremoti.....	32
4.3 Fattori morfologici.....	38
4.4 Fattori idrogeologici.....	38
4.5 Fattori climatici.....	41
4.6 Uso del Suolo.....	44
4.7 Fattori antropici.....	46
Capitolo 5	
Caratteristiche geomorfologiche.....	48
5.1 Lineamenti generali dell'area.....	48
5.2 Idrografia e forme legate all'azione delle acque.....	52
5.3 Forme di versante dovute alla gravità.....	57
5.3.1 Forme di denudazione.....	57
5.3.2 Forme di accumulo.....	60
5.3.3 Frane.....	61
5.3.4 Fenomeni a grande scala.....	75
Capitolo 6	
Caratterizzazione litologico-tecnica.....	80

6.1 Generalità.....	80
6.2 Classificazione litologico-tecnica.....	84
6.2.1 Litologie competenti.....	87
6.2.1.1 Classificazione degli ammassi rocciosi.....	89
6.2.1.2 Materiali e metodi di indagine.....	96
6.2.2 Materiali a comportamento intermedio.....	104
6.2.3 Copertura.....	105
6.2.3.1 Analisi di laboratorio.....	109
6.3 Risultati.....	124
6.4 Caratterizzazione litologico-tecnica.....	133
6.4.1 Caratterizzazione del substrato.....	134
6.4.2 Caratterizzazione delle coperture.....	136
 Capitolo 7	
Carta dell'instabilità potenziale dei versanti.	138
7.1 Analisi condizionale.....	139
7.1.1 Carte tematiche.....	140
7.2 Analisi statistica multivariata.....	161
 Conclusioni	169
 Bibliografia.....	172

INTRODUZIONE

Questa tesi di laurea rientra nel progetto di realizzazione del foglio tematico n°250 Castelnuovo Garfagnana a scala 1: 50.000, ed ha in oggetto la pericolosità geologica connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti.

L'area rilevata, situata nella media valle del Serchio, rappresenta una porzione del rilievo compreso tra i corsi Turrice Cava e Turrice di Galliciano comprendente gli abitati di Trassilico, Trombacco, S. Pellegrinetto, Campolemisi e Gragliana; un territorio che presenta complesse problematiche relative al dissesto idrogeologico ed alla stabilità dei versanti.

In questo studio il concetto di pericolosità si riferisce alla valutazione della pericolosità relativa o propensione al dissesto, cioè la probabilità, indefinita nel tempo, che un certo fenomeno si verifichi in una area determinata.

La valutazione della propensione al dissesto è stata compiuta mediante l'analisi di diversi fattori che predispongono e determinano l'instabilità dei versanti. Questi parametri sono stati definiti attraverso una campagna di rilevamento geologico, geomorfologico e litologico-tecnico, completata con l'analisi di foto aeree ed i risultati di indagini geotecniche di laboratorio. I dati ottenuti sono stati integrati con le osservazioni di altri autori, già presenti in letteratura.

La classificazione dell'area in esame in domini con diverso grado di propensione al dissesto si è articolata per passi successivi.

Il rilevamento sul terreno è stato rivolto: all'osservazione ed alla identificazione dei dissesti, delle forme e dei processi connessi alla instabilità; alla geologia dell'area; alle caratteristiche meccaniche delle rocce e delle coperture ed alla osservazione delle discontinuità.

L'analisi delle forme è stata completata con la osservazione ed interpretazione di foto aeree. L'analisi litologico-tecnica ha richiesto diverse metodologie e diverse sessioni di indagine: le prove effettuate sul terreno si sono svolte con analisi visive (confronto con profili standard per la scabrezza, osservazioni sull'alterazione o umidità delle fratture), misurazioni metriche (separazione e spaziatura delle discontinuità), prove manuali (martello) e sclerometro per il calcolo della resistenza delle rocce, sensazioni tattili per la stima delle componenti

granulometriche delle coperture; in laboratorio è stata analizzata la resistenza a compressione uniassiale, su campioni di roccia rappresentativi delle formazioni, mediante il *Point Load Test*, mentre per le coperture sono state svolte analisi di selezione meccanica e analisi di sedimentazione per ottenere informazioni sulla granulometria, oltre che osservazioni sui limiti di Atterberg per l'indagine delle proprietà tecniche.

In seguito sono state realizzate: la carta inventario dei dissesti, in cui sono stati riportati i principali elementi morfologici connessi alla instabilità; la carta litologico-tecnica allo scopo rappresentare le caratteristiche meccaniche di rocce e terreni ed operare un confronto con geologia e geomorfologia.

Per ciascuno dei fattori di instabilità prescelti è stata realizzata una specifica carta tematica o livello informativo, in modo da poter valutare la concentrazione dei diversi fattori su aree definite. La realizzazione dei livelli informativi è avvenuta tramite l'uso di un software GIS (ArcView di ESRI).

L'elaborazione dei tematismi condotta mediante tecniche G.I.S. è proseguita con lo studio statistico attraverso le tecniche dell'analisi condizionale e dell'analisi multivariata, permettendo di valutare in maniera oggettiva e quantitativa le possibili relazioni tra i diversi fattori predisponenti e la distribuzione dei dissesti.

Il risultato finale è stato un elaborato in cui il territorio risulta definito in aree caratterizzate da combinazioni uniche dei fattori considerati, combinazioni che riflettono una propensione al dissesto propria per ogni settore.

Si è ritenuto necessario, infine, un confronto tra i risultati ottenuti e la realtà geologica e geomorfologica per valutare vantaggi e limitazioni del metodo.

1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Lo studio è stato condotto in un areale di circa 13 Km² situato nella Media Valle del Serchio, nella parte meridionale della Garfagnana.

Il rilevamento, nel periodo compreso tra settembre 2004 ed aprile 2005, è stato eseguito su una porzione del rilievo delimitato a nord dal torrente Turrîte di Gallicano ed a sud dal torrente Turrîte Cava, affluenti del fiume Serchio, e su una piccola parte del versante sud del Monte Campanili definita dalla linea che dalla zona di Trombacco sale per Il Colle (682.9 m.s.l.m.) fino alla cima (857.4) ad est, mentre il margine ovest dalla stessa cima scende quasi perpendicolarmente sul Turrîte di Gallicano.

La zona compresa tra i corsi d'acqua principali, che si allungano da ovest verso est fino a confluire nel Serchio, è limitata nella parte nord-orientale dalla porzione terminale del torrente Ruffa, affluente di destra del Turrîte di Gallicano; il limite prosegue verso sud inerpicandosi lungo la linea spartiacque di Costa del Molino che, a sud del cimitero di Trassilico, si congiunge con la cresta che da Monte Albano (931.1) procede verso Foce Pompanella (955.5), per collegarsi allo spartiacque orientale del Fosso della Cuccagna, tributario di sinistra del Turrîte Cava. Il margine occidentale è definito dallo spartiacque sinistro del Fosso del Boddone, che interseca a sud di Visperiglia la cresta che passando per Tre Corna (1057.56) prosegue per S.Pellegrinetto, il Monte Bicocca (1036.2) fino a Borellaccio (1186.2), scendendo poi verso il Turrîte Cava lungo la linea di spartiacque W del Fosso della Mela.

La zona è rappresentata nel foglio I.G.M. n° 250 Castelnuovo di Garfagnana (scala 1:50000). In particolare gli elementi cartografici considerati sono le C.T.R. della Regione Toscana (scala 1:5000): 250131 Trassilico; 250132 S. Pellegrinetto; 250092 Vergemoli. L'elemento 250092 è stato considerato soltanto per una piccola porzione in destra idrografica rispetto al corso della Turrîte di Gallicano.

Il territorio dipende dall'amministrazione provinciale di Lucca e dai comuni di Gallicano, Vergemoli e Fabbriche di Vallico.

I piccoli centri abitati presenti nella zona sono: S. Pellegrinetto, Campolemisi e Gragliana sul versante esposto a sud; Trassilico e piccoli insediamenti nella zona di Chieva, Trombacco e Panicaglia dall'altra parte. Inoltre nei pressi del Monte

Bicocca a circa 950 m s.l.m. è presente il piccolo insediamento turistico di Corte Vecchia.

La precaria situazione dei pendii risulta evidente quando si percorrono le strutture viarie della zona; sia lungo la strada che da Galliciano si inerpica per Trassilico che lungo il tracciato della Strada Comunale di Campolemisi si osservano non solo frane ed opere di stabilizzazione sui versanti ma anche deformazioni della superficie asfaltata e la presenza di detriti di varie dimensioni sulla sede stradale. Nella figura seguente sono riportati i quadri di unione con gli elementi cartografici CTR al 5000, il foglio IGM al 50 000 in cui è compresa la zona oggetto di questa tesi.



Figura 1-Quadri d'unione, fogli IGM al 50 000 ed elementi CTR al 5000. Il tratto più spesso identifica quelli considerati.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE

Tra i fattori geologici che influenzano la stabilità di un pendio l'assetto giaciturale il grado di tettonizzazione dei litotipi ed i rapporti tra litologie e strutture geologiche esistenti giocano un importante ruolo sulle condizioni di equilibrio del versante, soprattutto controllando entità e profondità dell'infiltrazione e circolazione delle acque sotterranee.

La tettonica viene distinta in: tettonica passiva e tettonica attiva, la prima si manifesta con la presenza di deformazioni plicative o disgiuntive sui materiali costituenti il pendio; conseguenza di tali eventi deformativi sono gli assetti spaziali assunti dalle strutture originarie e la presenza di sistemi di discontinuità diversi a scala macroscopica e microscopica. La tettonica attiva riguarda le deformazioni che terreni, appartenenti ad unità strutturali uguali o differenti, subiscono attualmente nel loro insieme.

L'interazione tra neotettonica ed evoluzione geomorfologica del rilievo porta a situazioni più o meno sfavorevoli alla stabilità dei pendii (Carrara et alii, 1987).

Generalmente, i territori caratterizzati da una rapida evoluzione geodinamica, come quello in esame, sono interessati da una forte propensione alla instabilità.

Si rende quindi necessario, per gli scopi di questo lavoro, fornire un quadro di riferimento geologico-strutturale dell'area e la descrizione dei litotipi presenti.

2.1. Inquadramento tettonico.

L'area studiata è situata entro la depressione tettonica della valle del Serchio, immediatamente a SE delle Alpi Apuane.

La valle del Serchio è stata interpretata come un graben (Nardi, 1961) per le sue caratteristiche: bordata da faglie dirette ed interposta tra due strutture tettonicamente più alte. La depressione appare nel complesso allungata in direzione appenninica (NW-SE) e delimitata da faglie dirette orientate allo stesso modo. Queste faglie parallele, immergono verso est quando si trovano sul margine occidentale della depressione, mentre presentano immersione contraria ovest sul versante opposto e sono talora interrotte da faglie a direzione antiappenninica; per

la loro natura e geometria la formazione di queste strutture è stata attribuita a processi estensionali da molti autori.

L'origine e lo sviluppo della depressione morfologica-strutturale del Serchio è legata alla evoluzione dell'Appennino settentrionale ed in particolare a quella delle Alpi Apuane.

I corsi affluenti del Serchio che delimitano ed in parte attraversano la zona in esame, la Turrice di Galliciano e la Turrice Cava, appaiono allungati lungo una direzione O-E e ONO-E; tale andamento è stato, con tutta probabilità, condizionato dallo sviluppo della depressione morfologica-strutturale descritta in precedenza e dai processi geodinamici che hanno portato all'attuale assetto dell'Appennino.

Nell'area sono affioranti formazioni della Successione Toscana non metamorfica e, in una limitata porzione, rocce della Successione Toscana metamorfica. La prima successione, definita "Falda Toscana" (Baldacci et alii, 1967), è rappresentata dai termini che vanno dal Macigno (Oligocene sup.-Miocene inf.) al Calcare Cavernoso (Norico-Retico); la seconda, nota in letteratura come "autoctono" (Dallan Nardi e Nardi, 1972), da affioramenti di Pseudomacigno e, da quelli meno estesi, di Marmi, Grezzoni e Filladi inferiori. Queste unità geologiche presentano evidenze strutturali riconducibili alle fasi deformative che hanno caratterizzato l'Appennino settentrionale a partire dal Cretaceo e che ad oggi non hanno esaurito completamente l'attività; secondo Martinis (1993), infatti, l'attività sismica della Garfagnana è da attribuire al movimento di alcune strutture recenti interpretate come faglie.

L'edificio strutturale si forma durante diversi eventi compressivi seguiti da una fase tardiva di estensione (Carmignani et alii, 1978). Si può riassumere, essenzialmente, la formazione dell'Appennino settentrionale in due fasi principali: la prima, definita "fase ligure", corrisponde alla chiusura dell'oceano ligure-piemontese e, successivamente, alla collisione continentale del basamento sardo-corso con la placca Adria del basamento africano. Con la chiusura del bacino oceanico, nell'Eocene, comincia la storia ensialica dell'orogeno appenninico. La seconda fase, chiamata "fase toscana", corrisponde all'impilamento ed al riadattamento delle unità Toscana e Ligure sulla sequenza Autoctona Toscana ed è

responsabile di una serie di strutture di piegamento ed estensione; questa è stata distinta da Carmignani e Kligfield (1990) in due fasi:

D1 _ Durante questa fase, che va dall'Oligocene al Miocene inferiore (Boccaletti et alii, 1971; Kligfield, 1979; Kligfield et alii, 1986), il regime compressivo, legato alla collisione continentale, determina la formazione di una fascia di taglio ensialica (Carmignani e Giglia, 1984). Questa fase, definita sin-nappe, porta alla sovrapposizione della Falda Toscana e della soprastante sequenza Liguride sulla sequenza Autoctona Toscana. Il sovrascorrimento avviene in corrispondenza di un livello evaporitico che subisce uno scollamento e non registra una deformazione al suo interno (Carmignani et alii, 1978). La sequenza geologica sottostante subisce, invece, un metamorfismo di alto grado e una deformazione penetrativa, visibile attualmente nella finestra tettonica delle Apuane, per cui si formano pieghe coricate con asse orizzontale; le pieghe hanno vergenza NE, una lineazione di piano assiale S1 in genere parallela alla stratificazione ed una lineazione di estensione parallela agli assi con direzione NE-SW.

D2_ Dal Miocene inferiore si ha una fase tardiva post-nappe in cui si osserva il riequilibrio isostatico della crosta ispessita, che deforma l'edificio strutturale di prima fase (Carmignani et alii, 1978); si forma un duomo allungato in direzione appenninica e si sviluppano pieghe a cascata a doppio senso di rovesciamento. Le deformazioni in questa fase si sovrappongono alle precedenti e sviluppano un clivaggio privo di blastesi con sviluppo di una scistosità S2 che ripiega la precedente S1. Il cambio di regime da compressivo ad estensionale porta alla formazione di faglie dirette ad alto angolo sulle unità che in precedenza si erano accavallate. L'effetto di questa distensione definita a "block-faulting" genera bacini sedimentari nelle aree depresse con controllo strutturale sulla sedimentazione Messiniano-Pliocenica (Boccaletti e Coli, 1983). La compressione, dovuta all'avvicinamento delle due placche, si sposta verso la zona esterna (orientale) della catena. Questo processo porta alla formazione di strutture tipo horst e graben che originano in tutta la Toscana bacini estensionali come quello della valle del Serchio. Lo sviluppo di queste depressioni è normalmente asimmetrico con faglie più importanti sul lato orientale e sistemi di faglie antitetiche sul margine occidentale. La caratteristica peculiare di questi bacini è di

avere una orientazione N-S nella zona meridionale, NW-SE nella parte settentrionale, con lineamenti trasversali NE-SW che ne dislocano localmente l'andamento. Le deviazioni trasversali non sono imputabili, secondo Martinis (1993), soltanto a fattori litologici o a cause particolari, per cui appaiono come la conseguenza di strutture recenti più o meno parallele alla costa interpretate come faglie; al movimento di alcune di queste vengono imputati i terremoti della Garfagnana.

I principali eventi fin qui illustrati fanno riferimento al modello del "prisma di accrezione" proposto da Platt (1986), secondo cui l'evoluzione di un cuneo orogenico, dovuto in un primo stadio ad una fase compressiva, sia caratterizzata, in seguito, da accomodamenti isostatici degli accavallamenti che in precedenza lo hanno progressivamente ispessito; questo processo di riequilibrio da origine ad una seconda fase distensiva. L'estensione comporta la formazione di faglie listriche ubicate nella fascia di transizione duttile-fragile, al di sotto della quale si originano fenomeni di piegamento. Inoltre il fenomeno distensivo è responsabile della venuta a giorno di settori interni del prisma.

La ricostruzione fatta da Carmignani e Kligfield (1990) è sostanzialmente in accordo con la teoria di Platt: la Falda Toscana e le sovrastanti Unità Liguri affiorano intorno alle Unità metamorfiche delle Alpi Apuane. La formazione della finestra tettonica avviene per scorrimenti lungo faglie dirette e listriche, il movimento provoca la brusca caduta del livello di metamorfismo e porta a contatto le rocce dei livelli più superficiali con quelle più profonde formando una struttura definita "core complex".

Le deformazioni terziarie sono registrate nel basamento fillitico, già deformato dal Paleozoico, e sulle coperture di età compresa tra il Permiano e l'Oligocene (Carmignani et alii, 1978).

In conclusione, successivamente alle fasi distensive che hanno portato allo sviluppo dell'Appennino settentrionale si originò a partire dal Miocene superiore nella Toscana meridionale e dal Pliocene nella Toscana a Nord dell'Arno la fossa tettonica corrispondente alla valle del Serchio (Puccinelli, 1987).

La Turrice di Galliciano è una zona rimasta estranea ai maggiori processi neotettonici e post-pliocenici, come è confermato dall'assenza di anomalie del reticolo idrografico, basculamenti dei sedimenti e altri indizi. La sostanziale

tranquillità tettonica, in apparente contrasto con l'evoluzione recente della media valle del Serchio, si spiega assumendo una disomogenea intensità di movimento nelle diverse porzioni dei bacini (D'Amato Avanzi et alii,1988).

La zona di Campolemissi - Gragliana, alla sinistra idrografica della Turrîte Cava (nell'elemento cartografico S.Pellegrinetto), presenta una sorta di gradonatura del versante in corrispondenza di faglie dirette con direzione NW-SE; queste coincidono con la direzione di uno degli allineamenti che ha dato origine al graben del Serchio. Questo è in analogia con ciò che è stato osservato da Nardi ed altri (1987) nella zona compresa tra Costa delle Calde e la Turrîte Cava (nell'elemento cartografico Fornaci di Barga) e che, secondo gli stessi autori, indica una attività tettonica recente nella zona.

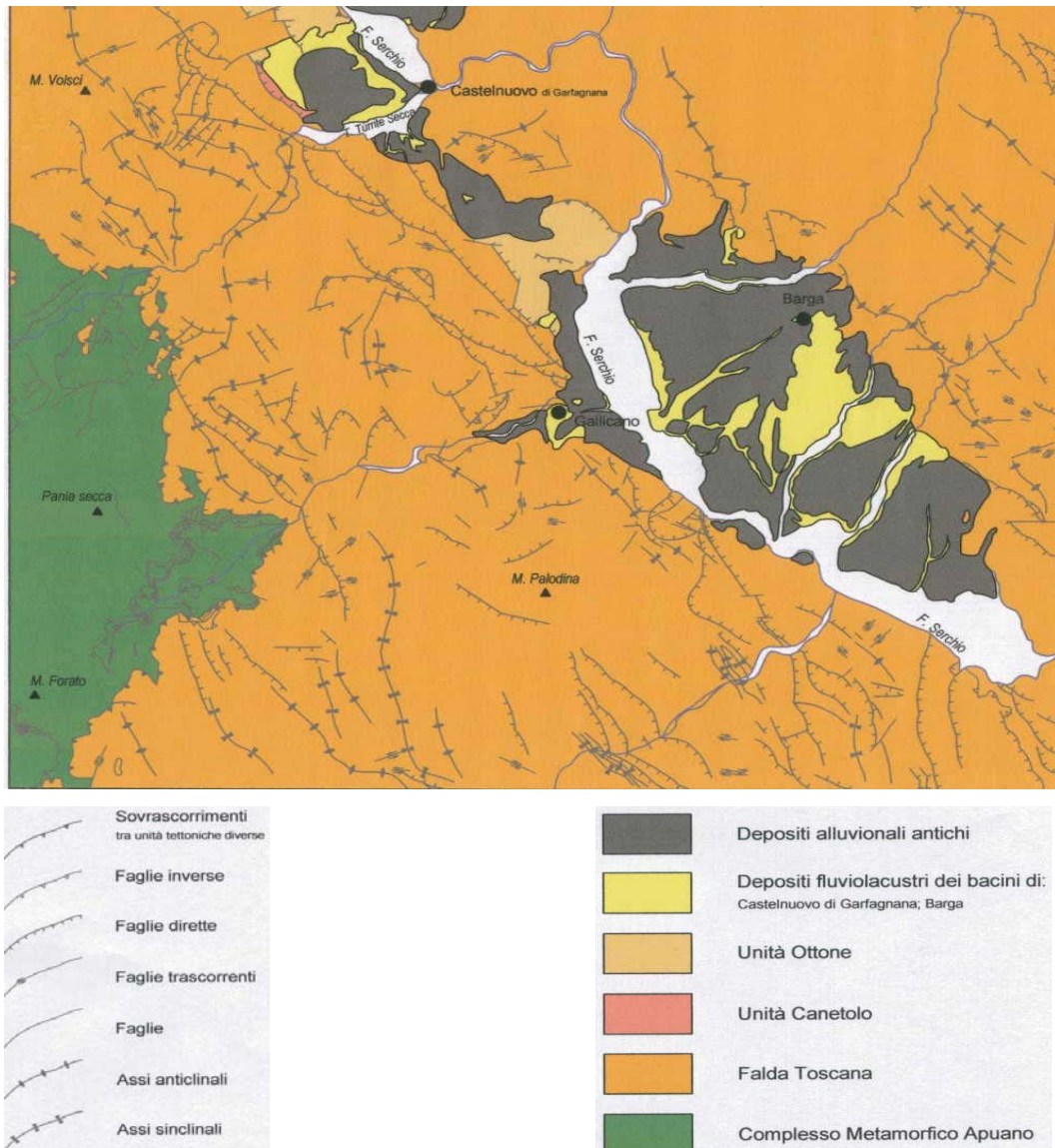


Figura 2-Schema tettonico dell'area.

2.2. Caratteri geologico-strutturali

L'area, come è stato già detto nel precedente paragrafo, è caratterizzata da affioramenti della Falda Toscana e della Successione Toscana metamorfica che hanno registrato gli avvenimenti tettonici di questa zona.

Le formazioni della Falda Toscana mostrano due piani di scistosità:

--S1- corrisponde alla deformazione relativa alla fase oligo-miocenica D1; questa è funzione del litotipo attraversato e risulta penetrativa nei livelli argillosi in cui si esprime come slaty cleavage originando una marcata fissilità. Nei materiali calcarei, così come nei livelli silicei e arenaci, caratterizzati da una maggiore competenza la superficie S1 assume un aspetto differente, manifestandosi come clivaggio di frattura, spaziato, non penetrativo ed associato a dissoluzione negli orizzonti carbonatici. L'immersione di questo piano è O-SO, legata ad un movimento E-NE.

--S2- generata da pieghe di seconda fase, appare più distanziata rispetto alla scistosità S1. Lo sviluppo non è uniforme ma, anche in questo caso, dipende dalla litologia. Lo sviluppo maggiore si apprezza nei livelli argillosi mentre nelle rocce calcaree, silicee o arenacee assume i caratteri di clivaggio di frattura.

Le formazioni della Falda Toscana sono interessate inoltre da una serie di faglie. Le faglie dirette, più importanti, tagliano le antecedenti inverse, si sviluppano in direzione NW-SE ed hanno un rigetto apprezzabile in carta. La direzione appenninica caratterizza anche faglie e fratture minori (Barsotti, 1995). Le faglie listriche principali, che delineano i graben del Serchio e del Magra, sembrano assumere andamento orizzontale nei Calcari Cavernosi. Ulteriori orizzonti di debolezza sono rappresentati dalle Marne a *Posidonomya* e dalle argilliti appartenenti alla formazione della Scaglia.

Le breccie di frizione che si trovano alla base del calcare cavernoso della serie toscana alloctona contengono frammenti di rocce metamorfiche immersi in una pasta non metamorfica. Da ciò si deduce che il movimento della falda toscana è stato in parte posteriore al metamorfismo dell'autoctono (Nardi, 1961).

Lungo alcune direzioni di faglia si sviluppano gli affluenti dei corsi principali nell'area di studio; nello specifico l'esempio migliore è costituito dal Rio Camperano.

La parte a nord-ovest della zona di studio è caratterizzata da affioramenti della serie metamorfica. In questa area si sviluppa l'anticlinale di Fornovolasco, una brachianticlinale con asse maggiore grossomodo parallelo al corso della Turrite di Gallicano (Nardi, 1961). Il contatto con la zolla delle Panie è segnato da una breccia tettonica (Nardi, 1961). Le faglie sono molto sviluppate in questa zona alla base del Calcere Cavernoso, che corrisponde infatti all'orizzonte di debolezza lungo cui è avvenuto l'impilamento durante la fase sinappe.

3. LITOSTRATIGRAFIA

Ai fini del presente lavoro è necessario fare una analisi litostratigrafica, in quanto differenti materiali danno risposte diverse alle sollecitazioni fisiche o chimiche determinate dalle condizioni ambientali. Nel capitolo precedente si accennava al grado di fatturazione che caratterizza alcune formazioni coinvolte nei processi tettonici e come gli stessi processi abbiano imposto differenti strutture in altre rocce. Ogni tipo di roccia può quindi essere messo in relazione con lo sviluppo di elementi strutturali, morfologia e idrografia di una determinata area.

E' stata svolta una campagna di rilevamento, è stata consultata la cartografia esistente e sono state integrate le osservazioni con dati disponibili in letteratura. Le basi topografiche utilizzate sono le CTR della Regione Toscana. Il rilevamento sul terreno e la interpretazione di foto aeree ha consentito di aggiornare e modificare, dove ritenuto opportuno, la cartografia esistente. Le carte geologiche consultate sono inedite disponibili presso il gruppo di Geologia Applicata del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa. I rilevamenti sono stati effettuati da Trivellini (Trassilico) e da Barsotti (S. Pellegrinetto). Per la franosità è stata consultata la 'CARTA DELLA FRANOSITÀ DEL FIUME SERCHIO' (scala 1:10000) relativa all'elemento Trassilico; mentre per l'elemento S. Pellegrinetto la carta della franosità è stata presentata con questo lavoro.

In particolare, è stata acquisita la distribuzione spaziale delle formazioni geologiche, volgendo particolare attenzione ai depositi superficiali ed alla rilevazione e descrizione delle superfici di discontinuità lito-strutturali secondo le indicazioni di Ferrini ed altri (1998).

Ai fini della valutazione della pericolosità, la zona è stata suddivisa in unità litologico-tecniche differenti, rappresentative di qualità meccaniche definite ed omogenee al loro interno; unità litologico-tecniche differenti sono state riconosciute anche all'interno della medesima formazione geologica.

Lo scopo del lavoro è stato quello di realizzare una cartografia geologica e della franosità ed una litologico-technica che permettano la definizione di parametri utili

alla stima della propensione al dissesto di settori di territorio all'interno dell'areale studiato.

In questo capitolo si fanno pochi riferimenti alle caratteristiche litologico-tecniche; osservazioni approfondite, puntuali e di insieme, vengono riportate in seguito, durante la trattazione del sesto capitolo.

Gli affioramenti che si osservano nella zona si riferiscono alla Falda Toscana e solo nell'area nord-occidentale alla Successione Toscana metamorfica.

3.1. Falda Toscana.

La Falda Toscana è rappresentata, in questo areale, principalmente dalle sue formazioni arenacee e calcaree.

Gli formazioni della Falda Toscana affioranti in ordine di età dalla più antica alla più recente sono:

- Calcarea Cavernosa: Norico – Retico.
- Calcarea Massiccio: Hettangiano
- Rosso Ammonitico: Lotharigiano – Carixiano sup./Domeriano basale (Sinemuriano sup. – Pliensbachiano inf.)
- Calcarea Selcifera di Limano: Domeriano basale – Toarciano inf.
- Calcari e Marne a Posidonomya: Toarciano inf. - ?Calloviano
- Calcarea Selcifera della Val di Lima: Oxfordiano – Kimmeridgiano sup.
- Diaspri: ?Bathoniano medio/sup. – Titoniano sup./Berresiano basale
- Maiolica: Titoniano sup./Berresiano basale - ?Hauteriviano
- Scaglia Toscana: Cretaceo inf. – Oligocene sup.
- Calcareniti di Montegrossi: Eocene – Oligocene sup.
- Macigno: Oligocene sup. – Miocene inf.

I dati relativi alle età sono tratti dalla legenda della “CARTA DELLA FRANOSITA’ DEL BACINO DEL FIUME SERCHIO” (Nardi, Puccinelli, Trivellini, rilevamento 1990-91).

L'elemento S. Pellegrinetto appare in carta dominato dal colore che si riferisce alla formazione Macigno. Più eterogenea si presenta, invece, la geologia dell'elemento Trassilico.

CALCARE CAVERNOSO (CCA)

Calcari a cellette e calcari dolomitici brecciati. L'origine è di tipo anidritico-dolomitica (Dallan Nardi e Nardi, 1974). Il Calcare Cavernoso affiora nella zona nord-occidentale dell'area lungo il corso del Rio Camperano sia in destra che in sinistra idrografica in prossimità di Trombacco, sulla parte bassa del Monte Campanili, in una fascia compresa tra Col di Luco ed il Fosso del Boddone e lungo la Turrite tra Trombacco ed il bivio per Vergemoli. Il Calcare Cavernoso si mostra con aspetto variabile: da nettamente cavernoso con le caratteristiche cellette e la polvere calcitico-dolomitica, a brecciforme (Nardi, 1961). Secondo Nardi (1961) gli elementi inclusi nella porzione brecciata sono generalmente riferibili all'autoctono; il calcare cavernoso, infatti, rappresenta uno dei principali piani di scorrimento della falda toscana, e, durante il movimento, avrebbe strappato all'autoctono toscano tali frammenti. Dallan Nardi e Nardi (1973) hanno riconosciuto delle caratteristiche stratigrafiche, definendo le breccie associate ai calcari cavernosi come un deposito rimaneggiato di età terziaria, un particolare tipo di tetto stratigrafico delle serie esterne adiacenti alla falda toscana, sul quale la falda stessa è avanzata.

Talora si presenta in ammassi pulverulenti e friabili grigio cenere (Dallan Nardi e Nardi, 1974). La tipologia più rappresentata nell'area è quella di un calcare a cellette che diventa più compatto nella zona di contatto stratigrafico con il massiccio. Lo spessore della formazione è molto variabile (Nardi, 1961).

CALCARE MASSICCIO (MAS)

Calcari grigi non stratificati; calcari dolomitici e dolomie che verso il tetto si presentano grossolanamente stratificati. L'ambiente di formazione è di piattaforma epicontinentale per la porzione massiva e di piattaforma tipo bahamiana per i livelli grossolanamente stratificati (Fazzuoli et alii, 1985). La formazione affiora superiormente ai calcari del cavernoso.

Il calcare massiccio si presenta nella zona con varie tonalità del grigio che, lungo la strada che da Trombacco sale verso Vergemoli, sfuma in un grigio-rosato. Lungo il taglio della strada è possibile rilevare delle faglie a scala metrica orientate in direzione NE e NW. Il colore diventa più scuro mano a mano che si scende verso la Turrite in questa fascia il calcare appare a tratti grossolanamente

stratificato. Inoltre la formazione è interessata da fratture beanti, già descritte da Nardi (1961), riempite con materiale proveniente dallo stesso massiccio e dal sovrastante rosso ammonitico (Dallan Nardi e Nardi, 1974). Le fratture sono state interpretate da Fazzuoli ed altri (1985) come influenza della fase distensiva del Sinemuriano. Lungo il taglio stradale tra Gallicano e Vergemoli è possibile osservare tratti in cui il calcare massiccio è intensamente fratturato. Lo spessore è variabile, ma quasi sempre molto alto, sull'ordine di alcune centinaia di metri (Dallan Nardi e Nardi, 1974).

ROSSO AMMONITICO (RSA)

Calcarei cerioidi, marnosi e calcilutiti, da rosei a rossi, grigio-chiaro gialli, spesso nodulari con resti di ammoniti e microfacies (crinoidi, spicole di spugne, radiolari, lamellibranchi ed ammoniti). Nella parte sommatiale si presenta con calcari massicci o grossolanamente stratificati grigio chiari, con liste di selce. Secondo Fazzuoli ed altri (1985) la sedimentazione della porzione inferiore della formazione, prevalentemente calcarea, priva di apporti di clasti e ricca di crinoidi sarebbe avvenuta in un ambiente non molto profondo ed a ridotto tasso di sedimentazione, forse riferibile ad un plateau spazzato da correnti. La porzione superiore, invece, caratterizzata da una componente marnosa maggiore e da nodularità sviluppata, si sarebbe deposta ad una profondità prossima al livello di compensazione dell'aragonite. Durante il periodo di deposizione del rosso ammonitico (Sinemuriano-Pliensbachiano) sono proseguiti i movimenti tettonici distensivi, comportando fenomeni di instabilità nei sedimenti incoerenti; difatti si rinvencono livelli intersecati da filoni riempiti da materiale proveniente dai livelli superiori della stessa formazione, come riportato da Fazzuoli ed altri (1985). Questa formazione è rappresentata, nella zona in oggetto, da pochi affioramenti di estensione limitata che sormontano stratigraficamente il calcare massiccio. Sugli affioramenti della zona il colore della formazione varia dal rosso al rosso-giallastro, la struttura è nodulare con all'interno pochissimi fossili. Gli affioramenti mostrano una fatturazione notevole ed una alterazione che dai giunti progredisce all'interno della roccia.

CALCARE SELCIFERO DI LIMANO (LIM)

Calcari grigi o giallastri con liste e noduli di selce grigia, leggermente marnosi. Localmente sono presenti sottili strati di argilliti e marne in lastrine. L'ambiente di sedimentazione è stato riferito da Fazzuoli ed altri (1985) ad una zona di "ramp" in progressivo approfondimento, in cui si verificano fenomeni di redistribuzione dei sedimenti dalle zone di alto alle aree depresse per l'azione della gravità (torbiditi) o ad opera di correnti di fondo. Questa formazione affiora lungo una fascia che percorre la parte a N dell'area in questione costeggiando la Turrite di Galliciano al di sopra del rosso ammonitico. Questo livello è probabilmente interessato da scarpate di faglia attive, ciò è confermato dal rinvenimento di sporadici livelli detritici grossolani messi in posto da movimenti gravitativi (Fazzuoli et alii, 1985); durante il rilevamento evidenze di questo tipo sono state rinvenute nella zona soprastante l'abitato di Chieva.

CALCARI E MARNE A POSIDONOMYA (POD)

Marne, calcari marnosi ed argilliti grigio-giallastre o varicolori con intercalazioni di radiolariti nella parte alta; alla base localmente breccie calcareo-silicee. Il passaggio dai sottostanti calcari grigi a questo livello è graduale. Fazzuoli ed altri (1985) hanno ipotizzato una generale diminuzione degli apporti carbonatici rispetto a quelli terrigeni fini, dovuta ad un aumento della profondità dell'ambiente di sedimentazione, che giungendo a valori al di sotto del limite di compensazione della aragonite (A.C.D., Aragonite Compensation Depth) ne ha favorito la distruzione. Si rinvengono livelli costituiti da granuli calcarei risedimentati e livelli di breccie poligeniche con clasti provenienti dalle formazioni più antiche. E' verosimile che le breccie si siano accumulate con meccanismi di debris flow ai piedi di scarpate di faglia attive (Fazzuoli et alii, 1985).

Questi affioramenti attraversano la zona da ovest a nord-est al di sopra dei calcari a selci chiare ed appaiono molto tettonizzati. Le marne si ritrovano ridotte in scagliette o in blocchi compatti, che in alcuni casi sono separati e scompaginati da importanti discontinuità. La fratturazione appare spesso concoide e, data l'intensità, provoca in alcuni tratti, come nella zona di Visperiglia, il distacco e la caduta di materiale.

CALCARE SELCIFERO DELLA VAL DI LIMA (SVL)

Calcari e calcareniti grigio scuri, a liste e noduli di selce nera. Questo livello rappresenta, essenzialmente, una lente di materiale detritico, proveniente da una piattaforma carbonatica, all'interno di una zona di sedimentazione diasprina (Bruni e Fazzuoli, 1981); la profondità di sedimentazione doveva, pertanto, essere prossima o poco inferiore alla C.C.D. (Fazzuoli et alii, 1985). Gli affioramenti sono localizzati in una fascia che scorre la zona da nord ad ovest, questi sono di dimensioni e freschezza variabile. Lo spessore è variabile compreso tra i 25 e i 150 m. nella zona di Roveta alcuni affioramenti presentano scarse qualità geotecniche.

DIASPRI (DSD)

Radiolariti ed argilliti silicee sottilmente stratificate, varicolori; più raramente scisti diasprini. Secondo Folk e McBride (1979) la loro deposizione è avvenuta con molta probabilità, o almeno in parte, ad opera di correnti di torbida. L'assenza di frazione carbonatica fa riferire questi depositi ad una profondità superiore a quella della C.C.D. (Fazzuoli et alii, 1985). Nella zona i diaspri affiorano in una striscia che da N prosegue restringendosi verso W, scomparendo nei pressi di Chieva e ricomparendo dopo il livello detritico per circa 450 m. Ad Ovest di Case Castagnola, nel fondovalle, affiora un altro livello di diaspri in una posizione complicata dalla presenza di faglie perpendicolari e parallele all'andamento del Rio Camperano. Più a Sud prossimo alla confluenza tra il Canale di Cardeta ed il Rio Camperano il livello radiolaritico sale, passando per Roveta, fino a quota 750-775 m.s.l. a Sud di Vispereglia; questo livello è, in più punti dislocato da faglie. Altri affioramenti, limitati per estensione, sono ubicati ad Est di Vispereglia, in prossimità del fondovalle a sinistra del Rio Camperano.

Gli affioramenti più significativi si trovano lungo il corso della Turrite in destra idrografica, sotto l'abitato di Trassilico.

Il materiale affiorante risulta variamente, ma sempre, alterato; presenta una colorazione rossa, una fratturazione prismatica (Nardi, 1961) ed una presenza di discontinuità molto fitte e riconoscibili quando è meno alterato; mentre appare giallastro e si sfalda dando origine ad un'argilla silicea quando è completamente alterato. In entrambi i casi il materiale ha scarse proprietà geotecniche: basta, nel

primo caso, un colpo di martello per mandarlo in frantumi; nel secondo la punta del martello, esercitando semplicemente una pressione, si infigge nel materiale.



Figura 3-Affioramento di diaspri sotto l'abitato di Trassilico.

MAIOLICA (MAI)

Calcilutiti e calcari selciferi bianchi e grigi; nella parte alta calcari grigi talora selciferi e calcareniti. La sedimentazione di questo membro della falda toscana coincide con la fioritura del nannoplakton calcareo che ha fatto abbassare la C.C.D. al di sotto dei 4000m (Fazzuoli et alii,1985). Le caratteristiche litologiche sono costanti: calcilutiti chiare, ben stratificate con abbondanza di noduli e liste di selce grigia, talvolta violacea. Alla sommità si rinviene un livello detritico, una calcarenite grigio-chiara. La parte alta della formazione è stata definita da Boccaletti e Sagri (1966) “Membro di M. Mosca” e sembra avere origine torbidity.

La maiolica affiora su tutta l'area rilevata, presenta un colore che dal grigio sfuma al bianco e delle intercalazioni di selce. Dal punto di vista geotecnico il materiale presenta buone qualità ed infatti costituisce pendii caratterizzati da una elevata ripidità. La fratturazione normalmente è concoide. L'alterazione è forte nella zona posta sopra il torrente Ruffa dove la roccia presenta un colore arrossato e una intensa fratturazione. In altre zone è visibile una fratturazione intensa che origina il distacco di porzioni di roccia, in particolare questi fenomeni sono molto pronunciati nella zona intorno a Tre Corna e sullo spigolo di rilievo a O-NO di

S.Ansano. Inoltre sono riconoscibili su alcuni affioramenti faglie importanti e faglie dirette con dimensioni da centimetriche a metriche.



Figura 4-Faglie coniugate sulla Maiolica



Figura 5- Affioramento di maiolica sul rilievo a destra del torrente Ruffa.

SCAGLIA TOSCANA (STO)

Argilliti e marne varicolori con intercalazioni di calcilutiti, e calcareniti; nella parte sommatiale, localmente, marne siltose grigio-giallastre, rosso brune, violette o verdastre. L'ambiente di sedimentazione viene riferito ad un bacino tettonicamente instabile con profondità che variano da prossime o al di sotto del limite di compensazione della calcite, e caratterizzato da processi di risedimentazione di materiale carbonatico. La scaglia è stata anche definita da molti autori formazione degli "scisti policromi" a causa della variabilità di colorazione ed aspetto. In alcuni tratti si rinvengono intercalati livelli marnosi, calcarenitici e calcilutiti silicee intercalati alle argilliti; questi livelli, di dimensioni centimetrico-decimetriche, più compatti e resistenti, sono rappresentati da blocchi intensamente fratturati caratterizzati da uno sviluppo prevalentemente orizzontale o suborizzontale. Lo sviluppo prevalentemente orizzontale, su superfici instabili favorisce la rottura per flessione di questi blocchi lungo superfici verticali parallele al versante.

Il passaggio dalla maiolica alla scaglia è graduale solo quando la serie non è disturbata per cause tettoniche; infatti la scaglia ha funzionato da livello di scollamento durante la messa in posto o la rimessa in movimento della falda toscana, motivo per cui la base appare spesso laminata (Nardi, 1961). La scaglia ed i livelli sovrastanti di calcareniti occupano localmente precise posizioni stratigrafiche, ma regionalmente presentano rapporti variabili di giacitura e posizioni, mostrando sostanzialmente un andamento lenticolare con passaggi laterali ad ogni livello (Nardi, 1961). La scaglia, dunque, affiora al di sotto della formazione del nummulitico presentandosi in affioramenti piccoli ma distribuiti con una buona frequenza. I contatti tra le due formazioni sono variabili, da orizzontali a verticali.

La frattura appare aghiforme nelle argilliti mentre i livelli marnosi si sfaldano secondo piani obliqui rispetto a quelli di stratificazione, come era già stato osservato da Dallan Nardi e Nardi (1974).

Lo spessore di questa formazione è difficilmente valutabile a causa delle complicazioni tettoniche che lo hanno interessato.

Dal punto di vista geotecnico rappresenta, nel complesso, un livello scadente in quanto caratterizzato da una spaziatura fittissima di giunti con superfici lisce molto spesso bagnate.

CALCARENITI DI MONTEGROSSI (STO3)

Brecciole, calcareniti e calcilutiti, al tetto o intercalate nella parte medio alta della scaglia rossa. Questa formazione è molto diffusa nell'area studiata, maggiormente diffuso tra gli affioramenti è l'elemento calcarenitico ma sono consistenti anche le breccie e le calcilutiti. Le breccie sono clastosostenute, costituite da elementi carbonatici in prevalenza, da elementi litici, selci e nummuliti immersi in una matrice carbonatico-marnosa.

La formazione ha rapporti di giacitura variabili con la Scaglia Toscana che si presenta in affioramenti lentiformi. Nella zona del Balloccone, nei pressi di Campolemisi, questa formazione si presenta come un livello di calcari marnosi in concordanza stratigrafica con il macigno.

In alcune zone questa formazione è caratterizzata da breccie con selci, clasti e nummuliti; gli affioramenti più rappresentativi di breccie sono stati individuati su una fascia che da Case Castagnola va verso Trassilico, lungo il sentiero che da S. Ansano scende verso Case all'Aia e nella zona di S. Pellegrinetto.

Le caratteristiche geotecniche di questa formazione risultano migliori e più omogenee rispetto sia a quelle del sottostante livello che rispetto a quelle dell'arenaria macigno; queste non sono regolari, ma determinate dal tipo di roccia e dal contenuto in calcari. apparendo tanto più duro quanto più è il contenuto in cemento calcareo. Nelle breccie le caratteristiche geotecniche sono dominate prevalentemente dai rapporti spaziali tra i clasti, i cui limiti costituiscono elementi di discontinuità.

MACIGNO (MAC)

Torbiditi arenacee o arenaceo-pelitiche quarzoso-feldspatico-micacee; nella parte basale, calcareniti gradate; al tetto, localmente, olistostromi riferibili alle unità liguri. La deposizione è quella di un flysch rappresentato da sequenze torbiditiche di arenarie gradate a grana minuta o media (Dallan Nardi e Nardi, 1974). Spesso si ritrovano intercalati straterelli sottili di marne scure. Il macigno affiora

abbondantemente in tutto il territorio rilevato, e con l'esclusione della zona NW, costituisce la formazione più rappresentativa. Il colore va dal grigio al grigio-bruno, marroncino o giallastro quando è molto alterato.

Il macigno è caratterizzato da una tenacità variabile in virtù del contenuto in calcare. Le fratture hanno un aspetto variabile da regolare a concoide ed aumentano in numero e dimensioni nella parte alta degli affioramenti dove è possibile apprezzare anche una maggiore alterazione.

3.2. Successione Toscana metamorfica

La successione toscana metamorfica è parzialmente rappresentata da affioramenti situati nella zona nord-occidentale dell'area, lungo la Turrice, sia in sinistra che in destra idrografica, a W di Trombacco fino al paese di Fornovolasco.

L'elemento più abbondante è costituito dallo pseudomacigno, filladi inferiori, grezzoni, marmi e calcari selciferi autoctoni affiorano come porzioni lenticolari. Questo livello autoctono è a contatto con il cavernoso per mezzo di faglie; nella zona di faglia si rinvengono breccie di frizione, formate da elementi metamorfici in una pasta non metamorfica. Queste strutture secondo Nardi (1961) rappresentano una evidenza di movimenti, posteriori al metamorfismo, della falda toscana.

Gli elementi affioranti sono:

- Filladi inferiori: ?Cambriano - ?Ordoviciano
- Grezzoni: Norico
- Marmo di Monte Roccabdagia: Lias inf. – (?medio)
- Calcari selciferi Auctt.: Lias medio – sup.
- Pseudomacigno: Oligocene sup.

FILLADI INFERIORI (FAF)

Filladi quarzítico-muscovitiche alternate a quarziti. Appartiene alla parte più alta del basamento cristallino del nucleo autoctono e contiene lenti di dolomie scistose a *Orthoceras* (Dallan Nardi e Nardi, 1974). L'affioramento più significativo si trova sotto Col di Luco, si presenta con un colore rosso scuro, caratterizzato da una scistosità molto visibile e percorsa da diverse serie di giunti. La fratturazione produce scaglie romboedriche o piccoli blocchi.

GREZZONI (GRE)

Dolomie grigie, con metabrecce nella porzione inferiore. Sono grossolanamente stratificate raramente massicce, biancastre, rosate, grigie, e grigio-scure, con frequenti livelli di breccie sedimentarie specie nella parte bassa della formazione (Dallan Nardi e Nardi, 1974). Sono presenti solo piccoli affioramenti lentiformi riferibili alla porzione dolomitica.

MARMO DI ROCCANDAGIA (MMR)

Marmi bianchi, grigi o avorio, calcescisti, dolomie e marmi dolomitici. Affiorano solo nella parte sinistra della Turrite di Gallicano e sono rappresentati da marmi bianchi.

CALCARI SELCIFERI (CLF)

Metacalciliti, con liste e noduli di selce e rari livelli di calcareniti, spesso alternati a calcescisti e filladi. Le originarie liste di selce si sono trasformate in quarzo bianco o di aspetto cristallino nelle zone più metamorfiche. Nella zona in questione è presente una unica lente di questa formazione di colore grigio con frattura già definita da Dallan Nardi e Nardi (1974) come scheggiata.

PSEUDOMACIGNO (PSM)

Metarenarie quarzoso-feldspatico-micacee, alternate a filladi quarzitiche. E' una formazione scistoso-arenacea, sui due livelli si osserva un colore che varia dal marrone al grigio. Il colore diventa più scuro in corrispondenza di tratti caratterizzati da forte umidità ed in alcuni casi da stillicidio, lungo la strada che da Trombacco va verso Fornovolasco. Il metamorfismo che interessa la formazione è debole ed appare evidente negli strati argillosi caratterizzati da una marcata scistosità.

Le caratteristiche litotecniche variano a seconda che ci si trovi su un livello arenaceo piuttosto che su un livello argilloso, questi ultimi infatti risultano peggiori dei primi. Le porzioni più scadenti sono rappresentate dai livelli più umidi. L'alternanza di differenti materiali diminuisce nel complesso le proprietà geotecniche della formazione.

Presentandosi in piccole lenti questi materiali sono stati assimilati in fase di valutazione dell'attitudine al dissesto dei versanti. La forte acclività che si sviluppa localmente, l'alternanza di materiali diversi con differenti caratteristiche e diverse strutture, favoriscono alcuni processi di instabilità; l'area presenta una forte propensione al distacco di materiale di dimensioni variabili.

3.3. Depositi quaternari

Durante la campagna ed in fase di fotointerpretazione sono stati osservati i depositi quaternari, distinguendoli in base tipo di agente sono stati identificati depositi di origine gravitativi come frane e detriti; depositi di origine fluviale e torrentizia come conoidi di deiezione, depositi alluvionali ed alluvioni terrazzate. Queste forme sono state rappresentate in carta mediante colori e gradazioni degli stessi in funzione della genesi e dello stato di attività.

CORPI DI FRANA

Sono accumuli di materiale litico eterogeneo ed eterometrico con forma angolosa disposto in maniera caotica in una matrice sabbiosa o sabbioso-coesiva che varia a seconda della tipologia di roccia coinvolta nel fenomeno.



Figura 6- Porzione di corpo di frana.

Tutte le litologie descritte in precedenza e le coperture detritiche sono interessate da fenomeni gravitativi, la tipologia e lo stato di attività sono stati illustrati nella carta della franosità. Dissesti che mostrano segni di attività al momento del

rilevamento sono stati classificati come attivi, mentre sono stati definiti quiescenti quei depositi sui quali non è stato possibile riconoscere segni di evoluzione.

L'intera area appare interessata da fenomeni franosi; le dimensioni sono variabili si va da corpi di frana dell'ordine dei 350-400 m di lunghezza e 200m di larghezza a corpi di frana di pochi metri non cartografabili.

L'età delle frane cartografate è sicuramente olocenica ma non si esclude che alcune siano la riattivazione di forme più antiche.

DETRITI ETERRENI DI COPERTURA

Sono accumuli di materiale litico prodotto dal disfacimento del substrato. Le caratteristiche di questi depositi sono variabili in virtù del tipo di substrato che li ha originati, di solito sono monogenici, rappresentati da frammenti centimetrico decimetrico e rari massi di dimensioni superiori, da subarrotondati a subspigolosi, da parzialmente a molto alterati in matrice sabbioso-limosa. Il grado di arrotondamento e di alterazione dipendono dalla natura del substrato, in generale frammenti molto alterati e più arrotondati corrispondono ad un substrato arenaceo, mentre materiali molto deboli come la scaglia tendono a formare nelle coperture elementi aciculari.

L'addensamento, stimato con prove manuali, risulta da basso (terreni sciolti) a medio. Le coperture detritiche interessano l'intera area studiata, presentano dimensioni variabili e spessori compresi tra i 50 cm e i 5 m; il materiale, dopo la formazione, rimane in loco o viene interessato da fenomeni modesti di trasporto essenzialmente di tipo gravitativi. Su alcune sezioni è possibile osservare una gradazione diretta: si passa dal substrato variamente fratturato ad un mantello detritico fino ad arrivare agli orizzonti costituenti il suolo.

Le coperture e i detriti sono stati rilevati durante la campagna di rilevamento ed tramite fofointerpretazione. In carta sono stati riportati quelli con spessori di almeno 0,5 m e con estensione rappresentabile alla scala dell'elaborato (almeno 10 m).



Figura 7-Detrito sul macigno nei pressi di S.Ansano

CONI DI DETRITO

Depositi eterometrici costituiti da ciottoli di dimensioni centimetriche decimetriche e blocchi, subspigolosi in matrice sabbioso-limosa.

Sono situati in corrispondenza di incisioni laterali ai corsi principali, sui versanti dalle cui pareti e coperture detritiche vengono alimentati.

La formazione è dovuta principalmente a processi gravitativi, ma è visibile l'influenza di fenomeni legati allo scorrimento delle acque; alcuni depositi, i più piccoli, risultano completamente ripuliti della matrice nella parte superiore.

ALLUVIONI RECENTI ED ATTUALI

Sono depositi olocenici di ghiaie in una matrice sabbioso-limosa; questi risultano poligenici costituiti da clasti e granuli generalmente ben arrotondati.

Le alluvioni attuali sono rappresentate da materiali sciolti poco o non vegetati; interessati dai deflussi in alveo e da modellamento attivo, presentano un basso contenuto di matrice, che viene asportata dalle acque correnti. Questi depositi sono localizzati lungo i corsi d'acqua principali che attraversano la zona.

Le alluvioni recenti sono legate ad una azione di deposito non attiva; in generale si presentano ben vegetate ed hanno un grado di addensamento basso, medio in

alcuni punti, mentre quelle attuali risultano da poco addensate a sciolte. In alcune zone si sono osservati anche dei livelli di alluvioni cementate, tuttavia di dimensioni ridotte. Essendo molto permeabili sono interessate da fluttuazioni dal livello piezometrico, direttamente interferenti con i deflussi di alveo, ma spesso alimentati anche da apporti di versante. Risultano, in generale, sopraelevati rispetto alla quota di alveo ordinario in modellamento attivo; in termini idraulici la pericolosità è bassa in regimi di portate normali o di limitate piene.

Questi depositi sono presenti sul fondovalle del Turrite di Galliciano e del Turrite Cava; accumuli di dimensioni ridotte si rinvencono lungo il Rio Camperano, Torrente Ruffa , Fosso della Cuccagna e Fosso della Mela.



Figura 8- Depositi alluvionali alla confluenza del Rio Camperano nella Turrite di Galliciano

ALLUVIONI TERRAZZATE

Sono spianate di origine fluviale riferibili all'olocene costituite da detrito di origine fluviale di solito mediamente addensato. Sono depositi di clasti da subspigolosi a subarrotondati, da centimetrico a decimetrici, poligenici in matrice sabbioso-limosa.

Sono rinvenibili lungo il Rio Camperano e lungo la Turrite di Gallicano. Ben riconoscibile anche in foto aerea risulta il terrazzo in prossimità della immissione del torrente Ruffa nella Turrite.

CONI DI DEIEZIONE

Sono depositi recenti caratterizzati dalla tipica forma a ventaglio, determinati dalla dinamica torrentizia. Sono costituiti prevalentemente da clasti centimetrico decimetrici in una matrice sabbioso-limosa. In questi depositi si osservano anche degli elementi lenticolari di materiale sabbioso o limoso. Il grado di addensamento che caratterizza questi depositi risulta essere alto.

Coni di deiezione si trovano nella zona ad E rispetto alla diga di Trombacco in corrispondenza dello sbocco di incisioni laterali sul corso del Turrite di Gallicano.

4. PROPENSIONE AL DISSESTO NELL'AREA

Gli autori convergono sul fatto che i fenomeni di instabilità dei versanti non sono il risultato di una singola causa ma di una molteplicità di fattori interagenti fra loro (GNGFG, 1987). Non esiste però un accordo riguardo all'incidenza e al peso che ogni singolo fattore ha sui processi di instabilità.

In generale, l'instabilità dei versanti è determinata da fattori molteplici ed interagenti sia intrinseci che esterni al pendio, e che possono essere suddivisi in due grandi gruppi: fattori predisponenti legati essenzialmente alle caratteristiche litologiche, strutturali, giaciture e tessiture dei materiali che costituiscono il pendio; fattori innescanti che agiscono su un pendio intrinsecamente indebolito e scatenano il fenomeno franoso (piogge intense, sismi, ecc.).

I principali fattori che determinano, nell'area, la instabilità dei versanti sono:

- Fattori geologici
- Sismicità
- Fattori morfologici
- Fattori idrogeologici
- Fattori climatici
- Uso del suolo
- Fattore antropico

4.1. Fattori geologici

L'assetto geologico-strutturale, con riferimento particolare agli elementi tettonici ed a significativi contrasti di deformabilità e permeabilità ascrivibili a specifiche caratteristiche litologiche, riveste un ruolo importantissimo sulla formazione di svincoli cinematici e, quindi, di elementi instabili sui pendii.

I materiali che costituiscono un pendio ne condizionano la stabilità in funzione delle loro qualità meccaniche, queste dipendono oltre che dalla composizione chimica e dal grado di alterazione, anche dalla struttura e quindi dalla fratturazione, dalla tessitura, dalla giacitura degli elementi, e da condizioni di stress imposte dalla attività tettonica o da forze spingenti. L'area studiata è caratterizzata da varie litologie che presentano diverse caratteristiche

geomeccaniche e che risultano più o meno propense ad originare fenomeni di instabilità differenti.

Le litologie più competenti come quelle calcaree vengono coinvolte prevalentemente in fenomeni di crollo quando caratterizzano un pendio molto acclive, mentre in altri casi possono sviluppare delle superfici di scorrimento lungo discontinuità strutturali. Queste rocce conservano ed espongono inalterate più a lungo le superfici di rottura rendendo più facile e sicura l'identificazione e la tipologia del movimento; inoltre il basso grado di alterazione di queste superfici permette una osservazione più fedele delle condizioni in cui il fenomeno si è sviluppato.

Litologie più alterabili, come le arenarie, sono coinvolte in fenomeni di instabilità di vario tipo (scorrimento, scorrimento-colamento, crollo), ma non consentono una osservazione dettagliata delle superfici di rottura per lungo tempo dopo l'evento; queste, alterandosi velocemente, determinano, di frequente, spesse coperture detritiche che vengono spesso coinvolte in successivi fenomeni di scorrimento, colamento o reptazione.

Nelle litologie prevalentemente argillitiche o argillose, con stratificazione o comunque superfici di discontinuità molto fitte, si ha una franosità diffusa, con fenomeni di scorrimento, colamento e scorrimento-colamento.

L'alternanza tra livelli a competenza e a permeabilità differente può rappresentare un fattore di propensione alla instabilità; livelli più deboli costituiscono superfici di cedimento o scorrimento; materiali lapidei possono sprofondare in materiali sciolti sottostanti; livelli attritivi o coesivi possono costituire orizzonti di debolezza o scivolamento; materiali argillosi in particolari condizioni di imbibizione possono lubrificare lembi di roccia a contatto.

Dai rilievi condotti si è osservato, inoltre, un forte controllo strutturale sul meccanismo di rottura delle masse instabili. Le superfici di strato, i contatti tra diverse formazioni o tra diversi materiali a competenza, tessitura, permeabilità differente, le fratture in genere, costituiscono oltre che orizzonti di discontinuità tra materiali a contrasto di competenza, anche piani lungo i quali, spesso, si verificano fenomeni di infiltrazione e circolazione di acqua. Determinanti risultano i rapporti spaziali tra questi elementi di discontinuità ed il pendio.

La tettonica è un fattore che esercita una forte influenza sulla stabilità dei versanti, essendo all'origine di stress, quindi di deformazioni e fratturazioni determina gli assetti spaziali degli elementi strutturali del pendio. Inoltre la distribuzione dei giunti determina la tipologia e la geometria del movimento, nonché fenomeni di infiltrazione e circolazione di acque.

E' molto probabile che i campi tensionali connessi alle dislocazioni tettoniche esercitano un controllo sui movimenti di massa. I meccanismi secondo cui le tensioni vengono dissipate sembrano giocare un ruolo fondamentale sul comportamento geomeccanico dei materiali, soprattutto in relazione ai grandi fenomeni di massa (Carrara et alii 1987).

Le pieghe, oltre a cambiare la disposizione di superfici preesistenti, sono all'origine di discontinuità e fratture della roccia nella zona di intradosso o di estradosso.

Le faglie sono grandi discontinuità che si sviluppano anche per grandi tratti; la superficie lungo la quale avviene il movimento viene interessata da fenomeni di disgregazione, mentre le parti prossime, a questa superficie, sono interessate da strutture e discontinuità di vario tipo e dimensioni. La faglia può rappresentare un percorso preferenziale per le acque che agiscono meccanicamente e chimicamente sia sui lembi di roccia in movimento reciproco, sia sui materiali interposti, sia sulle rocce spesso deformate e fratturate della zona adiacente. Inoltre le porzioni sollevate, che assumono una forte energia di rilievo ed una condizione instabile, vengono coinvolte in processi di demolizione.

La zona di studio è stata interessata da processi tettonici recenti, non ancora stabilizzati, che hanno portato al rapido sviluppo di forme di versante e di reticolo idrografico non in equilibrio con l'ambiente morfoclimatico.

In corrispondenza di faglie dirette, caratterizzanti una depressione tettonica come la valle del Serchio, è facile che si sviluppino fenomeni di frammentazione, strutture isorientate che danno origine a fenomeni di svincolo e di adattamento gravitativo.

La distribuzione delle tensioni interne ai versanti, dipendente dalla gravità, dalla presenza di materiali rigonfianti, di pressioni variamente orientate e dalla

distribuzione dei materiali interna al pendio, può dare origine a strutture che sono determinanti nella dinamica del pendio.

Secondo D'Amato Avanzi e Puccinelli (1996) lungo la depressione del Serchio si identificano sulle rocce dei livelli profondi, oltre alla deformazione tettonica, anche una deformazione derivante dal carico del materiale rigido soprastante che origina in superficie rigonfiamenti e contropendenze. Lo stress topografico generato dai sollevamenti del Pleistocene-Olocene si sviluppa anche lungo le incisioni vallive trasversali agli assi tettonici principali; si possono sviluppare, quindi, anche deformazioni di tipo duttile-fragile, che non dipendono dagli eventi tettonici ma dalle tensioni gravitative agenti sui versanti.

I diaspri in questa zona potrebbero rappresentare un elemento di propensione al dissesto essendo un livello che ha un forte contrasto di competenza e resistenza con le rocce che caratterizzano i livelli superiori.

4.2 Terremoti

Gli effetti di un fenomeno sismico su un pendio possono manifestarsi contemporaneamente o successivamente all'evento. Hutchinson (1993) parla di effetti diretti nel primo caso, mentre nel secondo di effetti indiretti.

Il principale effetto diretto è rappresentato dal brusco incremento delle sollecitazioni che destabilizzano la massa; questo effetto è il risultato dell'applicazione momentanea di una forza di inerzia orizzontale: $F = KW$; con K coefficiente di accelerazione sismica espresso in frazioni di g, e W peso della massa instabile.

Le lunghezze d'onda di terremoti più intensi nella maggior parte dei materiali sono dell'ordine di alcune decine di metri, perciò gli effetti di destabilizzazione diretta si verificano di norma su pendii di dimensioni ridotte, generalmente non superiori ai 30 m di lunghezza (Hutchinson 1987). Nei pendii più estesi succede che l'accelerazione destabilizzante diretta verso l'esterno del pendio è compensata da un'accelerazione stabilizzante, di segno opposto, determinata dal treno d'onda successivo. La massima accelerazione sismica si ha su corpi con dimensioni pari alla metà della lunghezza d'onda (Canuti et alii, 1994).

Normalmente, un sisma attiva sul versante piccole frane contemporaneamente alla sua manifestazione, mentre attiva frane di grossa entità nei periodi successivi alla

scossa (in genere da qualche ora a qualche giorno). Vari documenti riportano la riattivazione della grande frana di Camprignana Vecchia, in seguito al sisma del X grado M.C.S. che colpì la Garfagnana nel settembre del 1920; l'instabilità, in questo caso, si palesò dopo alcune settimane.

Su materiali granulari sciolti saturi il sisma può provocare una densificazione del materiale per collasso della struttura, di conseguenza originare elevati valori di pressione interstiziale e dare luogo a fenomeni di liquefazione. Il fenomeno induce la perdita totale della resistenza al taglio del materiale che può colare anche su pendenze di modesta entità.

Quando il materiale granulare è asciutto le vibrazioni prodotte dal sisma originano un fenomeno chiamato densificazione; questo comporta un addensamento del terreno, un abbassamento del livello della superficie del deposito ed un miglioramento delle caratteristiche geotecniche del materiale.

Sui materiali coesivi l'effetto di un aumento del regime di carico delle pressioni interstiziali può essere all'origine di riattivazioni di movimenti. Come si può verificare con appositi apparecchi per la misura del carico alla torsione (per esempio scissometro) la resistenza al taglio residuo di un materiale coesivo tende a diminuire da un picco iniziale, questo potrebbe spiegare il ritardo della frana rispetto al sisma.

Vari indizi morfoneotettonici (fasi di terrazzamento, riattivazione di erosione fluvio-torrentizia, sollevamento e basculamento di depositi recenti, localizzazione dei terremoti) costituiscono, secondo Cancelli et alii (2002), una evidenza di movimenti che, instauratisi a partire dal Pliocene medio, perdurano tuttora in vaste aree dell'Appennino ed in particolare in Garfagnana.

La tettonica attiva nell'area è causa di una pronunciata sismicità; la Garfagnana e la Media valle del Serchio sono infatti fra le aree sismiche più attive dell'Appennino. L'attività sismica, anche molto intensa, è documentata in numerosi dati storici. I forti terremoti che hanno coinvolto la zona sono registrati con una intensità che arriva fino al IX-X grado M.C.S. ed un periodo di ritorno pari a 500 anni.

Alcuni fra i sismi più significativi della Garfagnana e dell'Appennino Modenese

Data	I (M.C.S.)	Zona epicentrale
15-5-1481	VIII	Piazza al Serchio
6-3-1740	VIII-IX	Barga
19/23-7-1746	VIII	Barga
11-4-1837	IX	Alpi Apuane
10/06/1904	VIII	Appennino Modenese
07/09/1920	IX-X	Villa Collemandina
10/12/1937	VII	Appennino Modenese
15/10/1939	VII	Alpi Apuane
23/01/1985	VI	Garfagnana
10/02/1987	VI	Giuncugnano

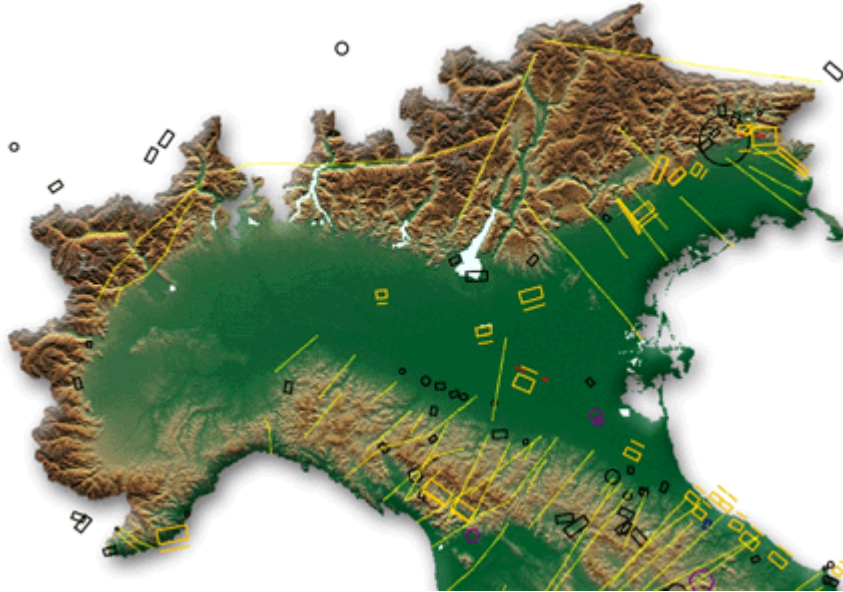
Tabella 1-Terremoti significativi avvenuti nell'area della Garfagnana.

Il territorio della Garfagnana si presenta predisposto, sotto il profilo geologico e topografico, ad essere sede di effetti amplificativi della risposta sismica (Crespellani et alii, 2002).

La Garfagnana è percorsa da una serie di faglie, alcune delle quali sismicamente attive. L'attenuazione del moto sismico risulta maggiore nella direzione trasversale alle principali strutture appenniniche che nella direzione NW-SE, direzione lungo la quale si sviluppano tali strutture (Crespellani et alii, 2002).

Dallan ed altri (1991) sottolineano il ruolo che i sismi di forte intensità possono avere nella mobilitazione o riattivazione di frane ricordando il terremoto verificatosi in Garfagnana il 7 settembre del 1920, un sisma del X grado M.C.S. in seguito al quale nel novembre dello stesso anno si rimobilizzò la grande frana di Camprignana Vecchia.

I comuni nella zona sono stati classificati sismici; tali comuni ricadono nella seconda delle classi definite dall'ordinanza del PCM n°3274 del 20/03/2003, quindi caratterizzati da una pericolosità sismica alta.



© 2001 – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

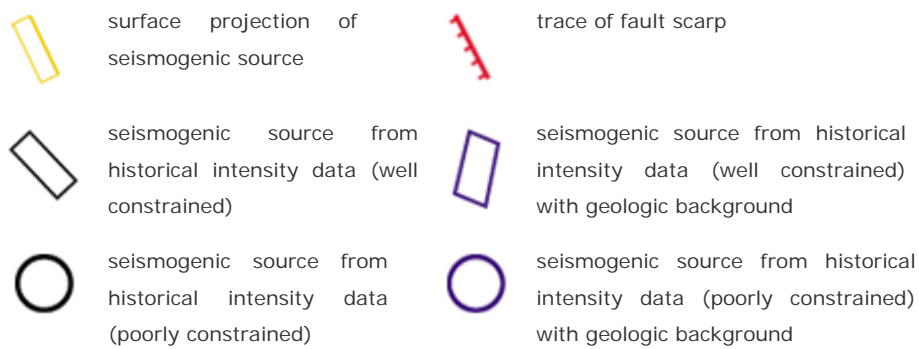


Figura 9- Sismicità e sorgenti sismiche dell'Italia settentrionale.

Comune	Anno di prima classificazione	Attuale Classificazione 1982	Proposta 1998 (SSN)	Proposta 2001	Proposta Ordinanza DPC 2003	Variazione 1998/2003	Variazione 1982-2003
ALTOPASCIO	2003	N c	3	3	3	+1	+2
BAGNI DI LUCCA	2003	N c	3	3	3	+1	+2
BARGA	1927	2	2	2	2	=	=
BORGO MOZZANO	2003	N c	3	3	3	+1	+2

CAMAIORE	2003	N c	3	3	3	+1	+2
CAMPORGIANO	1927	2	2	2	2	=	=
CAPANNORI	2003	N c	3	3	3	+1	+2
CAREGGINE	1927	2	2	2	2	=	=
CASTELNUOVO DI GARFAGNANA	1927	2	2	2	2	=	=
CASTIGLIONE DI GARFAGNANA	1927	2	2	2	2	=	=
COREGLIA ANTELMINELLI	2003	N c	3	3	3	+1	+2
FABBRICHE DI VALLICO	1927	2	3	3	2	+1	=
FORTE DEI MARMI	2003	N c	3	3	3	+1	+2
FOSCIANDORA	1927	2	2	2	2	=	=
GALLICANO	1927	2	2	2	2	=	=
GIUNCUGNANO	1927	2	2	2	2	=	=
LUCCA	2003	N c	3	3	3	+1	+2
MASSAROSA	2003	N c	3	3	3	+1	+2
MINUCCIANO	1927	2	2	2	2	=	=
MOLAZZANA	1927	2	2	2	2	=	=
MONTECARLO	2003	N c	3	3	3	+1	+2
PESCAGLIA	2003	N c	3	3	3	+1	+2
PIAZZA AL SERCHIO	1927	2	2	2	2	=	=
PIETRASANTA	2003	N c	3	3	3	+1	+2
PIEVE FOSCIANA	1927	2	2	2	2	=	=
PORCARI	2003	N c	3	3	3	+1	+2
SAN ROMANO IN GARFAGNANA	1927	2	2	2	2	=	=
SERAVEZZA	2003	N c	3	2	3	+1	+2
SILLANO	1927	2	2	2	2	=	=

STAZZEMA	2003	N c	3	2	3	+1	+2
VAGLI SOTTO	1927	2	2	2	2	=	=
VERGEMOLI	1927	2	2	2	2	=	=
VIAREGGIO	2003	N c	3	3	3	+1	+2
VILLA BASILICA	2003	N c	3	3	3	+1	+2
VILLA COLLEMANDINA	1927	2	2	2	2	=	=

Tabella 2-Comuni classificati sismici nella provincia di Lucca.

Nella zona oggetto di questa tesi sono state identificate aree in cui condizioni geologiche e geomorfologiche particolari possono peggiorare la risposta sismica locale:

- aree in cui è possibile lo sviluppo di fenomeni di amplificazione sismica per effetti morfologici, che coincidono con aree di bordo di terrazzamenti morfologici ed acclivi;
- aree in cui esiste la possibilità che si sviluppino processi di instabilità dinamica per cedimenti e cedimenti differenziali, queste coincidono con le alluvioni e con accumuli di detrito meno addensati;
- aree in cui possono verificarsi processi di instabilità dinamica per fenomeni franosi, queste aree sono caratterizzate dalla presenza di alcuni elementi:
 - frane attive, per possibile riattivazione ed estensione della deformazione;
 - frane quiescenti, per possibile riattivazione dei processi deformativi;
 - aree interessate da deformazioni gravitative profonde o massa, per possibile evoluzione ed allargamento della deformazione;
 - aree caratterizzate da giacitura degli strati a franapoggio meno inclinata del pendio;
 - aree caratterizzate da giacitura degli strati a regipoggio ma intensamente fratturati;
 - depositi detritici acclivi, con pendenza media maggiore del 25% in assenza di falda e maggiore del 15% in presenza di falda superficiale;
 - terreni argilloso-sabbiosi conglomeratici acclivi o soggetti ad infiltrazione superficiale;

- ammassi coerenti o semicoerenti caratterizzati da forte acclività;
- ammassi rocciosi intensamente tettonizzati;
- scarpate molto elevate ed acclivi.

4.3 Fattori morfologici

La forma di un versante esercita un controllo essenziale sui fenomeni di instabilità; geometria, acclività, energia del rilievo ed estensione condizionano ed influenzano la stabilità di un versante.

Gli elementi morfologici, in concomitanza con altri fattori, possono essere correlati alla stabilità di una zona; la forma del rilievo ha strette relazioni con lo sviluppo della idrografia, delle coperture detritiche e della vegetazione di un'area.

Nell'area di studio si sviluppano forme di versante e forme dovute alla dinamica fluviale; le forme presenti sono riferibili a fenomeni complessi determinati da una molteplicità di cause in un contesto non ancora stabilizzato dal punto di vista morfologico, caratterizzato da un rapido sollevamento tettonico e da fenomeni recenti. Si distinguono forme dovute a degradazione dei versanti (orli di degradazione, zone di distacco), forme di accumulo (accumuli detritici), forme dovute a dilavamento e forme dovute a trasporto in massa sui versanti (frane) e nelle incisioni (debris flow, conoidi); lungo i corsi d'acqua si riconoscono prevalentemente forme di erosione mentre i depositi si rinvengono a valle in prossimità dei due corsi principali nell'area: Turrite di Galliciano e Turrite Cava.

La descrizione geomorfologica della zona in questione è rimandata al prossimo capitolo.

4.4 Fattori idrogeologici

Le formazione di eventi di instabilità è legata sicuramente all'effetto delle acque e alla loro circolazione.

Le acque selvagge o incanalate esercitano azioni di disfacimento chimico (alterazione), meccanico (erosione, trasporto) e di deposizione meccanica (deposito per perdita di energia) e chimica (precipitazione di materiali in soluzione).

Le acque di superficie esercitano in questa zona un'azione prevalentemente erosiva determinando fenomeni gravitativi ed esercitando un forte controllo sullo svincolo di masse instabili (erosione al piede).

L'infiltrazione delle acque di superficie altera gli equilibri interni a sedimenti ed ammassi rocciosi. Nei materiali sciolti possono originarsi frane e debris flow; sulle rocce le pressioni interne o la degradazione delle superfici dei giunti possono favorire lo scivolamento, il crollo o il ribaltamento.

Le acque del sottosuolo esercitano una pressione sulle pareti dei vuoti (più o meno grandi) che le contengono; l'acqua è un fluido incompressibile e quando non è libera di muoversi spinge sulle pareti dei vuoti favorendo il riassetto o la rottura dello scheletro solido che la contiene. Su un livello di roccia o di terra satura le pressioni che agiscono sono due: la pressione normale, che si trasmette verticalmente e rappresenta il carico litostatico ovvero la pressione trasmessa dal solo scheletro solido; la pressione interstiziale, che viene esercitata in tutte le direzioni e rappresenta la pressione alla quale si trova l'acqua nel poro o nella fessura. L'effetto della pressione interstiziale esercitata in ogni direzione è quello di alleggerire la massa soprastante compensandone la pressione litostatica. Il principio delle tensioni efficaci mette in relazione questi due valori agenti su un piano all'interno dell'ammasso; su questo piano il valore totale della pressione è rappresentato dalla somma algebrica delle due pressioni: $\sigma = \sigma^1 + u$; dove σ rappresenta la pressione totale, considerata come forza per unità di area totale che si trasmette perpendicolarmente al piano, σ^1 rappresenta la pressione normale e u la pressione interstiziale.

La pressione dell'acqua u ad una profondità z è rappresentata da: $u = \gamma_w z$; con γ_w = peso dell'acqua.

La pressione verticale totale agente alla profondità z è: $\sigma_v = \gamma_{sat} z$; dove γ_{sat} rappresenta il peso totale del materiale (solido + acqua).

Alla profondità z la pressione verticale effettiva risulta: $\sigma_v^1 = \sigma_v - u = (\gamma_{sat} - \gamma_w) z = \gamma^1 z$; dove γ^1 è il peso sommerso per unità di volume dell'elemento solido.

Da molti studi emerge l'influenza delle pressioni interstiziali sulla stabilità dei versanti; in generale si osserva che un aumento del carico idraulico fa passare valori del coefficiente di sicurezza (F_s = resistenza al taglio del materiale/resistenza al taglio mobilitata). Con $F_s > 1$, condizione stabile; con $F_s = 1$,

condizione di equilibrio limite; con $F_s < 1$ condizione di instabilità) da maggiori a minori di 1.

Anche la circolazione subsuperficiale ha una influenza rilevante sulla dinamica del versante. L'innescò di fenomeni di instabilità avviene in molti casi in contemporanea con eventi meteorici importanti; la contemporaneità degli inneschi può essere giustificata dal fatto che in circuiti saturi le pressioni si trasmettono istantaneamente. Inoltre, le pressioni non sono proporzionali alla quantità d'acqua o alla velocità con cui si muove lungo i condotti, ma solo alle differenze di potenziali esistenti: non occorrono quindi livelli particolarmente permeabili o sede di circolazioni importanti, ma piuttosto circuiti continui in cui possano instaurarsi sufficienti gradienti idraulici (Mandrone 2003). In mancanza di sfogo la pressione dell'acqua può superare il carico litostatico. Nell'area di studio la circolazione sottocutanea avviene in fratture e discontinuità della roccia costituente il substrato, mentre per le coperture detritiche il fenomeno è limitato dalla piccola estensione degli accumuli, spesso in coincidenza con eventi meteorici.

Nell'area oggetto di studio una parte delle acque si infiltra nel sottosuolo ed un'altra si muove verso valle per scorrimento areale o incanalato lungo i versanti. Le acque superficiali confluiscono in canali e forre, relativamente rettilinei la cui direzione spesso è influenzata da strutture geologiche; questi canali sono dotati di una forte pendenza condizione tipica di una zona che ha subito un rapido sollevamento; il deposito di materiale si verifica in prossimità della confluenza dei tributari nei corsi principali dell'area. Le acque subsuperficiali libere percorrono i vuoti determinati dalla fratturazione o, nelle litologie a prevalente composizione calcarea, dalla dissoluzione chimica dando origine ad emergenze di portata variabile o riscontrabili solo in occorrenza con forti precipitazioni.

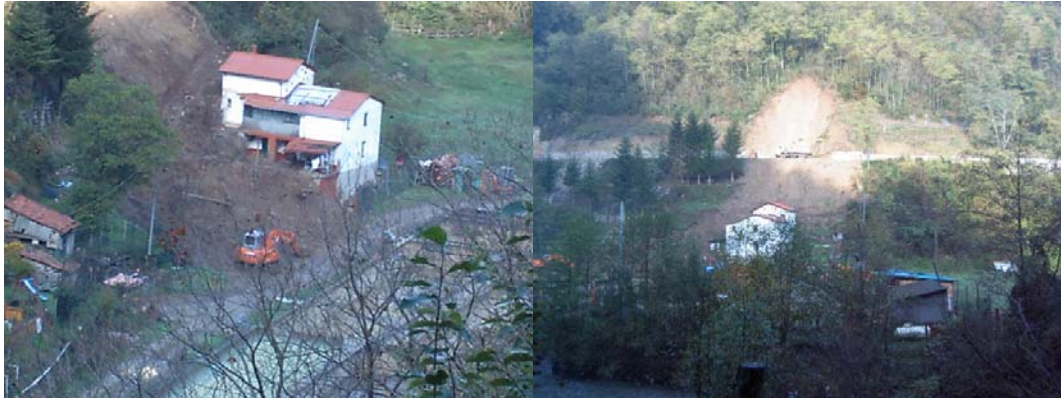


Figura 10-Frana abbattutasi su una casa nella zona di Panicaglia. L'innescò è avvenuto dopo abbondanti piogge.



Figura 11-Evidenza di circolazione nella zona di distacco della frana illustrata nelle figure precedenti.

La descrizione dell'idrografia dell'area sarà oggetto del capitolo successivo.

4.5 Fattori climatici

Anche il clima gioca un ruolo importante nella genesi di fenomeni di instabilità. Il regime di precipitazioni, le variazioni di temperatura, la presenza di alcune specie di flora e fauna concorrono alla formazione di fenomeni di instabilità.

Le precipitazioni che costituiscono la causa più comune di innescò delle frane (Canuti, 1994) favoriscono la presenza delle acque che oltre a favorire i processi chimici e fisici che danno origine ai processi di meteorizzazione riduce gli sforzi efficaci esercitando pressioni negli interstizi. La variazione della temperatura

provoca per le acque il passaggio di stato e variazioni di volume; queste variazioni inducono pressioni differenziali a carico delle pareti confinanti provocando un aumento della fratturazione dell'ammasso quando le acque si trovano all'interno dei vuoti.

Le condizioni climatiche condizionano lo sviluppo del suolo; a sua volta il suolo favorisce la presenza di coperture vegetali che, in genere, tendono a stabilizzare il pendio limitando l'azione degli agenti esogeni. Inoltre dalle condizioni climatiche dipendono le condizioni ambientali che favoriscono la presenza di alcuni animali che possono esercitare una funzione importante sulla stabilità dei terreni.

Il bacino idrografico del Serchio è caratterizzato da una piovosità media di 1885mm/anno, una evapotraspirazione di 558mm/anno ed una disponibilità idrica (ruscellamento superficiale ed infiltrazione efficace) di 1287mm/anno (D'Amato Avanzi et alii, 2002).

L'area oggetto di studio è interessata, quindi, da precipitazioni particolarmente intense, concentrate maggiormente nei periodi compresi tra ottobre e febbraio, con medie annuali di circa 1500, 2000 mm/anno. Non mancano eventi di particolare rilievo anche durante il periodo estivo. Precipitazioni particolarmente intense e prolungate sono determinate, oltre che dalla posizione geografica (il doppio passaggio del fronte polare a primavera ed in autunno), dall'effetto orografico che i rilievi dello spartiacque appenninico e del massiccio apuano esercitano sulle perturbazioni. La distribuzione delle precipitazioni non è costante, si alternano eventi più o meno concentrati favorendo un'alternanza di diverse tipologie di deflusso. In particolare, fenomeni più concentrati determinano un deflusso superficiale marcato che origina fenomeni di erosione importanti, mentre fenomeni di minore intensità corrispondono ad una maggiore infiltrazione che determina un innalzamento della falda. I fenomeni di instabilità coincidono quindi, oltre che con precipitazioni particolarmente intense, con un sistema articolato di precipitazioni complessivamente abbondanti che provocano erosione e saturazione nei materiali e, di conseguenza, la formazione di solchi e svincoli in superficie oltre che l'aumento delle pressioni neutre nel corpo del pendio. Come riferito da D'Amato Avanzi et alii (2002) e D'Amato Avanzi et alii (2004), durante l'eccezionale evento meteorico del 19 giugno del 1996, che fece registrare 474 mm di pioggia in alta Versilia (Rapetti et alii, 1996), sui versanti della zona

studiata e della Versilia si innescarono diverse centinaia di fenomeni franosi prevalentemente superficiali.

Sulle soglie pluviometriche di innesco di frane relative a questa zona sono disponibili i dati della tesi di laurea “Valutazione delle soglie pluviometriche critiche per l’innescio di frane rapide nella Media Val di Serchio (Lu)” presso il dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Pisa.

Il contesto climatico dell’area presenta molte analogie con il clima che caratterizza la Versilia, zona molto vicina, che fu colpita nel 1996 da una disastrosa alluvione; la catastrofe colpì anche la parte alta del bacino della Turrice di Galliciano e l’abitato di Fornovolasco sito nella zona immediatamente ad W dell’area rappresentata nell’elemento Trassilico.

Anche i fenomeni dovuti all’azione gelo-disgelo sono evidenti nell’area sia sulle terre che sulle rocce, dove si osservano in alcuni periodi emergenze di ghiaccio, con fenomeni di geliflusso o di gelivazione.



Figura 12- Acqua ghiacciata nel terreno.



Figura 13-Formazione di ghiaccio nelle fratture durante il periodo invernale. La presenza del ghiaccio interessa anche l'interno dei giunti provocando il fenomeno della gelifrazione. La roccia di questa immagine appartiene alla formazione della Scaglia Toscana.

4.6 Uso del suolo

Esiste una relazione reciproca fra la morfogenesi e la copertura vegetale; in generale la vegetazione svolge un ruolo determinante, non solo per ciò che riguarda i processi pedogenetici, ma anche per ciò che concerne la mobilizzazione dei terreni e di copertura e dei detriti.

La zona è dominata, quasi totalmente, da un ambiente boschivo. L'azione che il bosco esercita, come sistema integrato vegetazione suolo, sul ciclo dell'acqua è determinante sul processo erosione-sedimentazione. Il bosco assume una funzione regimante, cioè riduce il ruscellamento e le portate massime di piena dei corsi d'acqua, e al contempo svolge un'azione antierosiva, sia attraverso l'azione meccanica di tronchi, arbusti e radici, sia controllando la permeabilità dei terreni. Tuttavia bisogna considerare che il bosco non impedisce i movimenti su superfici di scorrimento più profonde degli apparati radicali; anzi, il peso della massa arborea, eventualmente in concomitanza con movimenti che il vento attraverso la chioma trasmette al terreno, può accentuare il valore della pericolosità in situazioni di potenziale disequilibrio (Panizza, 1988).

La tipologia, l'età, e lo stato di salute del bosco sono fattori considerevoli per lo sviluppo di fenomeni di instabilità dei versanti o dei fenomeni morfologici in generale.

Nell'area di studio le peculiarità del bosco, costituito maggiormente da castagneti e in minore proporzione da faggete e quercete, assumono un ruolo importante nello sviluppo dei dissesti. Il castagno è una pianta ad alto fusto con un apparato radicale superficiale, questo fa di questo albero un elemento destabilizzante per i pendii; infatti il peso e l'esposizione ai venti, della grossa ed alta struttura, non corrisposti da un solido aggancio al suolo rendono il castagno instabile. La caduta del fusto è molto spesso accompagnata dallo scalzamento della porzione di suolo interessata dalla presenza delle radici, questo provoca la messa a nudo di porzioni più soffici del terreno e la formazione di piccole conche che favoriscono il ristagno e l'infiltrazione dell'acqua. Il faggio ha apparato radicale fascicolato mediamente profondo e molto sviluppato; l'intreccio tra le radici di diversi individui favorisce la stabilità dei terreni. Il faggio però produce nel terreno cavità che risultano destabilizzanti, in occasione di abbondanti precipitazioni, quando vengono colmate di acqua. Inoltre il rapporto tra gli apparati radicali del faggio e del castagno è dominato da un fenomeno chiamato 'allelopatia' che ne impedisce lo sviluppo completo; è molto probabile che nell'area studiata questa interferenza diminuisca il potere stabilizzante del bosco dove si osserva la promiscuità tra le due specie vegetali. Migliore capacità stabilizzante hanno invece le querce (roverella, leccio, ostrieto) che hanno apparato radicale profondo fittonante e grande longevità.

La presenza di queste fagacee favorisce un aumento della popolazione di cinghiali, che esercitano un'azione distruttiva sui muretti a secco e praticano buche sparse su tutto il pendio.

I boschi in quest'area sono stati condizionati nella struttura e funzionalità dall'attività antropica; il castagno non è una specie autoctona in Garfagnana, ma venne impiantata dalle popolazioni come ceduo e albero da frutto. L'abbandono progressivo del bosco, per mutamento delle condizioni socioeconomiche, ne hanno favorito il degrado. In questa fase non la presenza, ma l'assenza dell'uomo e la mancanza di un piano forestale di conversione, comportano un peggioramento delle condizioni del bosco (proliferazione di funghi, presenza di fusti molto alti e

malati ecc.) ed in seguito della stabilità dei versanti. Una conferma potrebbe venire dal confronto delle zone più vicine ai centri abitati con quelle più sperdute.



Figura 14-Alberi caduti che destabilizzano il suolo. Nella figura a destra si può osservare come le radici abbiano operato anche nei giunti di discontinuità della roccia.

4.7 Fattori antropici

Lo sviluppo del bosco rappresenta uno degli aspetti relativi alla presenza dell'uomo che ha costruito lungo i versanti piccoli villaggi, strutture di comunicazione, realizzato terrazzamenti sulle coperture e favorito il drenaggio in alcuni punti.

Nell'area le forme antropiche sono rappresentate da pochi centri abitati, da nuclei di insediamenti ormai abbandonati, da una strada provinciale e da vie di comunicazione locale costituite da piccole strade e sentieri; nel complesso queste strutture non rappresentano elementi peggiorativi per la stabilità dei versanti.

Il carattere peggiorativo in alcuni casi è dato dall'abbandono di strutture che hanno profondamente inciso sul territorio come la strada che da Trombacco si inerpica per Visperaglia; questa in alcuni tratti è stata completamente obliterata da fenomeni erosivi e gravitativi sviluppatisi con continuità sul taglio stradale, mentre lungo il tracciato il drenaggio è inesistente con conseguente aumento dei fenomeni di infiltrazione e di erosione.

Nella Turrite di Galliciano, al margine dell'area studiata, presso Trombacco è ubicata la diga ENEL di Gangheri o Trombacco il cui invaso influisce notevolmente sulla natura del deflusso, del trasporto, e dell'erosione. La diga, alta 42m, è fondata su un substrato di calcare massiccio e forma un invaso stretto, allungato nella direzione del Turrite, di 0,94 milioni di m³.

In occasione della catastrofe idrogeologica che nel giugno 1996 colpì la Versilia e la Garfagnana l'invaso, quasi vuoto, funzionò da bacino di laminazione per l'onda di piena, preservando perciò il paese di Galliciano situato più a valle. Precedentemente l'onda insieme alle colate detritiche aveva devastato Fornovolasco, ubicato nella zona poco più a monte.

Si può quindi ritenere che la presenza delle opere antropiche attualmente non incida negativamente sulla propensione al dissesto della zona, e solo in alcuni casi l'abbandono di strutture invasive già realizzate costituisca un motivo di propensione al dissesto.

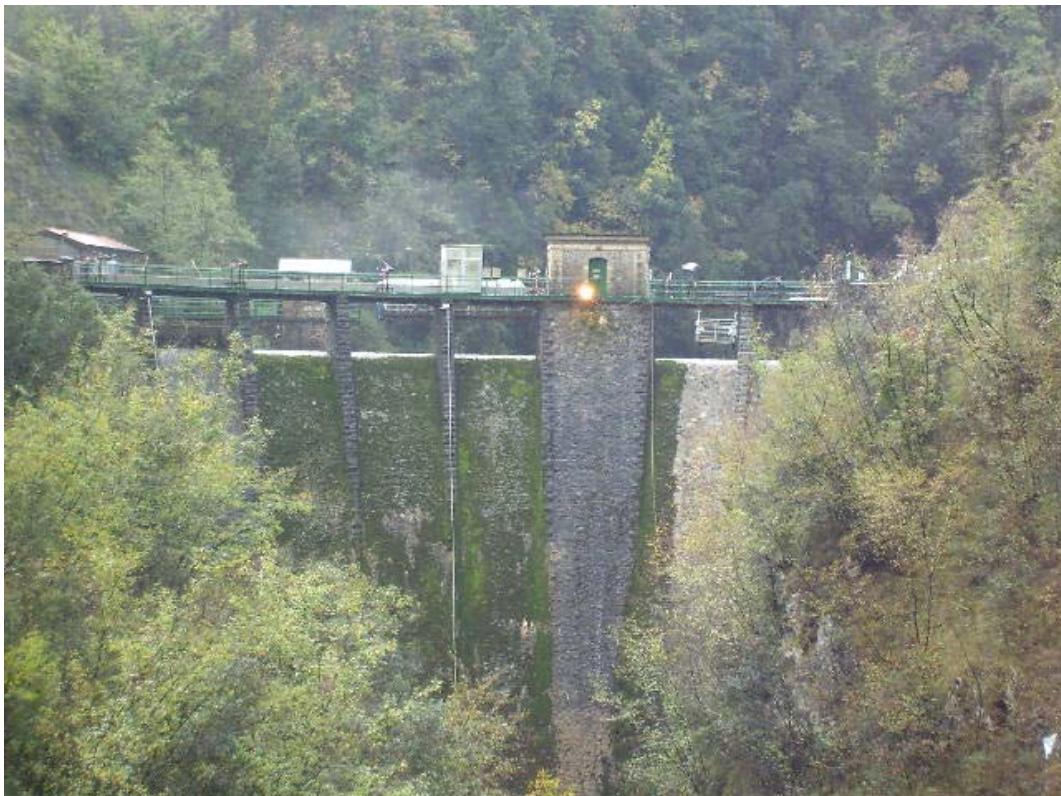


Figura 15-diga di Trombaccio.

5. CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE

L'aspetto geomorfologico ed i processi morfogenetici sono indicativi della stabilità dei versanti di una area. L'esistenza di fenomeni instabili indica una sostanziale mancanza di equilibrio tra i versanti ed il territorio; inoltre la topografia, la morfometria dei versanti e degli alvei esercitano un controllo importante sulla formazione di eventi franosi.

Le frane sono un fenomeno complesso dovuto alla concomitanza di una serie di fattori predisponenti ed innescanti, in cui il ruolo principale è giocato dalla forza di gravità.

Secondo quanto prescritto nelle istruzioni tecniche del "Programma VEL", (Valutazione degli Effetti Locali), nel presente lavoro sono stati rilevati i principali processi geomorfologici attraverso la fotointerpretazione e il rilevamento di campagna. Le forme sono state distinte in: attive quando sono prodotte da processi attivi al momento del rilevamento o che ricorrono al più nell'arco di un ciclo stagionale; quiescenti quelle che presentano evidenze morfologiche di attività o la cui attività è stata documentata in tempi storici, e che, non avendo concluso la loro evoluzione, possono riattivarsi; inattive quelle riferibili ad un contesto morfoclimatico differente da quello attuale, oppure quelle che si sono sviluppate nell'attuale contesto morfoclimatico ma hanno portato a termine la loro evoluzione. L'attenzione, durante questo studio, è stata rivolta essenzialmente alle frane.

Lo stato di attività delle forme è stato valutato durante il rilevamento in campagna sulla base della presenza o assenza di indizi di evoluzione.

In carta lo stato di attività delle forme è stato messo in relazione ad una diversa tonalità del colore che identifica la forma.

5.1. Lineamenti generali dell'area

L'area in esame è rappresentata da un settore di rilievo compreso tra il corso della Turrite di Gallicano e quello della Turrite Cava. I limiti occidentale e orientale del

settore sono rappresentati, in linea di massima, con i limiti degli elementi cartografici Trassilico e S. Pellegrinetto. La quota più elevata è a 1186 m nella zona di Borellaccio; da qui lo spartiacque procede per il Monte Bicocca (1036,6m), Foce Monda (859,5m) e Foce Pompanella a 955,5m.

Il versante meridionale del settore di rilievo studiato, appare dal punto di vista litologico più omogeneo rispetto a quello esposto a nord. I corsi d'acqua più importanti sono rappresentati dal Fosso della Cuccagna, immediatamente ad E di Gragliana, e dal Fosso della Meta, in prossimità di Campolemisi ad W.

Il versante esposto a nord possiede una analoga litologia nella parte alta, mentre è caratterizzato da una eterogeneità maggiore nella porzione più a valle e nella porzione occidentale; la maggiore complessità geologica di queste zone rende differente l'effetto degli agenti esogeni; tra i due versanti si apprezzano, infatti, uno sviluppo ed una ricchezza morfologica differente. Dal maggiore assortimento litologico derivano forme di erosione differenziale ed un modello di drenaggio nel bacino del Rio Camperano, tributario della Turrice di Galliciano nella zona ad ovest di Trassilico, differente rispetto a quello che si sviluppa nelle porzioni dominate dalle litologie arenacee.

Brusche variazioni di pendenza si osservano in corrispondenza dei livelli calcarei. Sulla maiolica nella zona a nord ed a ovest di Trassilico, nei pressi di Gallatoio, nella zona di Tre Corna o a nord di Visperiglia si riconoscono superfici strutturali tipo cuestas. Altre forme a gradini si formano in corrispondenza di faglie, come si verifica nella zona a nord di Campolemisi.

Le forme legate alla gravità sono distribuite omogeneamente su tutto il territorio e sono rappresentate da diverse tipologie come frane e falde di detrito.

Sono presenti coperture eluviali e colluviali di spessore ed estensione variabili.

I materiali sciolti vengono frequentemente rielaborati da eventi gravitativi e per l'azione delle acque.

Falde di detrito sono localizzate alla base di pareti caratterizzate da una forte energia di rilievo dalla cui degradazione traggono alimentazione. Questi detriti spesso, dopo la caduta libera e l'accumulo, subiscono ulteriori movimenti giungendo a valle per rotolamento o presi in carico dalle acque. Alcuni si trovano incanalati in solchi di ruscellamento profondi e dilavati della porzione più fine.



Figura 16- Detrito incanalato in un solco nella zona di Roveta.

Tra le forme gravitative sono molto rappresentate e distribuite su tutto il territorio le frane; i corpi di frana presenti hanno dimensioni diverse e corrispondono a movimenti di vario genere. La precaria situazione dei versanti corrisponde, oltre che, alla alternanza di materiali con differenti caratteristiche, alle condizioni di fratturazione che, nell'area, distinguono dal punto di vista litotecnico anche ammassi con le medesime caratteristiche litologiche: è il caso della maiolica che si rinviene lungo il sentiero che costeggiando il torrente Ruffa sale verso Trassilico; del Nummulitico nella zona a nord-ovest ed a ovest di Campolemisi; delle marne a Posidonomya che sulla sinistra del Rio Camperano appaiono molto più tettonizzate che nella zona di Chieva, al punto che per la classificazione geomeccanica è stato utilizzato l'indice GSI nel primo caso e la classificazione di Bieniawski nel secondo.

Lo stato di attività delle forme è stato classificato come quiescente nella maggior parte dei casi; nessun movimento di frana, fenomeno gravitativo o legato alla

dinamica fluviale è stato classificato inattivo a causa delle frequenti ed abbondanti precipitazioni e della intensa attività sismica che caratterizzano questa zona.

Le zone di valle mostrano superfici pianeggianti, come piccoli terrazzi fluviali, e leggermente convesse, come coni di deiezione; entrambe le forme si osservano lungo la Turrite di Gallicano in destra idrografica nella zona immediatamente a valle rispetto alla diga di Trombacco. Superfici piane costituite da depositi alluvionali si rinvengono oltre che lungo le due turriti anche nella porzione finale del Rio Camperano; in questa porzione di valle il tributario della Turrite di Gallicano subisce una forte diminuzione dell'energia.

Nella zona sono state rilevate inoltre forme legate a carsismo. A parte la formazione di alcune grotte, le evidenze di questa attività sono rappresentate da forme di modeste dimensioni tipo Karren liberi o semiliberi. Le formazioni interessate da fenomeni di questo tipo sono quelle rappresentate dai calcari e alcune arenarie di Montegrossi Nummulitico nelle porzioni più ricche in carbonato. Su queste rocce si rinvengono con una buona frequenza scannellature e vaschette di corrosione.



Figura 17-Karren: vaschetta di corrosione.

5.2. Idrografia e forme legate all'azione delle acque.

Le linee di deflusso principali dell'area sono rappresentate dal corso del Turrite di Galliciano, a nord, e dal corso del Turrite Cava a sud. In questi confluiscono i canali secondari che si sviluppano sui versanti Nord e Sud dell'areale.

Le acque dei corsi tributari della Turrite Cava attraversano livelli arenacei (macigno e nummulitico) e localmente (nella zona di Gragliana) livelli argillosi;

muovendosi su un dislivello di circa 500 m vengono drenate in canali che nel complesso definiscono un pattern dendritico. L'ordine dei canali non è mai superiore al terzo.

Il versante esposto a nord, quello che porta le acque nella Turrite di Gallicano, possiede una analoga litologia nella parte alta della zona ad est del Rio Camperano, corso di quarto ordine che confluisce nella Turrite all'altezza di Trombacco. In questa porzione di territorio l'idrografia appare molto simile a quella precedentemente descritta. Variazioni non sostanziali si hanno nella zona più a valle e nella parte ovest dell'area caratterizzate dalla presenza di litotipi differenti. Nella porzione centro-occidentale l'idrografia appare condizionata dalla litologia e da condizioni strutturali differenti, i canali non superano il secondo ordine, sono in linea di massima gully ad andamento rettilineo che confluiscono nel Rio Camperano sviluppato in direzione appenninica lungo una faglia. Il drenaggio sul versante sinistro del Rio Camperano è poco sviluppato, le testimonianze stanno nei ristagni che nei giorni successivi alle piogge si rinvencono in queste zone. La parte ad ovest della cresta Visperegli-Tre Corna mostra un pattern di drenaggio di tipo dendritico che si sviluppa su un'alternanza di vari litotipi: calcari, radiolariti, marne, calcari dolomitici non stratificati, a cellette, brecciati e rocce metamorfiche. Il percorso delle acque, in questa parte dell'area, si sviluppa su una differenza di quota di circa 550m, fino a poco più di 700m (per le acque drenate da Tre Corna 1057m), giungendo al corso della Turrite di Gallicano.

I corsi d'acqua che caratterizzano l'area, sviluppandosi su un tragitto molto ripido, sono dotati di una forte energia ed esercitano una azione erosiva per la quasi totalità del loro corso. L'andamento, ad eccezione della zona di Chiocchioraglie dove si può osservare una ampia curvatura del Fosso della Rotta, è sostanzialmente rettilineo, in valli profondamente incassate dalla forte capacità erosiva di corsi sviluppatasi in una zona sollevatasi rapidamente. Il movimento dell'acqua in formazioni molto alterabili, come il macigno, o poco competenti come la scaglia genera, solitamente, delle valli aperte; nella zona in esame lo sviluppo di forme più accentuate potrebbe essere dovuto, oltre che alla incisione sviluppatasi lungo tragitti brevi e ripidi in un areale caratterizzato da rapido sollevamento, dalla fratturazione e da strutture che interagiscono con la dinamica

delle acque. Nei livelli calcarei, come il massiccio, il cavernoso o la maiolica, l'erosione fluviale produce fianchi molto ripidi a causa dell'alta resistenza meccanica; queste rocce subiscono, però, maggiormente l'effetto della corrosione determinato dall'acidità dell'acqua. Lungo porzione terminale del Fosso della Cuccagna si può osservare la dipendenza tra la geometria della valle e la litologia, infatti la pendenza dei fianchi diminuisce spostandoci dalla maiolica al macigno. Le Calcareniti di Montegrossi assumono valori di pendenza sui versanti intermedi in virtù del suo contenuto in cemento calcareo. Valutazioni di questo tipo sono immediate soltanto in campagna, tenuto conto della lunghezza e della ripidità del percorso delle acque e della posizione reciproca delle diverse formazioni (la maiolica si trova nella zona più bassa dove il fiume è dotato di minore energia). Tutti i canali di questa area sono caratterizzati da portate estremamente variabili in funzione del regime delle precipitazioni e mostrano, per questo, nelle zone di valle evidenze di fasi di deposito alternate a fasi di erosione. Alcuni depositi hanno un carattere momentaneo, nel senso che corrispondono a periodi in cui le precipitazioni sono meno intense e vengono trasportati a valle quando una maggiore alimentazione conferisce una maggiore energia all'acqua; si tratta in questi casi di depositi localizzati in brevissimi tratti orizzontali lungo i canali, comunque incisi nella porzione centrale. L'erosione è più accentuata lungo i margini concavi delle valli rispetto a quelli convessi, infatti sulla parte concava l'acqua impatta con una maggiore velocità ed esercita una maggiore energia. L'azione meccanica dell'acqua è testimoniata da forme di corrosione, eversione e di erosione visibili lungo i canali mentre l'effetto chimico è riscontrabile dall'alterazione delle rocce e coincide, inoltre, con una diminuzione della resistenza meccanica delle stesse; questo effetto diventa molto evidente sulle litologie arenacee; l'arenaria Macigno della zona di Cardeta presenta, in alcuni tratti, le caratteristiche di una sabbia molto addensata.

Nella zona compresa tra Case Castagnola e Cardeta la qualità degli affioramenti risulta scadente in molti tratti caratterizzati da emergenze intermittenti; l'acqua in questi segmenti si muove in rocce arenacee o arenaceo-pelitiche alterandole e disgregandole progressivamente dal bordo delle discontinuità all'interno dei blocchi.

L'azione dell'acqua non riguarda solo le depressioni, infatti l'azione disgregatrice viene operata anche in maniera areale sui versanti. I detriti e gli accumuli che si trovano sui pendii vengono destabilizzati e trasportati verso valle prendendo parte insieme all'acqua a fenomeni erosivi (corrasione). La deposizione del materiale trasportato avviene in prossimità di riduzioni o inversioni di pendenza, oppure, se si trova all'interno di un solco di ruscellamento, nei tratti caratterizzati da bassa energia.

Lungo i tratti percorsi dall'acqua, sia sul versante Sud che su quello Nord, sono stati rinvenuti accumuli di detriti e grossi blocchi provenienti dai pendii soprastanti, la cui varietà di dimensioni e forma denotano una sostanziale variabilità dell'energia di trasporto in periodi diversi dell'anno.

Lungo i canali più grossi il materiale si rinviene nei tratti di bassa energia e frequentemente nelle porzioni più distali; in queste zone il materiale rinvenuto è costituito da depositi di ghiaie e ciottoli sub-arrotondati ed arrotondati privi di matrice quando si trovano nella parte interna dell'alveo e contenenti una matrice sabbioso-limosa lungo le adiacenze ai margini dell'alveo. I depositi sono comunque incisi nella parte centrale. Nelle zone alte dei canali si trovano grossi blocchi con dimensioni che arrivano a circa 7 metri cubi; questi provengono dai versanti delle valli e non subiscono trasporto.

Nella zona posta in destra idrografica della Turrite di Gallicano, immediatamente a valle rispetto alla diga di Trombacco la dinamica delle acque incanalate lungo solchi di ruscellamento molto acclivi e la presenza di materiale litico ha determinato la formazione di conoidi alluvionali; il materiale trasportato dalle acque in questa zona è costituito da detrito proveniente dalle pareti in maiolica quasi verticali della zona superiore.

La diga di Trombacco altera il regime delle acque lungo la Turrite di Gallicano, rallentandone il flusso durante i periodi di invaso. Durante l'evento di piena del 1996 il bacino dell'invaso laminò l'onda di piena favorendo il deposito di materiale alluvionale e preservando il territorio di Gallicano.

OSSERVAZIONI SULL' IDROGEOLOGIA DELL'AREA

Nell'area l'acqua non si muove soltanto in superficie ma si muove per soffiatura in livelli permeabili, trasmissivi per fratturazione o per porosità. La circolazione

subsuperficiale delle acque è a carico della fratturazione o cavità carsiche nelle rocce, mentre i detriti caratterizzati da una buona permeabilità non sono sufficientemente estesi per determinare fenomeni di scorrimento sottocutaneo considerevoli. Nei depositi alluvionali a valle, invece, la circolazione delle acque segue l'andamento delle acque di subalveo da cui risulta alimentata, questa considerazione è limitata a zone poco estese lungo i corsi di fondovalle. Infatti anche lo sviluppo delle turriti avviene in valli molto acclivi, dove lo sviluppo di superfici alluvionali è limitato e localizzato in brevi tratti o nelle zone di alveo. Lo scorrimento sotterraneo in molti casi è localizzato ad una profondità ridotta e risulta intermittente, alimentato direttamente dalle acque meteoriche.

Nel calcare massiccio, in destra idrografica lungo la T. di Gallicano, l'acqua in periodi di pioggia intensa viene drenata da cavità sotterranee tuffandosi nella turrite da emergenze poste sulla parete. Nella figura seguente è mostrata una di queste emergenze; la sorgenza dell'acqua è cominciata poche ore dopo l'inizio della pioggia ed è terminata quasi in contemporanea con l'evento meteorico.



Figura 18- Emergenza nella parete di fronte al bivio Trombacco-Vergemoli.

Di seguito vengono illustrate le permeabilità relative ai litotipi presenti nell'area.

Permeabili per fratturazione e carsismo:

- Permeabilità elevata: litotipi calcarei intensamente fratturati, ed interessati da fenomeni carsici, privi di interstrati argillitico marnosi. A questa classe appartengono i calcari della Maiolica, del selcifero di Limano e della Val di Lima, del rosso ammonitico, del Calcare Massiccio e Cavernoso.
- Permeabilità media: litotipi calcarei e/o arenacei diffusamente fratturati interessati da carsismo mediamente diffuso, con interstrati argillitici e marnosi. A questa classe appartengono le brecciole e le calcareniti del Nummulitico e le arenarie del macigno.
- Permeabilità bassa o nulla: litotipi prevalentemente argillitico marnosi, mediamente-diffusamente fratturati, con fratture tamponate da materiali argillosi di alterazione. A questa classe sono riferite le rocce della scaglia, dei diaspri e le marne a Posidonomya.

Permeabili per porosità

- Permeabilità elevata: depositi prevalentemente grossolani in matrice sabbiosa, da sciolti a scarsamente addensati. Fanno parte di questa classe le alluvioni recenti ed attuali.
- Permeabilità media: depositi a granulometrica mista, in matrice sabbioso-limosa, mediamente addensati. A questa classe si riferiscono le coperture, ed i coni di deiezione.

5.3. Forme di versante dovute alla gravità.

Vengono definiti processi di denudazione quei fenomeni che, allontanando il materiale di copertura, prodotto a spese delle rocce, tendono a mettere a nudo la roccia sottostante. Alcuni fra questi fenomeni possono rimuovere anche una parte non ancora alterata della roccia e provocarne direttamente la demolizione, specie se questa è dotata di una scarsa coesione (Castiglioni, 1979).

Per le finalità di questo lavoro si darà particolare risalto a quei fenomeni che si verificano essenzialmente per l'effetto della forza di gravità.

L'azione sui pendii è un'azione combinata gravità-acqua, ma, mentre per il dilavamento si può parlare di processo selettivo, per i fenomeni gravitativi si parla di processi di massa che coinvolgono elementi di varia taglia.

5.3.1. Forme di denudazione

FENOMENI DI TRASPORTO IN MASSA

I fenomeni di trasporto di massa si verificano su versanti o in solchi molto acclivi in concomitanza con forti precipitazioni; vengono definiti *mudflows* quando coinvolgono materiale fine, mentre si chiamano *debris flows* quando la parte solida è costituita da materiale detritico. Il materiale sciolto più o meno grossolano si mescola ad una grande quantità di acqua formando una miscela molto densa e fluida; la gravità, il gradiente morfologico e la debolezza dei legami del materiale che costituisce la massa provocano la mobilità ed un veloce fluimento del materiale fino a valle. Quando la pendenza diminuisce il materiale perde acqua ed energia e si accumula. Gli accumuli di questo tipo sono accumuli caotici, caratterizzati dall'assenza di gradazione e di orientazione degli elementi.

Nell'area di studio fenomeni di questo tipo sono stati identificati solo in alcune zone ed appartengono alla categoria dei flussi di detrito; questi sono localizzati in prossimità di solchi di drenaggio sottostanti a falde o accumuli di detrito da cui traggono alimentazione. In sinistra idrografica del Rio Camperano un *debris flow* viene alimentato da una falda detritica in prossimità di Roveta, il materiale è in prevalenza costituito da calcari provenienti dalle pareti di Tre Corna.

AREE IN ROCCE COERENTI SOGGETTE A FRANOSITA' PER FORTE ACCLIVITA'

Sono scarpate in roccia molto acclivi soggetti a fenomeni di crollo, ribaltamento o distacco di massi. In alcuni casi le superfici esposte all'azione degli agenti esogeni possono disgregarsi in blocchi più o meno grandi; questi possono staccarsi e cadere lasciando a nudo la roccia più fresca che subisce a sua volta il processo di degradazione.

Queste forme sono state rinvenute in maniera diffusa sulle litologie calcaree e non mancano sulle litologie arenitiche; su queste ultime le superfici acclivi sono meno sviluppate e continue a causa della facile alterabilità del litotipo. Sul Macigno la

formazione di pareti molto acclivi appare un elemento episodico, molto limitato per dimensioni legato a condizioni particolari, per esempio immediatamente dopo un evento franoso (come osservato nella zona C. Tesserata a 910 m s.l.m. a nord di Campolemisi), poco stabili dal punto di vista morfologico.

Da queste scarpate traggono alimentazione falde di detrito ed accumuli che, così come avviene nella zona a nord di Trassilico, possono prendere parte a fenomeni di movimento e trasporto in massa ad opera della gravità e delle acque superficiali, o essere incanalati e rientrare in processi di dinamica fluviale; questo ultimo caso è rappresentato dalle conoidi alluvionali poste ad E rispetto alla diga di Trombacco in destra idrografica del turrone, queste sono costituite da materiale proveniente dalla degradazione delle rocce soprastanti che formano accumuli di detrito che successivamente vengono trasportati a valle in ripidi canali. Altre scarpate in degradazione si possono osservare nella zona di Tre Corna e Visperegna, sul monte Campanili, nei pressi di Graglia per i calcari; mentre ad ovest di Campolemisi e nei pressi di S. Pellegrinetto è possibile osservarle sul Nummulitico e nella zona di Foce Monda sul Macigno.



Figura 19-Crollo di maiolica nella zona a N di Trassilico.

SOLIFLUSSO E SOIL CREEP

Sono movimenti lenti di materiale incoerente (suoli o coperture), lungo una superficie inclinata, dovuti a pioggia, imbibizione o disgelo. Il movimento è di tipo viscoso-plastico, avviene su superfici di neoformazione, e si manifesta in superficie con ondulazioni, lobi e piccole concavità.

La vegetazione su queste superfici presenta una forma uncinata dovuta alla combinazione della crescita col fenomeno che ne inclina la posizione.

1. Soliflusso: si verifica anche su modeste pendenze e consiste nel colamento lento di una massa fluida molto viscosa. Questo movimento è tipico dei materiali ricchi di limo ed argilla capaci di imbevversi d'acqua. Il suolo viene fluidificato per imbibizione o per il disgelo.
2. Soil creep: viene considerato un movimento strisciante per la lentezza con cui si manifesta. Il movimento differenziale è più pronunciato in superficie che in profondità, e produce una uncinatura nella struttura subsuperficiale

che si riflette sui fusti delle piante in superficie. Questo movimento è dovuto alla circolazione dell'acqua nel terreno, all'imbibizione ed al disseccamento, dilatazioni e contrazioni termiche, cicli gelo disgelo.

Per la tipologia dei suoli della zona il soliflusso si limita a porzioni molto superficiali e poco vegetate, mentre il fenomeno di creep coinvolge una porzione maggiore del suolo e si rinviene con maggiore frequenza sui terreni di copertura.



Figura 20- Fenomeni di soliflusso e di soil creep nella zona di Trassilico

5.3.2. Forme di accumulo

DETRITO

I frammenti rocciosi prodotti dalla disgregazione di una parete in roccia si accumulano al piede della parete formando una falda detritica.

Il materiale accumulato alla base dei versanti nella zona è molto spesso rimaneggiato dalle acque; queste sono, oltre che abbondanti, favorite dalla morfologia accidentata che conferisce loro una forte energia di trasporto. Gli accumuli di materiali detritici si rinvengono frequentemente in prossimità delle due turrìti o dei loro tributari, a volte sono incanalati in solchi di ruscellamento (cono di detrito) e possono prendere parte a fenomeni legati alla dinamica delle acque oltre che a quella della gravità.

Questi depositi sono eterometrici e poligenici, quasi sempre privi della porzione fine. Sul versante nord dell'area lungo il Rio Camperano si osservano accumuli di materiale proveniente da diverse litologie cementati in un cemento che può essere

sia calcareo che siliceo; nel primo caso il cemento proviene dalla precipitazione di carbonato disciolto dai detriti ad opera delle acque, mentre nel secondo proviene dalla disgregazione dei diaspri.

5.3.3. Frane

La frana è un fenomeno naturale, o indotto dall'attività umana, controllato essenzialmente dalla gravità; è un movimento in massa che disloca materiale da una quota maggiore ad una minore, questo può essere superficiale o profondo, interessare un versante per intero o in parte, essere rapido o lento.

La genesi di una frana è riferita a cause molteplici ed interagenti, queste possono essere riassunte schematicamente in due gruppi: cause predisponenti, che sono intrinseche all'ammasso roccioso o più in generale al pendio; cause scatenanti, che agiscono da catalizzatori del movimento franoso su un pendio intrinsecamente indebolito. Il movimento accade quando le forze destabilizzanti superano per intensità quelle stabilizzanti.

Nell'area sono stati cartografati molti movimenti franosi corrispondenti a meccanismi di movimento e tipologia di materiale coinvolto vari.

In questa zona le cause predisponenti sono rappresentate dalla morfologia, dalla fratturazione degli ammassi rocciosi, dagli elementi strutturali che li attraversano, dalla tessitura e composizione delle formazioni e dai reciproci rapporti giacitureali, dalle condizioni floro-faunistiche; mentre l'innescò è dovuto a forti e frequenti precipitazioni e dalla intensa attività sismica (cause scatenanti).

L'identificazione del dissesto è stata fatta tramite fotointerpretazione e osservazioni di campagna, mentre tipologia e stato di attività del movimento franoso sono stati valutati con osservazioni di campagna. Sul terreno si sono, inoltre, identificati fenomeni non presenti all'epoca del volo. Al momento del rilevamento risultavano attive solo poche frane; la maggior parte dei movimenti franosi sono stati classificati quiescenti. Nessun fenomeno gravitativo è stato classificato inattivo data la sismicità e le abbondanti precipitazioni che caratterizzano la zona.

Il criterio utilizzato per classificare i movimenti franosi osservati durante questo studio è basato sulle indicazioni di Cruden & Varnes (1996). Ogni frana viene

classificata e descritta con due termini: uno descrive il tipo di movimento ed uno il materiale coinvolto.

-Materiale:

- Roccia
- Detrito
- Terra

-Movimento:

- Crollo
- Ribaltamento
- Scivolamento
- Espansione
- Colata

MATERIALE COINVOLTO

Nel classificare il materiale coinvolto nel fenomeno franoso si fa riferimento al materiale che costituiva il pendio prima del movimento.

Si parla di roccia quando l'evento ha coinvolto materiale lapideo che, in precedenza, costituiva un ammasso roccioso. Detrito e terra sono termini relativi a materiale sciolto, un aggregato naturale di grani minerali che può essere facilmente disgregato per agitazione: il primo si riferisce ad un terreno prevalentemente grossolano, l'altro a materiale fine; in particolare si definisce detrito un materiale contenente una percentuale di granuli con dimensioni $>2\text{mm}$ compresa tra il 20% e l'80%, mentre si chiama terra un materiale costituito all'80% da particelle con dimensioni $<2\text{mm}$.

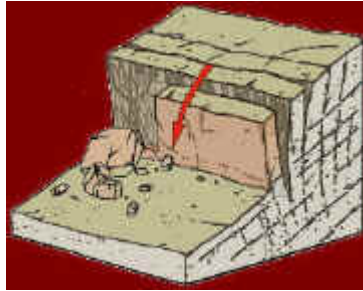
MOVIMENTO

- Crollo: il materiale si stacca da una parete verticale o sub-verticale lungo una superficie con spostamento di taglio pari o prossimo allo zero. Il fenomeno è di caduta libera, rotolamento, rimbalzo, su una



superficie non definita. Il movimento risulta da molto rapido ad estremamente rapido.

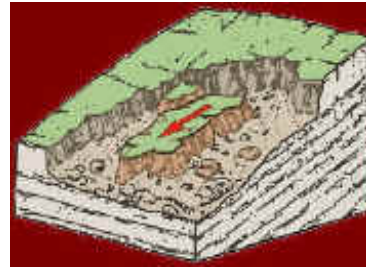
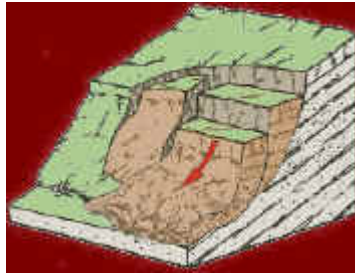
- Ribaltamento: il movimento avviene intorno ad un punto di rotazione



posto sotto il baricentro della massa interessata. Il fenomeno può evolvere in crollo o in scorrimento se non intervengono fattori frenanti. La velocità di un fenomeno di ribaltamento varia da

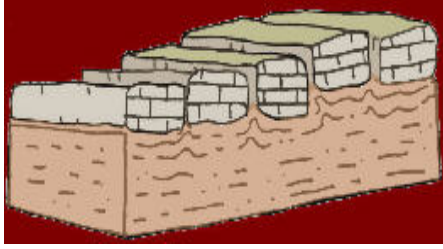
estremamente lenta ad estremamente rapida e può subire delle variazioni (specie tra la fase iniziale e quella finale) durante il movimento.

- Scivolamento: il movimento avviene lungo una superficie di debolezza



caratterizzata da una intensa deformazione di taglio. La superficie di rottura può essere curva o piana. Nel primo caso si parla di scorrimento rotazionale, cioè un movimento che si verifica intorno ad un punto posto sopra al centro di gravità della massa, lungo una superficie concava; il corpo di frana subisce delle deformazioni interne e tende a stabilizzarsi naturalmente. Nel secondo caso si parla di scorrimento traslativo, per indicare un movimento lungo una superficie piana o debolmente inclinata che di solito corrisponde a discontinuità strutturali, quali faglie, giunti di fessurazione o stratificazione, passaggi tra strati a differente composizione litologica, contatto fra roccia e terra o fra roccia e detrito. In assenza di sconfinamenti topografici lo scorrimento traslativo può continuare ad evolversi. Le velocità del movimento variano da lente fino a rapide.

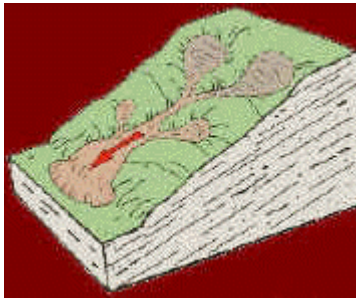
- Espansione: sono movimenti lenti che comportano una estensione laterale



di una massa fratturata. L'espansione può avvenire secondo due meccanismi: nel primo, che si verifica prevalentemente in roccia, non

si distingue né una superficie basale di scorrimento, né una zona di deformazioni plastiche definita; nel secondo caso l'espansione della roccia o del terreno è dovuta alle deformazioni plastiche, alla liquefazione del materiale sottostante o alla intrusione e rigonfiamento di questo nelle fratture dei livelli superiori.

- Colamento: il movimento coinvolge tutta la massa spostata; la



deformazione si distribuisce lungo superfici di taglio ravvicinate e distribuite in tutto il corpo di frana, tali superfici non vengono conservate durante il movimento ma si generano continuamente. Il limite tra la massa

in spostamento e il materiale in posto può essere definito da una superficie di taglio netta di movimento differenziale o una zona di scorrimenti distribuiti. Negli ammassi rocciosi il fenomeno comporta deformazioni continue e può avvenire lungo superfici di taglio apparentemente non collegate fra loro, provocare deformazioni, quali piegamenti o rigonfiamenti, o ancora avvenire con velocità simili a quelle dei che caratterizzano i moti di un fluido viscoso. Nei materiali sciolti il movimento avviene lungo numerose superfici di taglio non definibili e di breve durata; il movimento avviene con velocità apparenti distribuite in tutta la massa spostata e genera forme simili a quelle di un fluido viscoso in moto. Il colamento può essere anche l'evoluzione di uno scivolamento per perdita di coesione; i motivi possono essere legati ad un aumento dello stato di imbibizione del materiale o ad un aumento di velocità dovuto a variazioni repentine di pendenza. La velocità varia da estremamente rapida

ad estremamente lenta per il colamento nei materiali sciolti, mentre è lento il colamento in roccia.

CARATTERISTICHE MORFOLOGICHE

Le principali caratteristiche morfologiche, geometriche e le dimensioni del corpo di frana sono illustrate nelle figure che seguono. Figure e legenda sono state proposte dalla Commissione sulle frane IAEG (International Association of engineering Geology) nel 1990.

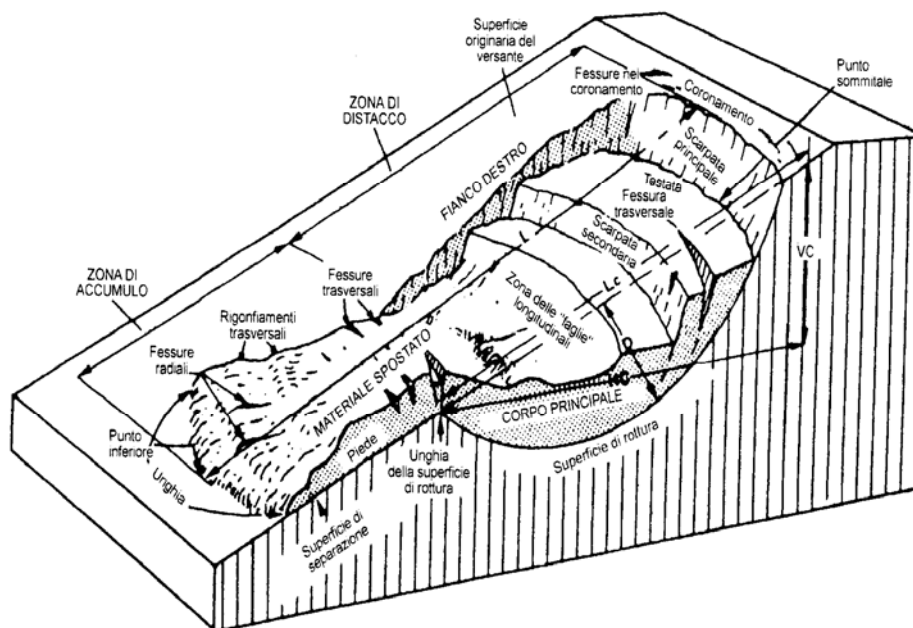


Figura 21-Esempio di scorrimento rotazionale e definizioni degli elementi del movimento. Da Tanzini 2001

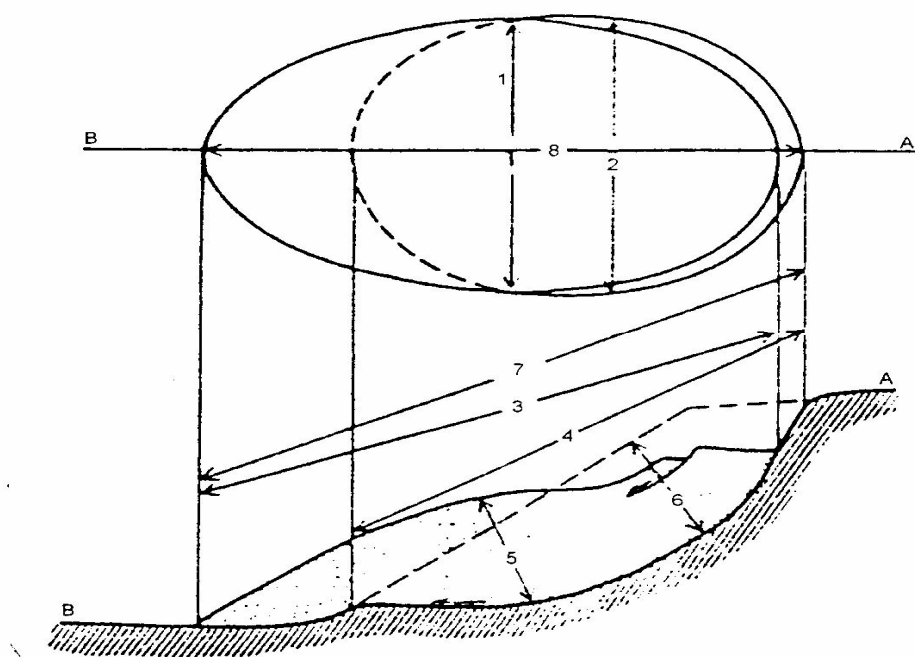


Figura 23-Dimensioni e caratteristiche geometriche del corpo di frana (IAEG 1990). Da Tanzini, 2001

NUMERO DI RIFERIMENTO	DEFINIZIONE	DESCRIZIONE
1	Larghezza frana W_d	Massima estensione della frana in direzione ortogonale alla lunghezza del materiale franato L_d
2	Larghezza superficie di rottura W_r	Massima larghezza tra i fianchi misurata perpendicolarmente alla lunghezza della superficie di rottura L_r
3	Lunghezza del materiale franato L_d	Distanza minima fra il punto sommitale ed il punto inferiore
4	Lunghezza della superficie di rottura L_r	Distanza minima tra l'unghia di frana ed il coronamento
5	Spessore della massa franata D_d	Spessore massimo del corpo di frana misurato perpendicolarmente al piano che contiene W_d e L_d
6	Profondità della superficie di rottura D_r	Profondità massima della superficie di rottura rispetto alla superficie originaria del terreno, misurata perpendicolarmente al piano contenente W_r e L_r
7	Lunghezza totale L	Distanza tra il punto inferiore ed il coronamento
8	Lunghezza della linea di centro L_{cl}	Distanza tra il punto inferiore ed il coronamento passante per punti della superficie originaria del terreno equidistanti dai margini laterali

Tabella 4-Dimensioni e caratteristiche geometriche del corpo di frana (IAEG, 1990). Da Tanzini 2001.

CONTENUTO D'ACQUA

Il contenuto d'acqua è riferito alle condizioni di umidità del materiale nel periodo immediatamente prima dell'evento franoso; questo dato si ricava dalle caratteristiche, dalla giacitura e dalla composizione del materiale franato. Questo materiale si definisce: secco in assenza di umidità; umido in presenza di una piccola quantità d'acqua non libera che gli conferisce un comportamento plastico, ma non in grado di fluire; bagnato quando l'acqua è presente in quantità tale da conferire un comportamento simile, in parte, a quello di un fluido e a generare superfici di acqua libera stagnante; molto bagnato quando l'acqua è sufficiente a determinare il flusso del materiale anche con basse pendenze.

VELOCITÀ

La velocità del movimento franoso è un parametro utilizzato per la definizione del movimento franoso e che può essere correlato con la capacità distruttiva (presunta) dello stesso movimento.

Classe	Descrizione	Danni osservabili	Velocità	(m/s)
7	Estremamente Rapido	Catastrofe di eccezionale violenza. Edifici distrutti per l'impatto del materiale spostato. Molti morti. Fuga impossibile.	5 m/s	5
6	Molto rapido	Perdita di alcune vite umane. Velocità troppo elevata per permettere l'evacuazione delle persone.	3m/min	5×10^{-2}
5	Rapido	Evacuazione possibile. Distruzione di strutture, immobili ed installazioni permanenti.	1.8 m/h	5×10^{-4}
4	Moderato	Alcune strutture temporanee o poco danneggiabili possono essere mantenute.	13m/mese	5×10^{-6}
3	Lento	Possibilità di intraprendere lavori di rinforzo e restauro durante il movimento. Le strutture meno danneggiabili possono essere mantenute con frequenti lavori di rinforzo se il movimento totale non è troppo grande durante una particolare fase di accelerazione.	1.6 m/anno	5×10^{-8}
2	Molto lento	Alcune strutture permanenti possono non essere danneggiate dal movimento.	16 mm/anno	5×10^{-10}

1	Estremamente lento	Impercettibile senza strumenti di monitoraggio. Costruzione di edifici possibile con precauzioni		
---	--------------------	--	--	--

Tabella 5- Velocità e presunta capacità distruttiva delle frane (Cruden & Varnes, 1996). Da Canuti et alii, 1994.

Tipologia	Crollo	Scivolamento					Colamento		
Materiale	Roccia	Roccia		Detrito	Terra		Roccia	Detrito	Terra
Stato di attività	-	N	R	-	N	R	-	-	-
Classe di velocità	6-7	5-6	1-5	1-6	5-6	1-5	1-2	1-7	1-4

Tabella 6- Classi di velocità in relazione a tipologia, materiale, e stato di attività del movimento franoso (N= non attivo; R= riattivato). da Canuti et alii, 1994.

DIMENSIONI

L'intensità di una frana viene definita anche attraverso le dimensioni del corpo mobilizzato. Il riferimento alle dimensioni di un fenomeno franoso non è di immediata percezione e spesso problematica perciò spesso si usano elementi che concettualmente fanno riferimento ad un'analisi di rischio (perdite, danni...). Per tale motivo in questo lavoro si è deciso di non fare riferimento al volume (magnitudo), ma alla superficie dei fenomeni.

ENERGIA

L'energia sviluppata da una frana è variabile nei diversi stadi della sua evoluzione: la massa possiede solo energia potenziale fino al momento dell'innesco, muovendosi acquista energia cinetica a discapito di quella potenziale fino ad un valore massimo; immediatamente dopo il corpo di frana comincia a rallentare e perdere energia per effetto delle forze di attrito fino a fermarsi. Per la valutazione dell'energia di una frana si fa riferimento alla massima energia cinetica espressa durante il movimento.

La stima del bilancio energetico viene fatta secondo un modello a slitta proposto da Heim (1932), ripreso da Sassa (1988), secondo cui tutta l'energia persa nel movimento viene dissipata per attrito. Il bilancio energetico di una frana di massa m che muove da un'altezza h è: $\Delta U = \Delta K + W$

Con:

$$U=mgh$$

$$K=1/2mv^2$$

$$W=mgx \tan\phi_a$$

La relazione finale risulta: $h=h_0-v^2/2g- \tan\phi_a$

Dove h_0 è la quota iniziale del centro di massa e ϕ_a è l'angolo di attrito apparente; l'ultimo valore è dato dall'espressione: $\tan\phi_a=(1-r_u) \tan\phi^1$; dove r_u esprime il rapporto tra la pressione interstiziale dell'acqua e la pressione litostatica e ϕ^1 rappresenta l'angolo di attrito dinamico del materiale.

La distanza di arrivo di una frana e la velocità possono essere calcolate tracciando una linea di energia passante per il centro di massa del corpo nella posizione iniziale e inclinata di ϕ_a . Il punto di massima energia cinetica è, ovviamente, quello dove la distanza tra la topografia e la linea di energia è massima.

L'energia di una frana è un parametro più teorico che pratico data la difficoltà di calcolare esattamente i valori delle componenti. Nella figura seguente viene proposto il modello a slitta proposto da Heim (1932)

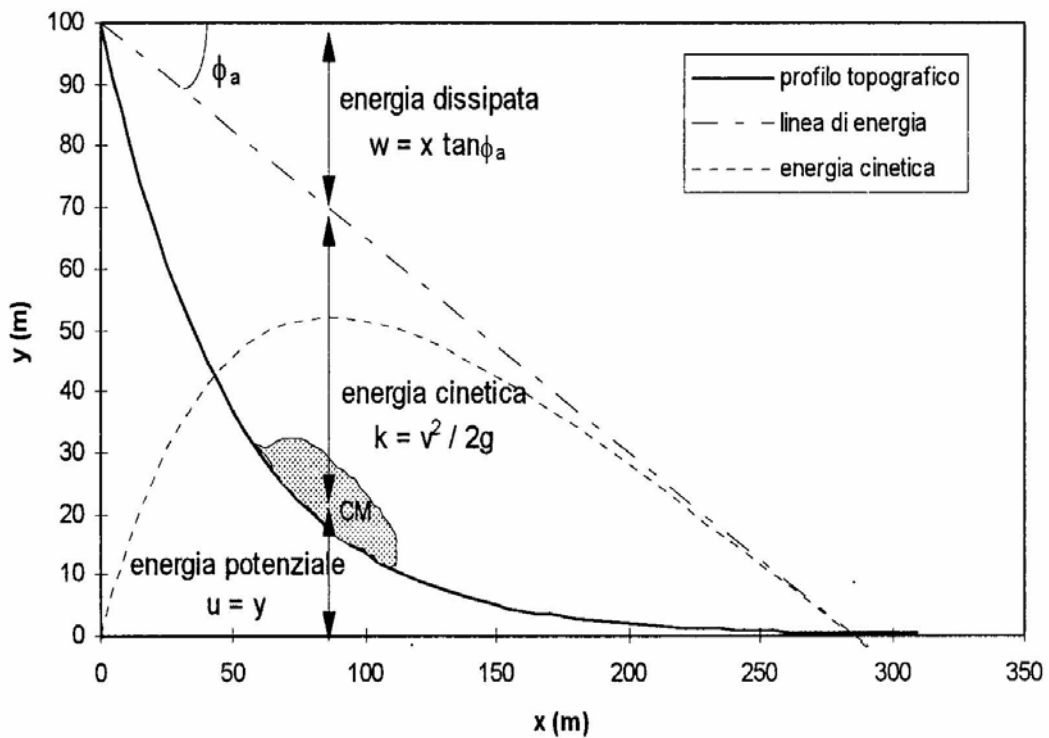


Figura 24- Schema del modello a slitta; K= energia cinetica; W= lavoro delle forze di attrito; Φ_a = angolo di attrito apparente. (Canuti et alii, 1994).

ATTIVITÀ DI FRANA

- Stato di attività: una frana si definisce attiva se mostra segni di attività attuale o comunque se l'attività risale ad un periodo compreso nell'ultimo ciclo stagionale; riattivata se si è mossa dopo un periodo di inattività. Sono definite inattive quelle frane il cui ultimo movimento è avvenuto prima dell'ultimo ciclo stagionale, queste sono ulteriormente divise in quiescenti quando possono essere riattivate dalle cause originali, naturalmente stabilizzata se risulta preservata dalle cause che l'hanno generata da fattori naturali, artificialmente stabilizzata quando l'inattività è stata procurata dall'attività dell'uomo. Relitta è considerata una frana che si è sviluppata in un contesto morfo-climatico diverso dall'attuale.
- Distribuzione di attività: una frana si definisce in avanzamento quando la superficie di rottura si estende nella direzione del movimento, retrogressiva nel caso in cui la superficie di rottura procede in senso inverso al movimento, in allargamento quando la suddetta superficie si estende lateralmente. Nel caso in cui la superficie di rottura si estende in più direzioni si parla di frana multidirezionale. Le frane confinate mostrano una scarpata ma nessuna superficie di rottura al piede, in questa situazione le tensioni vengono disperse attraverso deformazioni che rigonfiano la zona di accumulo.
- Stile di attività: una frana viene definita complessa quando risulta dalla combinazione, in sequenza, di più tipologie di movimento; composita quando diverse tipologie di movimento si verificano simultaneamente e determinano il fenomeno; successiva se i meccanismi che la hanno prodotta sono uguali a quelli che hanno prodotto il movimento precedente. La frana singola è generata da un singolo movimento, mentre si definisce multipla quella generata da una ripetizione dello stesso tipo di movimento.

LE FRANE NELL'AREA DI STUDIO

L'intera zona è caratterizzata da eventi franosi, distribuiti con diversa densità da porzione a porzione.

Possono essere identificate diverse tipologie di frana sia in relazione al materiale che in relazione al cinematismo.

Nella gran parte dei casi l'accumulo di frana è costituito da materiale sciolto variamente assortito: breccie e ghiaie immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa con frazione coesiva che non ne altera, nel complesso, il comportamento granulare.

La maggior parte dei movimenti sviluppati in questa area sono riconducibili a movimenti di scorrimento rotazionale o traslativo in terra; in alcuni casi questi fenomeni coinvolgono porzioni superficiali, molto alterate e fessurate di substrato, specie quando questo è costituito da elementi arenacei. Altri eventi si sviluppano interamente nella roccia costituente il substrato, comunemente lungo superfici preesistenti, ma anche, specie sulle arenarie, su orizzonti di neoformazione. Nella zona si osservano anche crolli e colamenti. Frane di crollo si verificano su pareti verticali o sub-verticali sia sulle litologie calcaree che su quelle arenacee e presentano evidenze per la ricostruzione del tipo di movimento sia nella zona di accumulo che nella zona di distacco. I colamenti si verificano sulle terre e sui detriti costituenti coperture o accumuli, ma possono anche rappresentare lo stadio successivo di un movimento sviluppatosi ad una quota maggiore, che incontra una superficie più ripida.

Lo stato di attività, nella maggior parte dei casi, è stato classificato come quiescente in quanto permangono le condizioni di instabilità. Crolli si possono osservare lungo il versante a nord di Trassilico nella maiolica; a ovest di S. Ansano e nella zona di Roveta si trovano piccoli crolli localizzati nelle litologie calcaree; presso Foce Monda si osserva il crollo di materiale appartenente alla formazione del macigno.

Lo stile di attività è in genere complesso anche se non mancano movimenti singoli. Spesso si osservano frane multiple con una distribuzione dell'attività

retrogressiva ed in allargamento; questa tipologia di movimento caratterizza maggiormente le litologie arenacee e le coperture.

Lo stato di attività, in molti casi, è stato considerato quiescente: si tratta di fenomeni che sono parte della memoria storica delle popolazioni locali. Molti fra questi fenomeni si sono sviluppati circa 50-60 anni fa, altri, come dimostra la presenza di manufatti sull'area interessata dal fenomeno certamente più vecchi, sono antecedenti a questo periodo; altri ancora interrompono sentieri e mulattiere che venivano regolarmente percorsi fino a qualche decennio addietro. La vegetazione è quasi sempre di tipo arbustivo e ben sviluppata, ma dalla posizione di alcuni fusti non si esclude che questi siano stati coinvolti in qualche movimento in massa.

La ricostruzione della cinematica risulta incerta in molti dei casi rilevati, a causa dei fenomeni esogeni che hanno agito sui depositi e sulle zone di distacco nei periodi di stasi.

I versanti che mostrano segni di instabilità attuale sono quelli ad est di Visperaglia, nella zona di Chieva, nella Zona a nord di Trassilico e presso Foce Monda.



Figura 25-Scorrimento nella zona di Roveta. Lo scorrimento si è impostato sulla roccia (SVL); la instabilità si sviluppa in senso retrogressivo, coinvolgendo le rocce e le coperture in prossimità della corona.

PICCOLE FRANE LOCALIZZATE NELL'AREA DI STUDIO

Sono piccole forme di instabilità di dimensioni ridotte (pochi metri al massimo) che si trovano sparse su tutto il territorio e caratterizzano soprattutto le coperture. Queste piccole frane non sono cartografabili alla scala del rilevamento (1:5000), tuttavia è stato usato un simbolo apposito per identificare i siti interessati.

Generalmente queste forme mostrano segni di attività; le osservazioni svolte in giorni diversi, anche dopo eventi meteorici, hanno messo in evidenza una tendenza all'allargamento del fenomeno durante forti precipitazioni. Su alcune pendenze (zona Roveta, Fosso dell'Abate) i piccoli dissesti danno origine a fenomeni di coalescenza delle scarpate e sovrapposizione degli accumuli; per tale

motivo lo sviluppo diffuso di questi fenomeni può essere considerato predisponente al dissesto per un intero pendio.



Figura 26- Piccola frana al margine di un sentiero nella zona di Case all'Aia. Il movimento è avvenuto in una zona dove era stato praticato un intervento di stabilizzazione. L'erosione continua nella parte posteriore della forma resa ormai particolarmente debole ed aggredibile.

MATERIALI COINVOLTI IN DISSESTI

Tutti i materiali costituenti sia il substrato che le coperture della zona sono coinvolti nei fenomeni di instabilità.

5.3.4. Fenomeni a grande scala

DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE di VERSANTE (DGPV)

Nel precedente paragrafo non sono state inserite le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), forme che presentano analogie e differenze con le frane e per ciò vengono considerate morfologicamente intermedie.

Le DGPV sono movimenti di massa di dimensioni molto grandi estremamente lenti e con caratteristiche tali da essere collocati tra le grandi frane e strutture legate alla tettonica gravitativa. SorrisoValvo e Tansi (1996) definiscono le DGPV come un movimento guidato dalla gravità di una massa costituente un versante naturale, senza apparente soluzione di continuità tra la massa spostata e la roccia in posto, data l'esigua entità della deformazione rispetto alle dimensioni della massa.

Diversi autori (Radbruch-Hall et alii, 1976; Mahr e Nemcok, 1977; Radbruch-Hall, 1978; Dramis e Sorriso-Valvo, 1994; Dramis, 1984; Dramis et alii, 1987, 1995; Bisci et alii, 1996; SorrisoValvo e Tansi, 1996) definiscono i caratteri peculiari delle DGPV:

- Grande estensione (ordine dei Kmq) e spessore delle masse coinvolte (molte decine o centinaia di metri);
- Spostamento ridotto rispetto alle dimensioni delle masse coinvolte;
- Mancanza di una superficie di taglio delimitante la massa interessata dal movimento;
- Evoluzione molto lenta; lunghi periodi di inattività o attività estremamente ridotta; brevi periodi di attivazione improvvisa legati ad eventi sismici o meteorici estremi;
- Meccanismo di rottura per creep
- Cinematica influenzata da tettonica attiva e dall'esistenza di stress tettonici residui e di alta pressione confinata;
- Movimento controllato dall'assetto geologico strutturale, piuttosto che dalla configurazione morfologica locale.

Le evidenze morfologiche delle DGPV si trovano in deformazioni di vario tipo dislocate nella massa in movimento e in forme di rilassamento del versante localizzate alla sommità ed alla base del pendio. La parte alta dei versanti è caratterizzata da stress tensionali che comportano la comparsa di piani di taglio ad alto angolo, sdoppiamento di cresta, depressioni allungate tipo trenches (o trincee), gradini e contropendenze. La porzione inferiore del versante è interessata da stress compressivo che origina rigonfiamenti, superfici di taglio e deformazioni

di tipo duttile/fragile. Al piede del versante e in prossimità di rotture di pendenza è molto frequente reperire coperture detritiche e frane.

Anche l'aspetto della vegetazione è indicativo, gli alberi sono uncinati verso valle nelle zone caratterizzate da estensione e verso monte nelle zone in cui si verifica compressione.

I principali fattori genetici delle DGPV sono:

- Elevata energia di rilievo con versanti acclivi, ben sviluppati in altezza e modellati in litologie competenti;
- Condizioni morfo-climatiche favorevoli ad una erosione incanalata particolarmente attiva, con alti valori di piovosità;
- Elevata sismicità;
- Tettonica attiva o recentemente attiva.

Un criterio per distinguere frane e DGPV è stato proposto da SorrisoValvo (1995), secondo cui una frana presenta una superficie o una zona di rottura identificabile e continua che separa con continuità la massa in movimento da quella in posto; questa superficie affiora lungo il perimetro del corpo franoso oppure può essere individuata da elementi superficiali ad essa collegata. In una DGPV non è individuabile una superficie di scorrimento di rottura e non è neanche necessario postularla per giustificare il movimento.

Questo è in accordo con quanto aveva già definito Hutchinson (1988), definendo sagging of mountain slopes “fenomeni di movimenti profondi che, nel loro attuale stato di sviluppo, non giustificano una classificazione come frane”.

Alcuni autori (Jahn, 1964; Zischinsky, 1969; Varnes, 1978; Dramis et alii, 1987; Dramis e SorrisoValvo, 1994; Cruden e Varnes, 1996) hanno operato una distinzione delle DGPV:

- Sackung: colata in roccia
- Lateral spreading: espansione laterale
- Block slide: scorrimento in blocco

GRANDI MOVIMENTI LENTI NELL'AREA

Movimenti lenti a grande scala sono stati individuati in due zone dell'areale: quella che comprende l'abitato di Campolemisi e l'area nei pressi di Roveta sul versante esposto ad E sotto le cime di Tre Corna.

La zona di Campolemisi presenta caratteri morfologici che sembrano indotti da una trasposizione a valle di parte del pendio. In foto aerea è possibile osservare una “gobba” ribassata verso la Turrite Cava, questa appare come un corpo non in armonia con la morfologia circostante.

Sul terreno è possibile osservare una forma a gradini che dal margine superiore dell’abitato procede verso monte, mentre nella porzione inferiore dell’abitato si osserva un leggero rigonfiamento. Inoltre, in campagna sono state rilevate due faglie: una a direzione appenninica subverticale nella zona compresa tra Colle della Fredda e Rappaglio ed un’altra che borda il paese; altre faglie si trovano nella zona a monte prossima a Campolemisi. La presenza di queste superfici di fratturazione fanno ipotizzare lo scorrimento in blocco della porzione di versante comprendente l’abitato di Campolemisi. Tuttavia quest’ultima rimane soltanto una ipotesi, infatti non si conoscono con precisione le dimensioni relative alle superfici di rottura.

Il movimento in questa area potrebbe anche essere collegato a movimenti che coinvolgono una porzione più consistente del versante; le faglie più prossime a Campolemisi potrebbero anche rappresentare faglie sintetiche di un sistema complesso comprendente altre faglie dirette. L’altra ipotesi si riferisce alla presenza di intercalazioni di scaglia nel Nummulitico (frequenti in questa zona) che potrebbero favorire il movimento di ampie porzioni del versante.

Nella zona di Roveta è stata ipotizzata una deformazione lenta a grande scala sulla base di osservazioni cartografiche, di fotointerpretazione e del rilevamento in campagna. Questa area appare come un grande blocco ribassato che determina la curvatura del Rio Caperano; in questa gli affioramenti presentano elementi litostratigrafici discordanti in vari punti. Questo versante su cui sono presenti piccoli insediamenti oramai disabitati ed una struttura viaria, conservata solo in alcuni segmenti ma, secondo gli abitanti del posto, funzionante fino a qualche decennio addietro, oggi mostra elementi diffusi legati ad un dissesto: elevata fratturazione degli ammassi, presenza di frane, basso sviluppo dell’idrografia.

Su questa porzione di pendio si osservano solchi di ruscellamento ma anche contropendenze e piccoli avvallamenti che determinano ristagno delle acque, fattori peggiorativi delle condizioni locali. L’intera porzione di pendio appare interessata da fenomeni di instabilità variabili per tipologia e dimensioni. Questo

caso potrebbe essere interpretato come deformazione in blocco dell'ammasso calcareo sul livello più debole rappresentato dai diaspri, oppure come scorrimento lungo la linea di frattura che si sviluppa parallelamente al Rio Camperano.

A nord di Roveta, è stato osservato un blocco di dimensioni minori rispetto ai due casi precedentemente discussi interessato da scorrimento di roccia in blocco. Il corpo roccioso appare ribassato, delimitato da faglie e caratterizzato da affioramenti molto fratturati che presentano elementi litostratigrafici discordanti. Con molta probabilità in questo caso la intensa fratturazione, i piccoli movimenti ed il movimento complessivo dipendono dalle faglie che bordano la zona.

6.CARATTERIZZAZIONE LITOLOGICO-TECNICA

6.1. Generalità

Durante la campagna di rilevamento geologico e geomorfologico sono state svolte le indagini litologico-tecniche sul substrato roccioso e sulle coperture che hanno fornito i dati utili per la classificazione litologico-technica e per la realizzazione della carta litotecnica.

Sugli affioramenti di roccia sono state svolte analisi dettagliate relative alla litologia, alla stratificazione, al grado di fratturazione e di alterazione, nonché il rilevamento di tutti gli elementi, anche strutturali, che condizionano il comportamento geomeccanico degli ammassi, come prescritto dalle istruzioni tecniche del progetto VEL. In primo luogo si è proceduto con la stima della resistenza a compressione uniassiale della roccia integra. Particolare attenzione è stata rivolta allo stato della roccia ed alle superfici di discontinuità che attraversano in maniera più o meno continua gli ammassi rocciosi. La presenza dei giunti di discontinuità variamente orientati divide l'ammasso roccioso in blocchi di dimensioni variabili, e ne determina le condizioni di mobilità sulla base delle caratteristiche geometriche e delle condizioni di superficie. Le discontinuità sono state riunite in famiglie sulla base della loro orientazione nello spazio, e, per ogni famiglia, si sono valutate le caratteristiche che maggiormente incidono sulla stabilità:

- Spaziatura: si riferisce all'intervallo spaziale che intercorre tra una discontinuità ed un'altra appartenente alla stessa famiglia. Sul quaderno di campagna è stato riportato, per ogni famiglia, il valore medio della spaziatura. In pratica la stima è stata fatta dividendo il numero di giunti per la lunghezza dell'intervallo in cui sono stati contati.
- Persistenza: indica la continuità della fratturazione nell'ammasso. Una famiglia di discontinuità determina maggiormente il grado di fratturazione dell'ammasso quanto più è persistente. La persistenza viene definita dal rapporto tra l'estensione reale della superficie di discontinuità e l'area complessiva sulla quale si sviluppa la discontinuità. In pratica è stata valutata in relazione alla lunghezza della discontinuità sul fronte di

esposizione, partendo da un assunto-approssimazione secondo cui le discontinuità dovrebbero estendersi in uguale misura sia nel senso della direzione che nel senso dell'immersione.

- Separazione: rappresenta la distanza fra le pareti delle discontinuità. Una maggiore apertura delle fratture rappresenta ovviamente un carattere peggiorativo per l'ammasso roccioso.

- Scabrezza: indica la rugosità delle pareti dei giunti, che è dovuta alla irregolarità, di gradini, di ondulazioni o striature nel caso di superfici di movimento relativo tra i blocchi. In campagna la valutazione è stata fatta mediante confronto con profili standard (Barton e Choubey, 1977), ad ognuno è stato assegnato un coefficiente numerico JRC (Joint Roughness Coefficient) proposto da Barton (1977). Una frattura liscia ha una coesione nulla e l'angolo di attrito è quello della roccia, cioè dipende dalla granulometria; generalmente è proporzionale alla dimensione dei granuli. Le irregolarità che caratterizzano superfici scabre provocano un mutuo incastro tra le superfici dei giunti aumentandone, così, la resistenza allo scorrimento. Sulle fratture scabre l'angolo di attrito dipende dall'angolo di attrito di base, determinato su un giunto piano dello stesso materiale, dalla asperità della superficie e dal rapporto fra la resistenza della roccia e la tensione agente normalmente al giunto. Con l'aumento della tensione normale le asperità vengono progressivamente tagliate e l'angolo di attrito decresce (Tanzini, 2001). Barton (1976) ha definito la resistenza al taglio di una superficie scabra con una relazione empirica: $\tau = \sigma' \tan [\varphi + JRC \log_{10} (\sigma_j / \sigma')]$; con JRC coefficiente di scabrezza, σ_j resistenza a compressione della roccia sulla superficie del giunto e σ' sforzo efficace normale.

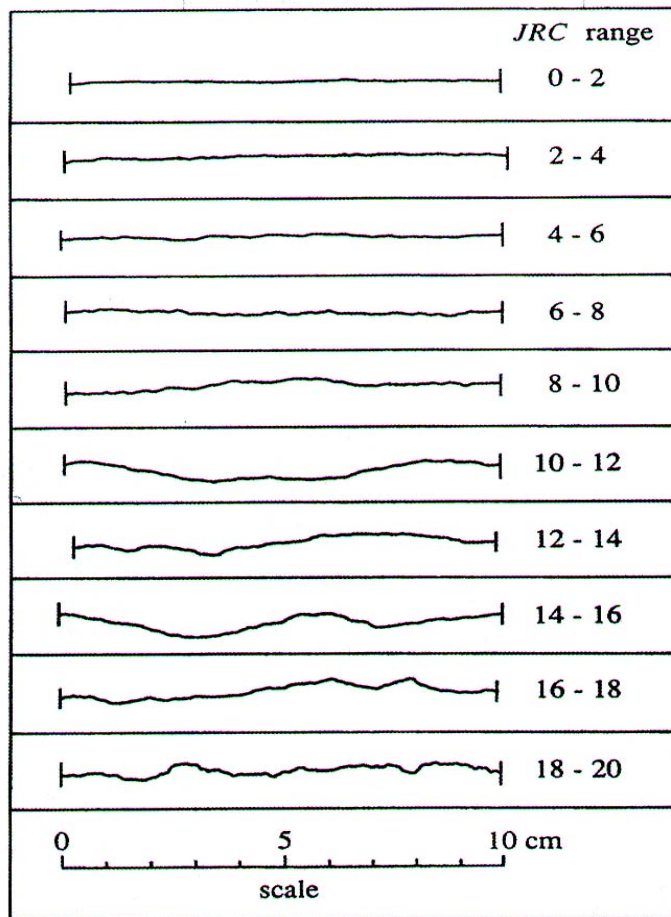


Figura 27- Profili di Burton utilizzati per la definizione della scabrezza delle superfici di discontinuità.

- Riempimento: rappresenta il materiale di riempimento e lo spessore di questo all'interno delle discontinuità. L'origine di questo materiale può essere riferita a materiale disgregato dalle pareti della discontinuità o a materiale depositatosi in seguito a processi di circolazione. Se il riempimento è costituito da materiale coesivo l'angolo di attrito risulta molto basso (Tanzini, 2001), ma se il riempimento è indisturbato può avere un certo valore di coesione. Quando il riempimento è costituito da minerali di precipitazione (es. calcite) si può sviluppare una scabrosità o una cementazione, così da aumentare il valore della coesione.
- Alterazione delle pareti di discontinuità: lo stato di alterazione delle rocce si sviluppa a partire dalle superfici di discontinuità che rappresentano delle zone di particolare debolezza, ed è a carico di una serie di fattori (circolazione di acque con varie sostanze disciolte, fenomeni esogeni ed

endogeni, ecc.). L'alterazione favorendo la disgregazione della roccia diminuisce la stabilità dei blocchi che costituiscono l'ammasso.

- Acqua nelle discontinuità: rappresenta la presenza, in varie misure, o l'assenza di acqua nelle discontinuità. L'azione dell'acqua nelle discontinuità peggiora lo stato dell'ammasso in quanto esercita pressioni ed azioni disgreganti all'interno. Inoltre in presenza di un riempimento coesivo l'acqua può lubrificare la frattura favorendone il movimento, oppure, nel caso di argille rigonfianti, esercitare una pressione sulle pareti e quindi alterare gli equilibri dell'ammasso.

La forma della superficie di rottura di un pendio in roccia è influenzata dalla forma e dalla estensione delle fratture. La superficie di rottura che si sviluppa per un evento di instabilità dovrebbe, quindi, seguire un percorso gradinato che attraversa in parte le fratture, in parte la roccia intatta (Tanzini, 2001).

I valori reperiti attraverso queste osservazioni sono stati parametrizzati al fine di classificare l'ammasso roccioso secondo Bieniawski. Per gli ammassi più fratturati è stato utilizzato l'indice GSI.

Per quanto concerne le terre o i materiali sciolti le osservazioni si sono rivolte a:

- Stato di addensamento o di cementazione: rappresenta il grado di compattezza del terreno granulare.
- Stato di consistenza: misura la compattezza di terre a prevalente componente coesiva.

Per i terreni granulari e coesivi sono state descritte anche le caratteristiche tessiturali e le eventuali discontinuità. Chiaramente un materiale sciolto su un pendio è tanto più stabile quanto maggiore è la sua compattezza; una maggiore compattezza determina un aumento, per lo stesso materiale, delle superfici solide a contatto ed un incremento dell'attrito, diminuisce l'indice dei vuoti e, conseguentemente, delle pressioni neutre.

6.2. Classificazione litologico-tecnica

Le classi litologico-tecniche individuate sono state indicate con una sigla secondo le indicazioni proposte dal Gruppo di Geologia Applicata dell'Università di Pisa nell'ambito del Progetto VEL, una ricerca, svolta in collaborazione con la

Regione Toscana, finalizzata alla valutazione degli effetti locali nei comuni classificati sismici in Garfagnana e Lunigiana (Ferrini et alii, 1998).

I materiali sono stati suddivisi in sei classi, ognuna riferita a particolari caratteristiche litotecniche.

Una prima divisione viene fatta distinguendo i materiali del substrato da quelli di copertura; si identificano, poi, tre gruppi di materiali: litologie competenti, materiali a comportamento intermedio e materiali sciolti. La classificazione completa dei materiali è articolata in sei classi:


- Unità litologico-tecnica A: materiale lapideo costituito da un unico litotipo non stratificato.
- Unità litologico-tecnica B: materiale lapideo stratificato costituito da alternanze di diversi litotipi.
- Unità litologico-tecnica C: materiali granulari cementati.
- Unità litologico-tecnica D: materiali coesivi consistenti.
- Unità litologico-tecnica E: materiali granulari non cementati o poco cementati.
- Unità litologico-tecnica F: materiali con consistenza limitata o nulla.

Le osservazioni di campagna sono state completate con analisi di laboratorio.

6.2.1. Litologie competenti

U.L.T. A.

L'U.L.T. comprende le rocce lapidee massicce.


 **A** - Rocce non stratificate o con bancate di spessore superiore a 3 mt.

Es: Calcare Massiccio, Basalto, Granito, ecc.

STRUTTURA DELL'AMMASSO



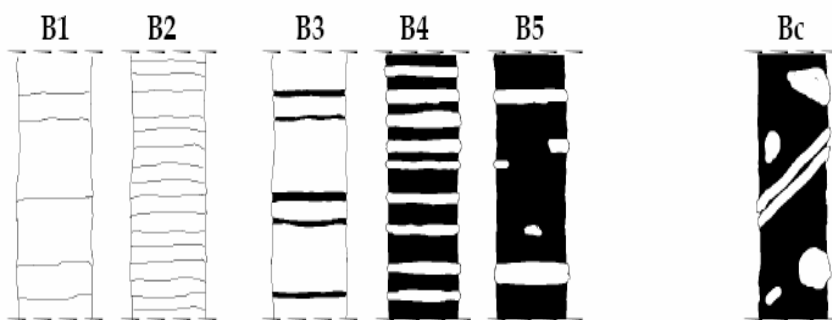
U.L.T. B.

 **B** - Rocce stratificate e/o costituite da alternanze di litotipi diversi.

STRUTTURA DELL'AMMASSO

STRUTTURALMENTE ORDINATI

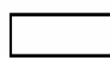
STRUTTURALMENTE
DISORDINATI




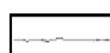
Nota: **B1** può essere paragonato ad **A**

Distinzione in base ai rapporti %
 >75% 25% < <75% 75% >

Nota: grossi olistoliti possono rientrare in **A** e **B**

 (Es. Calcari, Calcari marnosi, Marne, Calcareniti, Arenarie, Radiolariti, ecc)

 Siltiti o argilliti

 Giunto di stratificazione

B1, B2. Rocce stratificate.

B3, B4, B5. Rocce costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei e livelli pelitici, con contrasto di competenza.

Bc. Rocce costituite da alternanze caotiche.

La prima osservazione, dopo l'identificazione della classe litotecnica appartenente, è stata rivolta alla stima della resistenza a compressione uniassiale della roccia intatta (r). La valutazione di questo parametro è stata ottenuta con tre diverse procedure:

1. Prove manuali: eseguite direttamente sull'ammasso roccioso osservando la risposta della roccia ad uno o più colpi di martello.
2. Sclerometro di Schmidt: prove eseguite direttamente sull'ammasso da cui si ricavano i valori di un indice, detto 'di rimbalzo', che viene correlato con il valore della resistenza a compressione uniassiale della roccia. La prova verrà descritta meglio in seguito nella sessione dedicata alla strumentazione.
3. Prova di carico puntuale (Point load test): prove eseguite in laboratorio da cui si ricava la resistenza a carico puntuale, che correlata opportunamente fornisce i valori di compressione uniassiale. Anche questa prova sarà descritta quando si parlerà della strumentazione.

I valori ottenuti con le diverse metodologie di indagine sono stati confrontati per ridurre al minimo l'errore nella valutazione del parametro.

6.2.1.1. Classificazione degli ammassi rocciosi

CLASSIFICAZIONE DI BIENIAWSKI

Le osservazioni e le analisi svolte in campagna ed in laboratorio sono state sintetizzate in una classificazione che rispondesse ad una valutazione complessiva dell'ammasso roccioso. La classificazione usata in questa sessione è quella di Bieniawski (1979), che definisce, in termini quantitativi, l'influenza che ogni fattore fisico, meccanico o geologico-strutturale, ha sulla qualità della roccia. Questa valutazione attribuisce all'ammasso un punteggio ottenuto dalla somma di valori numerici relativi a cinque parametri e ad un fattore di correzione:

1. A1-Resistenza della roccia, ottenuta come resistenza a compressione uniassiale e resistenza al carico puntuale.
2. A2-RQD (Rock quality designation), ricavato sulla base della frequenza delle discontinuità calcolata con la formula di Priest & Hudson (1976).
3. A3-Spaziatura dei giunti, intesa come spaziatura media ed espressa in metri.
4. A4-Condizione dei giunti, valutata tenendo conto della rugosità, della loro apertura, del grado di alterazione delle pareti, dalla presenza eventuale e dalla natura di materiale di riempimento.
5. A5-Condizioni idrauliche dei giunti, valutate in base alla presenza eventuale ed alla quantità di acqua nelle fratture.
6. Ic-Indice di correzione, riferito alla orientazione dei giunti.

Parametri	Intervallo di valori							
Resistenza roccia sana	Resistenza al «Point Load test» (MPa)	> 10	4 ÷ 10	2 ÷ 4	1 ÷ 2	Per questi bassi valori è preferibile la prova di compressione monoassiale		
	Resistenza a compressione monoassiale (MPa)	> 250	100 ÷ 250	50 ÷ 100	25 ÷ 50	5 ÷ 25	1 ÷ 5	< 1
Coefficienti numerici		15	12	7	4	2	1	0
Rock Quality Designation RQD (%)		90 ÷ 100	75 ÷ 90	50 ÷ 75	25 ÷ 50	< 25		
Coefficienti numerici		20	17	13	8	3		
Spaziatura delle discontinuità		> 2 m	0,6 ÷ 2 m	200 ÷ 600 mm	60 ÷ 200 mm	< 60 mm		
Coefficienti numerici		20	15	10	8	5		
Condizione dei giunti		Superfici molto rugose. Discontinuità chiuse e non persistenti. Pareti non alterate	Superfici debolmente rugose. Apertura delle discontinuità < 1 mm. Pareti leggermente alterate	Superfici debolmente rugose. Apertura delle discontinuità < 1 mm. Pareti completamente alterate	Superfici lisce o riempimenti argillosi di potenza < 5 mm o discontinuità collegate e con apertura di 1 - 5 mm	Riempimenti di argilla molle di potenza > 5 mm o discontinuità collegate e con apertura > 5 mm, persistenti		
Coefficienti numerici		30	25	20	10	0		
Presenza di acqua	Venute d'acqua in 10 m di galleria (l/min)	Nulla	< 10	10 ÷ 25	25 ÷ 125	> 125		
	Rapporto tra la pressione dell'acqua nelle discontinuità e la massima sollecitazione principale	0	< 0,1	0,1 ÷ 0,2	0,2 ÷ 0,5	> 0,5		
Condizioni generali della roccia		Perfettamente asciutta	Umida	Bagnata	Stillicidi	Venute d'acqua		
Coefficienti numerici		15	10	7	4	0		

Tabella 7-Tabella con parametri per la classificazione di Bieniawski e loro coefficienti numerici.

Il valore numerico riferito alla qualità globale dell'ammasso roccioso è definito RMR (Rock Mass Rating), ed è espresso dalla relazione:

$$RMR = (A1+A2+A3+A4+A5)-Ic$$

Cioè

$$RMR = (B-RMR)-Ic$$

Dove B-RMR è definito come Basic RMR e corrisponde alla somma (A1+A2+A3+A4+A5).

Direzione e immersione delle discontinuità		Molto favorevole	Favorevole	Indifferente	Sfavorevole	Molto sfavorevole
Coefficienti numerici	Gallerie	0	- 2	- 5	- 10	- 12
	Fondazioni	0	- 2	- 7	- 15	- 25
	Frane	0	- 5	- 25	- 50	- 60

Tabella 8-Compensazione dei coefficienti numerici in funzione dell'orientamento delle discontinuità.

Il valore che indica la qualità della roccia varia da 0 a 100, in questo range si definiscono degli intervalli che si riferiscono ad una classe particolare: con $0 < RMR < 20$, la classe di appartenenza è la V che indica un ammasso molto scadente; con $21 < RMR < 40$, la classe è la IV e l'ammasso viene definito scadente; con $41 < RMR < 60$, la classe è la III e la roccia è discreta; con $61 < RMR < 80$, la classe è la II e la qualità è buona; mentre viene definita ottima la roccia con un $81 < RMR < 100$ ed appartenente alla I classe.

Somma dei coefficienti	100 ÷ 81	80 ÷ 61	60 ÷ 41	40 ÷ 21	< 20
Classe	I	II	III	IV	V
Descrizione della roccia	Ottima	Buona	Mediocre	Scadente	Molto scadente

Tabella 9-Classi di roccia determinate in base alla somma dei coefficienti numerici.

La classificazione di Bieniawski (1979) è stata riveduta dallo stesso autore nel 1989 nella classificazione dell'89 l'autore valuta gli indici A1, A2, A3, con delle curve continue, mentre suddivide il parametro A4 in 5 sottoclassi:

- A4(1) Lunghezza del giunto;
- A4(2) Apertura del giunto;
- A4(3) Rugosità del giunto;
- A4(4) Riempimento;
- A4(5) Alterazione dei giunti;

fornendo così una valutazione particolareggiata e più puntuale della condizione dei giunti.

Parametri					
A4(1)	<1m	1-3m	3-10m	10-20m	>20m
Indice	6	4	2	1	0
A4(2)	chiuso	<0,1mm	0,1-1mm	1-5mm	>5mm
Indice	6	5	4	1	0
A4(3)	molto rugoso	rugoso	leggermente rugoso	liscio	laminato
Indice	6	5	3	1	0
A4(4)	nessuno	compatto<5mm	compatto>5mm	molle<5mm	molle>5mm
Indice	6	4	2	2	0
A4(5)	non alterati	leggermente alterati	mediamente altrati	molto alterati	decomposti
Indice	6	5	3	1	0

Tabella 10-Divisione del parametro 'condizione dei giunti' e corrispondente peso RMR.

In questo elaborato la classificazione usata è stata quella del 1979, migliorando la definizione del parametro A4 con le indicazioni di Bieniawski del 1989.

Inoltre dalla classificazione dell'ammasso roccioso possono essere estrapolati i valori dei principali parametri geomeccanici: γ = angolo di attrito interno dell'ammasso roccioso; c(MPA) = coesione dell'ammasso roccioso; E(GPa) = modulo elastico dell'ammasso roccioso.

$$\gamma = 5 + \text{BRMR}/2$$

$$c(\text{MPa}) = 0,005 * \text{BRMR}$$

$$E(\text{GPa}) = 10^{(\text{BRMR}-10)/40}$$

Classe	I	II	III	IV	V
Coesione (kPa)	> 400	300 ÷ 400	200 ÷ 300	100 ÷ 200	< 100
Angolo di attrito interno	> 45°	35° ÷ 45°	25° ÷ 35°	15° ÷ 25°	< 15°

Tabella 11-Classi di roccia secondo la classificazione di Bieniawski, valori di coesione ed angolo di attrito interno corrispondenti.

CALSSIFICAZIONE SECONDO I PARAMETRI VEL

Il progetto VEL definisce dei parametri per la valutazione della qualità dell'ammasso roccioso. Le modalità per il calcolo della qualità sono identiche a

quelle della classificazione di Bieniawski del 1979; variazioni riguardano alcuni intervalli dei valori relativi agli indici parziali e manca il fattore di correzione I_c .

Suffisso	resistenza a compressione uniassiale	Resistenza al carico puntuale	Descrizione Prove manuali	Peso RMR
r 1	> 200 MPa	> 8 MPa	ROCCIA ESTREMAMENTE RESISTENTE la roccia può essere solo scheggiata con il martello	15
r 2	100 - 200 MPa	4 - 8 MPa	ROCCIA MOLTO RESISTENTE la roccia può essere rotta con molti colpi di martello	12
r 3	50 - 100 MPa	2 - 4 MPa	ROCCIA RESISTENTE la roccia può essere rotta con più di un colpo di martello	7
r 4	25 - 50 MPa	1 - 2 MPa	ROCCIA MEDIAMENTE RESISTENTE la roccia può essere rotta con un unico deciso colpo di martello; non può essere scalfita con il coltello	4
r 5	10 - 25 MPa	< 1 MPa	ROCCIA DEBOLE un colpo deciso con la punta del martello lascia un impronta profonda; la roccia può essere scalfita con il coltello con difficoltà	2
r 6	3 - 10 MPa	-	ROCCIA MOLTO DEBOLE la roccia si frantuma con un unico deciso colpo dato con la punta del martello; può essere scalfita con il coltello	1
r 7	1 - 3 MPa		ROCCIA ESTREMAMENTE DEBOLE la roccia si spezza in blocchi con il piccone	0

Tabella 12- Resistenza meccanica "r" della roccia.

Il grado di fratturazione dell'ammasso è stato espresso come la spaziatura media delle discontinuità (X_m). Dopo una osservazione dell'ammasso nel complesso sono state identificate le discontinuità più importanti, cioè quelle che rappresentano effettive superfici di separazione del materiale. La misura di questo parametro è stata fatta in un tratto dell'ammasso, significativo delle sue condizioni generali; X_m (spaziatura media delle discontinuità) è stato calcolato come il rapporto tra la lunghezza dello stendimento ed il numero delle fratture intercettate. Dove è stato possibile la stima di X_m è stata svolta su più stendimenti orientati in maniera differente, ed è stata espressa come la media dei valori ottenuti. La classe litotecnica corrispondente ad intervalli di X_m viene espressa con la lettera d.

Il valore della spaziatura media è stato utilizzato per il calcolo dell'indice RQD (Rock Quality Designation) mediante la relazione di Priest Hudson (1976):

$$RQD = 100(1+0,1\lambda)^{(-0,1\lambda)}$$

Con λ frequenza delle discontinuità espressa dal reciproco della spaziatura media in metri: $\lambda=1/Xm$.

Ai fini del presente elaborato è stato necessario non tanto avere valori del parametro RQD puntuali esatti, quanto avere degli intervalli caratterizzanti un intorno rappresentativo di una Unità di Condizioni Uniche (UCU).

L'indice RQD è espresso in una tabella in relazione alla classe litotecnica che esprime una determinata spaziatura delle discontinuità.

Suffisso	Spaziatura	RQD	Descrizione	Peso RMR
d 1	> 3 m	100	spaziatura molto ampia	30
d 2	1 - 3 m	99 - 100	spaziatura ampia	25
d 3	30 - 100 cm	90 - 99	spaziatura media	20
d 4	5 - 30 cm	15 - 90	spaziatura fitta	10
d 5	< 5 cm	< 15	spaziatura molto fitta	5

Tabella 13-Valori di spaziatura e corrispondenti classi "d".

Le caratteristiche rappresentative delle condizioni delle discontinuità sono state riassunte e riunite in apposite classi litotecniche.

Suffisso	Descrizione	Peso RMR
c 1	discontinuità molto rugose, non collegate, chiuse, con pareti inalterate ed asciutte	25
c 2	Discontinuità rugose leggermente rugose, apertura < 1 mm, con pareti lievemente alterate e/o umide	20
c 3	discontinuità leggermente rugose, apertura < 1 mm, molto alterate e/o bagnate	12
c 4	discontinuità striate o lisce <i>oppure</i> discontinuità con riempimento di spessore < 5 mm <i>oppure</i> discontinuità collegate con apertura di 1-5 mm	6
c 5	discontinuità con riempimento di spessore > 5 mm <i>oppure</i> discontinuità collegate con apertura > 5 mm	0

Tabella 14-Condizioni delle discontinuità.

Ad ognuna delle singole sottoclassi litotecniche è stato associato un valore relativo al peso che ha nel calcolo del valore di RMR.

CRITERIO DI ROTTURA DI HOEK-BROWN PER AMMASSI ROCCIOSI FRATTURATI

La resistenza al taglio di un ammasso fratturato può essere determinata con un metodo empirico formulato da Hoek (1983) e Hoek e Brown (1988). Inizialmente

questo metodo era utilizzato per la valutazione delle caratteristiche di un ammasso roccioso di buona qualità e ad alta resistenza ma successivamente venne modificato ed adattato agli ammassi rocciosi molto fratturati, al punto che oggi risulta il metodo più indicato per gli ammassi rocciosi scadenti. Questi sono caratterizzati da numerose discontinuità variamente orientate che suddividono l'ammasso in numerosi blocchi; lungo i pendii di questa natura l'influenza di ogni famiglia di discontinuità è relativa, e tendono a svilupparsi superfici di rottura circolari (a cucchiaio) determinate dalla combinazione del grande numero di discontinuità.

La relazione che esprime il criterio di Hoek e Brown è la seguente:

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_{ci} (m_b \sigma_3' / \sigma_{ci} + s)^a$$

dove:

σ_1' e σ_3' sono gli sforzi efficaci principali, rispettivamente massimo e minimo a rottura.

σ_{ci} (MPa) è la resistenza a compressione monoassiale della roccia intatta.

m_b è la costante m del criterio di Hoek e Brown per l'ammasso roccioso: $m_b = m e^{(GSI-100)/(28-14D)}$

s ed a sono costanti relative alle caratteristiche dell'ammasso roccioso: $s = e^{(GSI-100)/(9-3D)}$; $a = 1/2 + 1/6(e^{-GSI/15} - e^{-20/3})$.

D è un fattore che indica il grado di disturbo a cui è stata sottoposta la roccia, e varia da 1, per rocce molto disturbate, a 0, per le rocce indisturbate.

I valori relativi alle costanti qui illustrate e al valore di GSI sono stati determinati confrontando le situazioni osservate in campagna con apposite tabelle.

I valori del GSI sono stati anche correlati ai valori dell'RMR di Bieniawski (1989), assumendo un indice relativo alle condizioni idrauliche pari a 15 e non operando nessuna correzione relativa all'orientazione dei giunti, con un $RMR_{89} > 23$ si ha: $GSI = RMR_{89} - 5$.

Durante questo studio questo metodo è stato applicato ad alcuni affioramenti di marne a Posidonomya. L'indagine si è limitata ad una valutazione di campagna e quindi ad una definizione dell'ammasso mediante comparazione visiva del GSI.

I risultati sono comunque stati correlati alle classificazioni di Bieniawski e VEL utilizzate in questo studio.

6.2.1.2. Materiali e metodi di indagine

POINT LOAD TEST

La prova è stata eseguita su campioni di forma irregolare e dimensioni comprese tra i tre ed i sei centimetri, prelevati sull'affioramento e con un contenuto d'acqua naturale (il contenuto in acqua può alterare la misura dell'indice di resistenza anche di un valore pari al 100%). Alcuni campioni molto umidi ed alterati presentano delle caratteristiche di resistenza completamente diverse da quelle osservate su campioni della stessa formazione; un esempio è costituito dalla maiolica che si trova sul sentiero che dal torrente Ruffa si inerpicava verso Trassilico, la resistenza a compressione uniassiale è molto più bassa di quella misurata sulla stessa roccia in altre zone ($I_{s(50)} = 2,45$ vs $I_{s(50)} = 5,67$; dove I_s è l'Indice di resistenza al carico puntuale).

La metodologia consiste nel porre il campione tra due punte di acciaio di forma conica con angolo di 60° . Dopo aver misurato la distanza tra le due punte il campione viene portato a rottura, imponendogli un carico puntuale mediante un apposito sistema di carico (braccio di carico, pompa e martinetto). Il carico di picco viene reso da un apposito strumento di misura.



Figura 29- Apparecchio per l'esecuzione del point load test.

La resistenza al carico di punta è data dal rapporto tra il picco di carico P (daN) ed il quadrato della distanza fra le punte D (mm):

$$I_s = P/D^2$$

I valori di I_s sono, inoltre, influenzati dalla forma e dalle dimensioni del campione. Per rendere confrontabili i valori ottenuti su campioni di differenti dimensioni si utilizza una “Size Correction Chart” che permette di ricavare un valore di I_s riferito ad un diametro standard di 50mm.

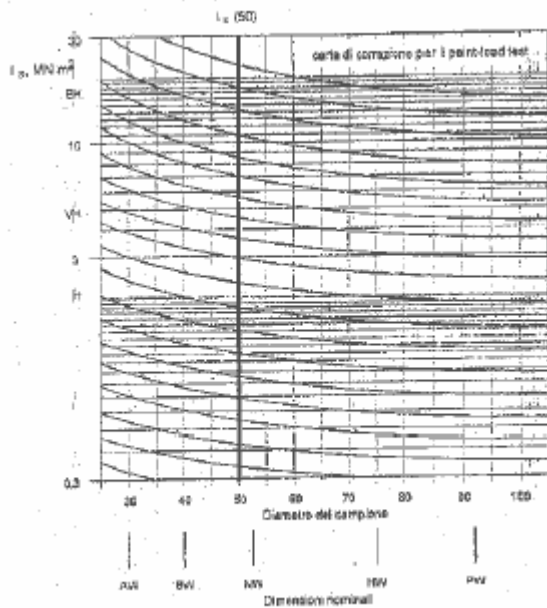


Figura 30- Size correction chart

Oltre alla forma ed al contenuto in acqua la misura viene condizionata da altri fattori (eventuali discontinuità interne al campione, spessore del campione), per questo motivo è stato opportuno effettuare 10 misure per ogni campione, fare una stima dell'errore commesso, e confrontarle con i risultati ottenuti direttamente sull'affioramento con il martello di Schmidt.

L'indice di resistenza calcolato al Point Load può essere correlato al valore di resistenza a compressione monoassiale mediante la seguente relazione:

$$\sigma_c = 24 * I_{s(50)}$$

SCLEROMETRO DI SCHMIDT

Per la misura della resistenza a compressione uniassiale su porzioni integre degli affioramenti è stato utilizzato il martello di Schmidt di tipo 'L' disponibile presso il laboratorio di geotecnica del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa.

Lo strumento misura il rimbalzo di un pistoncino metallico che viene premuto ortogonalmente alla superficie della roccia percuotendola violentemente per la spinta fornita da una molla.

L'utilizzo di questo strumento è subordinato ad una serie di accorgimenti: pulizia e raschiatura della superficie di roccia in esame per mezzo di una pietra abrasiva, al fine di eliminare rugosità e superfici di alterazione; posizionamento dello

strumento ortogonalmente alla superficie considerata; ubicazione della misura su porzioni integre dell'affioramento.

La misura effettuata con lo sclerometro può essere affetta da un errore notevole (per valori superiori a 100 MPa questo è mediamente $\geq \pm 50\text{MPa}$), per tale motivo per ogni misura sono state effettuate almeno dieci letture.

L'indice di rimbalzo viene correlato alla resistenza a compressione uniaassiale in funzione del peso di volume della roccia su cui è stata effettuata la misura, mediante un grafico che, inoltre, corregge la misura in funzione della orientazione dello strumento.

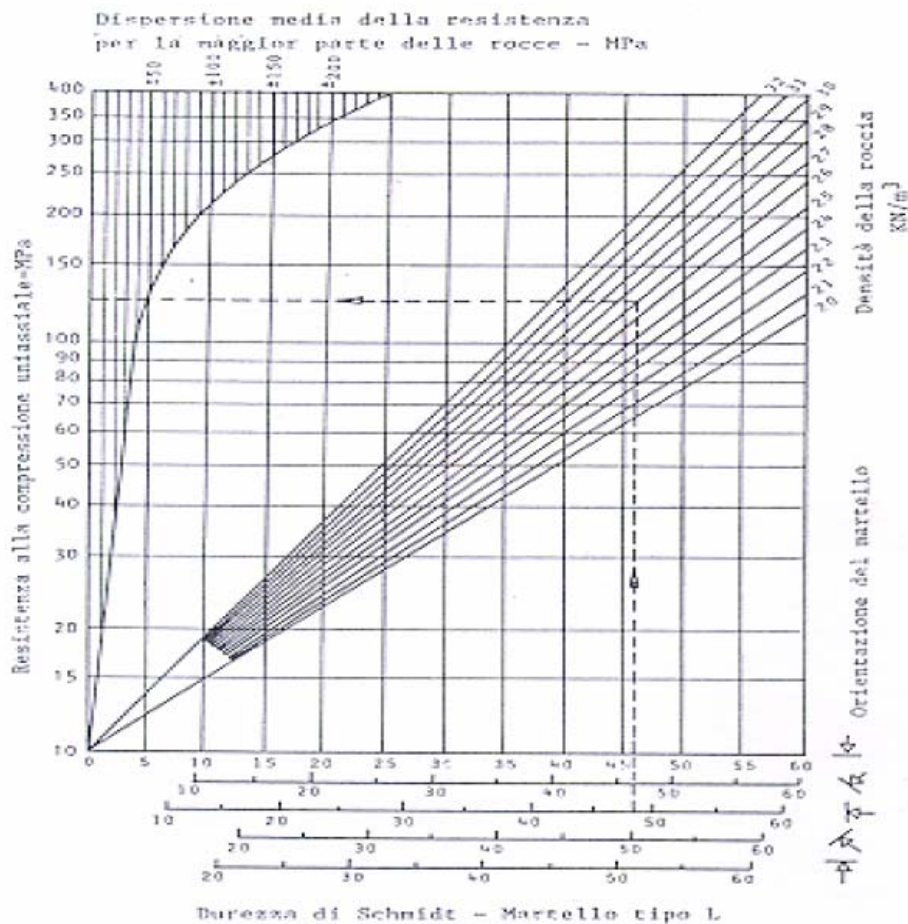


Figura 31- Grafico per il calcolo della compressione uniaassiale in relazione all'indice di rimbalzo, la densità del materiale e l'orientazione dello strumento.

La resistenza alla compressione uniassiale (MPa) può essere calcolata, anche, mediante la relazione di Miller (1966): $\sigma_c = 10^{(0,00088\gamma R+1,01)}$ dove R è l'indice medio di rimbalzo e γ è il peso di volume espresso in KN/m^3 .

Data la alta probabilità di commettere errori, in parte dovuti all'operatore ed in parte ai limiti delle metodologie di indagine, i valori dell'indice di rimbalzo sono stati correlati alla resistenza a compressione uniassiale sia con il grafico di figura 29 che con la relazione di Miller; i valori in MPa sono stati confrontati con i valori dell'indice Is.

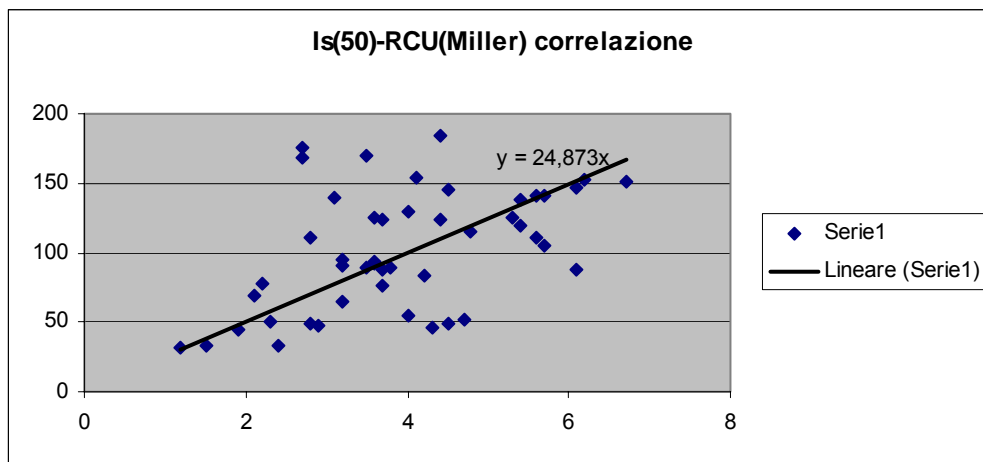


Figura 32-Grafico che riporta la correlazione tra Is e RCU calcolata con la relazione di Miller.

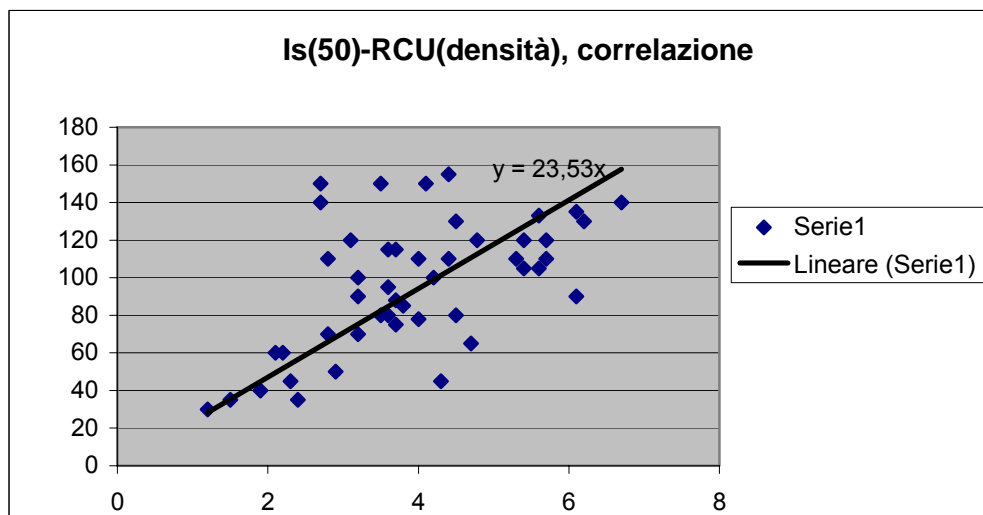


Figura 33-Grafico che riporta la correlazione tra Is ed RCU calcolata mediante il metodo grafico.

La correlazione tra i differenti tipi di analisi risulta buona, attestandosi su valori prossimi a 24.

Di seguito vengono illustrati i valori relativi di Resistenza a Compressione Uniassiale (RCU) per ogni litologia; sulla Scaglia Toscana la valutazione della resistenza è stata condotta tramite prove manuali, con l'eccezione di un livello arenaceo riportato nelle tabelle.

	RCU (Miller)	
Formazione	Media MPa	DEV. ST.
LIM	111,9146	
SVL	115,2736	29,5854
MAI	132,3544	42,40465
CCA	60,3478	21,10965
MAS	125,626	51,95894
RSA	141,5866	
PSM	84,1998	
STOaren.	124,9375	
MAC	61,85953	25,40261
STO3	115,0578	40,32967
POD	87,38085	

Tabella 15-Valori di RCU medi per formazione calcolati mediante la formula di Miller e valori di deviazione standad.

	RCU (metodo grafico)	
Formazione	Media MPa	DEV.ST
LIM	100	
SVL	105	30
MAI	115	34,27827
CCA	65,25	23,25762
MAS	115	1,262933
RSA	133	
PSM	80	
STOaren	115	
MAC	66,25	28,62941
STO3	114,2857	30,05946
POD	80	

Tabella 16-Valori di RCU medi per formazione calcolati mediante il metodo grafico e relativi valori di deviazione standard.

	Is(50) Mn/m ²	
Formazione	media	DEV:ST
LIM	4,16	
SVL	5,133333	1,266228
MAI	3,728571	1,527213
CCA	3,075	0,906918
MAS	4,7	1,262933
RSA	4	1,442221
PSM	5,266667	
STOaren	3,6	
MAC	2,775	1,216161
STO3	4,054286	0,940547
POD	3,633333	

Tabella 17-Valori di Is(50) medi per formazione e deviazione standard.

Valori di resistenza medi per formazione		
formazione	RCU MPa	DEV.ST.
LIM	99,84	
SVL	123,2	30,38947186
MAI	89,48571	36,65312304
CCA	73,8	21,76602858
MAS	112,8	30,31039426
RSA	96	34,61329224
PSM	94,8	
STOar.	86,4	
MAC	59,2	36,0399778
STO3	85,14	40,25213677
POD	65,4	
GRE	91,2	
MDL	100,8	
CLF	96	
FAF	64,8	10,18233765
DSD	r6	prove manuali
STO	r5	prove manuali
Brecce calcareo silicee	r3-r4	prove manuali

Tabella 18-tabella riassuntiva in cui sono illustrati i valori di RCU medi per formazione. La resistenza delle formazioni Diaspri e Scaglia Toscana sono state valutate mediante prove manuali.

DETERMINAZIONE DEI PESI DI VOLUME

La determinazione dei pesi di volume per ogni formazione è avvenuta in laboratorio.

La pesata di ogni campione è stata effettuata in acqua mediante l'utilizzo di un picnometro: la roccia viene dapprima dimensionata opportunamente e pulita, poi

pesata a secco; successivamente si provvede all'impermeabilizzazione del campione, mediante vernice fissativa, e si procede con una seconda pesata del campione impermeabilizzato; si effettua una pesata del contenitore colmo di acqua fino al punto 0; si pesa il contenitore colmo d'acqua con immerso il campione.

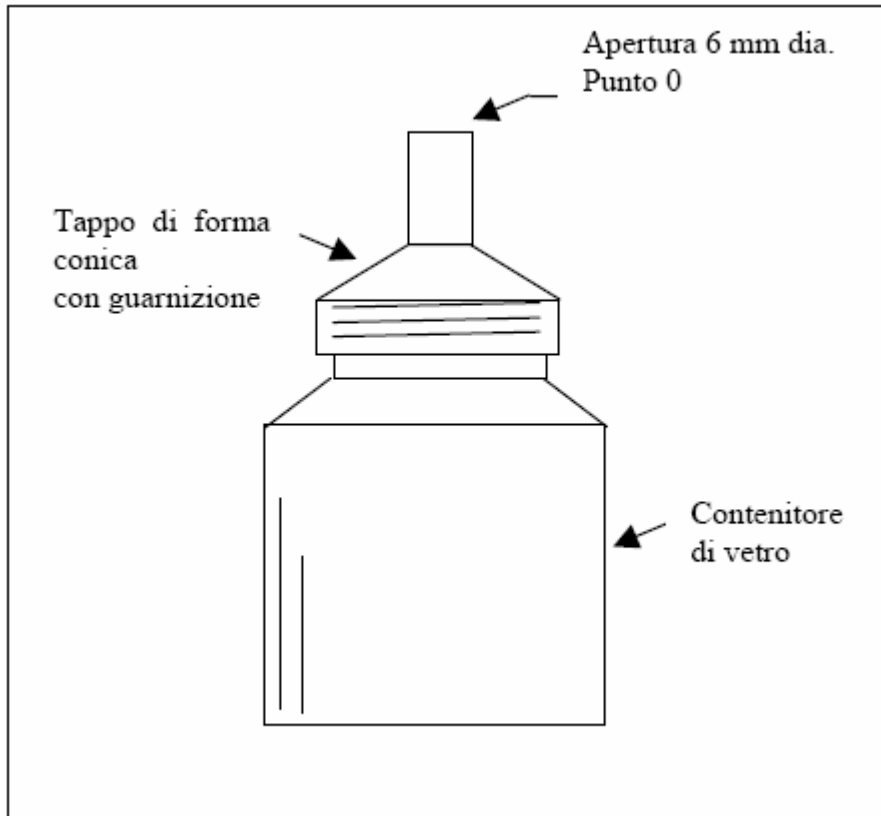


Figura 34- Contenitore di vetro per la misura del peso di volume.

Il peso di volume di ogni campione è dato dalla relazione:

$$P_v = (P_c \cdot d_{H_2O}) / (P_1 - P_2 + P_c)$$

Dove P_v è peso di volume del campione; P_c è peso del campione secco; d_{H_2O} è la densità dell'acqua alla temperatura a cui è stata effettuata la misura; P_1 e P_2 rappresentano rispettivamente il peso del contenitore colmo d'acqua e quello dello stesso contenitore colmo d'acqua insieme al campione; P_{ci} è il peso del campione impermeabilizzato.


Di seguito, in tabella, sono riportati i valori del peso di volume relativi ai litotipi dell'area.

Formazione	Peso di volume g/cm ³	
	media	DEV.ST
LIM	2,65	-
SVL	2,656667	0,025166
MAI	2,672857	0,035923
CCA	2,4625	0,180624
MAS	2,69	0,021213
RSA	2,66	-
PSM	2,51	
STOaren	2,7	
MAC	2,42625	0,126597
STO3	2,58	0,153731
POD	2,636667	

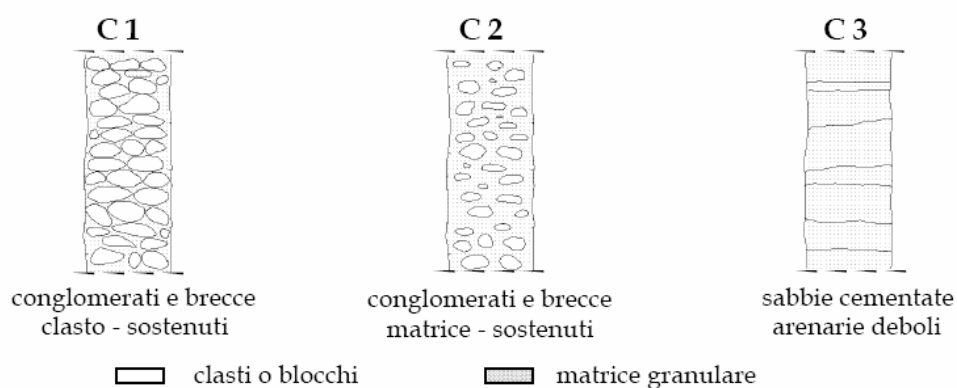
Tabella 19-Pesi di volume medi stimati per formazione.

6.2.2. Materiali a comportamento intermedio

U.L.T. C.

 C - Breccie conglomerati e sabbie con medio grado di cementazione

STRUTTURA DELL'AMMASSO



Questa ULT comprende rocce caratterizzate da una competenza variabile costituite da materiale prevalentemente granulare con grado di cementazione medio basso, che presentano caratteristiche intermedie tra quelle delle rocce e quelle dei terreni. Questa ULT è stata riscontrata nella zona vicino Case Catagnola e nella zona vicino S.Pellegrinetto. La gran parte delle breccie appartenenti alla formazione del nummulitico sono state classificate con l'ULT C e presentano un valori di durezza medio-alti, anche se dalle analisi effettuate si è dedotto che, comunque, la rottura avviene in corrispondenza di elementi di debolezza e lungo il contatto matrice-clasto.

Su alcuni campioni è stata effettuata la prova Point Load, mentre non è stato opportuno effettuare sclerometrie a causa della irregolarità e delle ridotte dimensioni delle superfici disponibili, condizione che rende inesatta la valutazione tramite martello di Schmidt.




Per la classificazione di queste rocce, quindi, sono state effettuate prevalentemente prove manuali e correlate con i dati del Point Load Test; i valori di resistenza sono relativi alle classi r3 ed r4 del VEL.

Nell'area non sono state osservate litologie riconducibili alla U.L.T. D.

6.2.3. Copertura


U.L.T. E: comprende materiali granulari sciolti o con grado di cementazione basso.

GRANULOMETRIA DOMINANTE

-  **E 1** - Ciottoli e blocchi
(elementi lapidei di dimensioni mediamente > 60 mm)
-  **E 2** - Ghiaie
(elementi lapidei compresi mediamente tra 2 - 60 mm)
-  **E 3** - Sabbie
(granuli di dimensioni comprese tra 2 mm. e 0,06 mm)

U.L.T. F: comprende terreni coesivi a bassa consistenza.

GRANULOMETRIA DOMINANTE

 **F** - Limi e Argille

Ove sia possibile è opportuno distinguere le due granulometrie.

 **F 1**- Limi

 **F 2** - Argille

Le coperture detritiche, originate dalla alterazione del substrato roccioso, sono rappresentate nella zona da depositi di estensione molto varia e ampiamente distribuite. Queste infatti sono prodotte da tutti i tipi di roccia e si trovano sui versanti come placche di estensione e spessore variabile (fino a 5 m), nelle depressioni dove la presenza dell'acqua favorisce il disfacimento del materiale lapideo, e negli impluvi dove viene trasportato dalle acque.

Le coperture sono rappresentate da materiale prevalentemente granulare monogenico in cui possono distinguersi elementi grossolani con dimensioni varie, a volte superiori ai 5 cm; il grado di arrotondamento dei ciottoli è vario, in generale subarrotondato ma non mancano elementi spigolosi o con forma aciculare nel caso in cui siano il prodotto del disfacimento della Scaglia Toscana. Spesso sono interessate da fenomeni di movimento lento o anche repentino.

Sul detrito di copertura sono state svolte osservazioni in campagna successivamente integrate con analisi in laboratorio.

Le osservazioni e prove manuali sono state fatte al fine di raggruppare, in prima istanza, i campioni simili e, quindi, ridurre il numero di prove ed analisi in laboratorio.

In primo luogo i materiali sono stati identificati sulla base delle loro caratteristiche granulometriche. La stima delle componenti è stata condotta mediante osservazioni ad occhio nudo e con lente 10X, ed ha permesso la distinzione del materiale granulare, quindi sabbie e ghiaie ($\varnothing > 0,06$ mm), da quello fine. La stima

delle componenti fini si è svolta sulla base delle sensazioni tattili che il materiale forniva.

Successivamente alla identificazione della componente granulometrica principale il terreno è stato osservato nel complesso per identificare la presenza di superfici di discontinuità o fessurazioni.

Il grado di consistenza dei materiali coesivi è stato valutato attraverso prove manuali, sulla base della capacità di essere modellati tra le dita.

Il grado di addensamento nei materiali granulari è stato messo in relazione alla attitudine di questi ad essere scavati con una pala.

Tutte le prove sono state condotte ad una profondità variabile di 15-20 cm in piccole buche realizzate nella fase preliminare all'analisi; l'intento è stato quello di prelevare dei campioni rappresentativi del livello detritico e quindi eliminare l'orizzonte più superficiale; questo infatti subisce fenomeni di alterazione ed arricchimento in sostanze organiche e dunque potrebbe condurre ad una sovrastima del materiale fine.

Suffisso	N(Spt)	Descrizione	Prove manuali
a 1	30 - 50	Addensato	Non è sufficiente la pala per scavarlo
a 2	10 - 30	Moderatamente addensato	Può essere scavato con la pala con molta difficoltà
a 3	4 -10	Poco addensato	Può essere scavato con la pala con difficoltà
a 4	< 4	Sciolto	Può essere scavato con la pala

Tabella 20-Stato di addensamento dei materiali granulari.

Suffisso	Resistenza penetrometro tascabile	N(Spt)	Descrizione Prove manuali
s 1	> 500 kPa	> 30	TERRENO COESIVO ESTREMAMENTE CONSISTENTE Può essere scalfito con difficoltà con l'unghia del pollice
s 2	250 - 500 kPa	15 - 30	TERRENO COESIVO MOLTO CONSISTENTE Può essere scalfito con l'unghia del pollice. Non può essere modellato con le dita
s 3	100 - 250 kPa	8 - 15	TERRENO COESIVO CONSISTENTE Non può essere modellato con le dita
s 4	50 - 100 kPa	4 - 8	TERRENO COESIVO MODERATAMENTE CONSISTENTE Può essere modellato solo con forte pressione delle dita
s 5	25 - 50 kPa	2 - 4	TERRENO COESIVO POCO CONSISTENTE Può essere facilmente modellato con le dita
s 6	< 25 kPa	< 2	TERRENO COESIVO PRIVO DI CONSISTENZA Cede acqua se compresso con le dita

Tabella 21-Stato di consistenza dei terreni coesivi.

Suffisso	Descrizione
t 1	presenza di frammenti di dimensioni maggiori
t 2	presenza di frazione sabbiosa
t 3	presenza di frazione interstiziale coesiva, ma non sufficiente ad alterare il carattere granulare globale del terreno
t 4	presenza di materiale torboso

Tabella 22-Tessitura dei materiali

Suffisso	Descrizione
f 1	fissilità primaria
f 2	fessurazione secondaria
f 3	superfici di taglio preesistenti

Tabella 23-Discontinuità nel materiale.

In diversi punti sulle coperture sono stati prelevati campioni per l'analisi in laboratorio. Il prelievo è stato effettuato tramite una fustella di diametro 4 cm e lunghezza 20 cm, infissa nel terreno mediante percussione ed estratta dopo una rotazione completa lungo la direzione della sezione. Il materiale prelevato è mediamente del peso di 200-300g.

6.2.3.1. Analisi di laboratorio

La descrizione più precisa di questi materiali è stata svolta in laboratorio.

I campioni di terreno prelevati in campagna sono stati disgregati per via umida in laboratorio ed analizzati al fine di definire, per ognuno di essi, le caratteristiche litotecniche principali.

Il campionamento è stato eseguito mediante una fustella del diametro di 40 mm infissa nel terreno a percussione. Il prelievo dei campioni è stato effettuato ad una profondità di circa 15 cm per evitare che i risultati si riferissero ad una porzione superficiale poco rappresentativa dell'intero spessore del deposito.

Le analisi di laboratorio sono state indirizzate soprattutto ad una identificazione più precisa della frazione limo-argillosa e delle sue caratteristiche. Il materiale fine (frazione limo-argillosa), che nell'area di studio non è mai la componente principale, determina comunque alcune caratteristiche sui depositi prevalentemente sabbiosi. Le particelle di dimensioni inferiori a 0,060 mm trattengono meglio l'acqua; quelle di dimensioni ancora inferiori sono il prodotto di trasformazioni chimiche e con l'acqua formano un gel. In generale una dimensione minore delle particelle corrisponde ad una maggiore superficie specifica di queste e quindi ad un maggiore effetto di repulsione o attrazione tra i singoli granuli o tra questi e l'acqua determinando fenomeni di rigonfiamento e diminuendo la capacità di adattamento a repentine condizioni di stress.

Potrebbero essere dovuti alla presenza di frazione fine fenomeni di reptazione o deformazioni lente. Anche la posizione assunta su alcuni versanti e la ripidità di alcune placche detritiche che, in alcuni casi, assumono una pendenza che arriva fino a 60°, possono essere determinati dalla presenza della frazione fine.

ANALISI GRANULOMETRICA

L'analisi è stata svolta per determinare la distribuzione percentuale in peso dei grani secondo le loro dimensioni.

Il materiale è stato successivamente classificato facendo riferimento alle norme AGI (Associazione Geotecnica Italiana).

L'analisi granulometrica si è svolta in tre fasi:

1. disgregazione per via umida: il campione è stato disgregato con il passaggio di acqua deionizzata su una pila di tre setacci, dei quali l'ultimo

era sempre quello corrispondente a maglie con diametro pari a 0,045mm mentre gli altri venivano scelti a seconda del materiale di volta in volta. L'acqua oltre a disgregare il materiale lo distribuisce nei setacci a seconda delle dimensioni; l'ultimo passaggio avviene attraverso una carta-filtro che trattiene le particelle più fini, con dimensioni inferiori a 0,045 mm, passanti all'ultimo setaccio.

2. setacciatura: dopo l'essiccazione in stufa a 105° il materiale è stato fatto passare attraverso una colonna di setacci corrispondenti a granulometrie decrescenti verso il basso. Alla fine di questo processo è stato pesato il materiale trattenuto in ogni vaglio. I risultati vengono adoperati per una stima del passante ad ogni setaccio e quindi per il calcolo delle percentuali di materiale inferiore a determinate dimensioni. La colonna di setacci ASTM utilizzata è rappresentata dalla sequenza, in ordine decrescente per diametro delle maglie: 25mm; 12,5mm; 6,3mm; 2mm; 1mm; 0,425mm; 0,250mm; 0,150mm; 0,106mm; 0,075mm; 0,045mm.

DENOMINAZIONE DEI SETACCI	
AGI	ASTM
25	1in
12,5	1/2in
6,3	1/4in
2	No10
1	No18
0,425	No40
0,25	No60
0,15	No100
0,106	No140
0,075	No200
0,045	No325

Tabella 24-Dimensioni nominali delle maglie dei setacci utilizzati per la vagliatura meccanica in laboratorio.

3. sedimentazione: è il procedimento servito per determinare le proporzioni della parte più fine del terreno analizzato. Una quantità di terreno, con granulometria inferiore a 0,106mm, pari a 10g viene messa in 250 ml di una soluzione disperdente contenente 250 ml di acqua deionizzata, 8,75g di Esametafosfato di Sodio, 1,75g di Carbonato di Sodio. La dispersione e la flottazione delle particelle nel liquido è stata favorita da uno strumento costituito da una piccola elica collegata ad un motore per mezzo di un

braccio rigido; questa è stata fatta ruotare per circa due minuti nella soluzione durante la fase immediatamente anteriore alla prima misurazione. Vengono effettuate delle letture a determinati istanti di tempo sulla scala graduata di un densimetro immerso nella soluzione acqua-terreno; la prima misura si pratica sulla soluzione ancora agitata, a pochi secondi dalla operazione precedente. Il densimetro staziona a livelli differenti, durante la prova, a seconda del contenuto di particelle presenti nella soluzione. Questa analisi si basa sul principio della legge di Stokes, che valuta la velocità di una particella in un fluido viscoso:

$$v = [(\gamma_s - \gamma_w) / 1800\eta] d^2 \text{ cm/s}$$

dove: γ_s è il peso specifico della sfera g/cm^3 ; γ_w è il peso specifico del liquido g/cm^3 ; d è il diametro della sfera cm ; η la viscosità del liquido g/cm s

Il diametro d risulta quindi da:
$$d = \sqrt{\frac{1800\eta}{\gamma_s - \gamma_w} v} \quad (\text{cm})$$

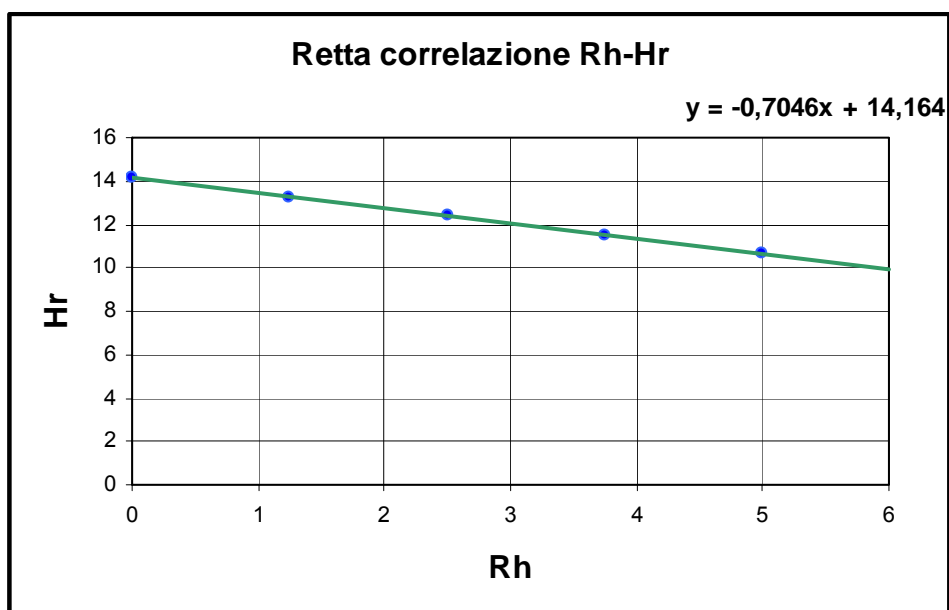
La lunghezza tra il pelo dell'acqua e il baricentro del densimetro corrisponde alla distanza percorsa dalle particelle di terreno durante il processo di deposizione al fondo del cilindro graduato; questa viene presa in esame nella valutazione della velocità v .

La relazione tra la distanza percorsa dalle particelle di terreno e la lettura del densimetro è espressa dall'equazione:

$$H_r = a + b * R_h \quad (\text{cm})$$

Dove: H_r = distanza percorsa dalle particelle cm

$R_h = (R-1) V$; dove R è la lettura di densità effettuata al densimetro R , V il volume della soluzione ml ; R_h rappresenta la lettura sullo stelo al densimetro; "a" e "b" sono due parametri di correzione che caratterizzano la retta di correlazione R_h - H_r raffigurata nella figura seguente.



Il termine Hr viene determinato dalla relazione:

$$Hr = Hl + \frac{1}{2} \left(Vb - \frac{Vb}{Sc} \right) \text{ (cm)}$$

Con: Hl = distanza dalla base dello stelo al menisco che segna il livello a cui staziona il densimetro nell'acqua in quel momento

Hb = altezza del bulbo (cm)

Vb = volume del bulbo (cm³)

Sc = sezione del cilindro di sedimentazione (cm)

Il valore letto sullo stelo del densimetro non corrisponde al pelo libero dell'acqua ma è relativo al menisco che si forma sulla bacchetta graduata per un fenomeno di capillarità; è quindi necessario determinare un termine correttivo Cm, detto correzione di menisco.

Il fattore Cm viene calcolato dalla differenza tra due valori: $Cm = R1 - R2$; dove R1 è la lettura data dall'intersezione fra il pelo libero dell'acqua e lo stelo del densimetro; R2 è la lettura sullo stelo graduato in corrispondenza del limite superiore del menisco. Generalmente il valore di Cm corrisponde a 0,5 mm.

La lettura al menisco viene trasformata in lettura al pelo libero dell'acqua con la relazione:

$R'h = Rh + Cm$; dove $R'h$ è la lettura dopo la correzione al menisco.

La formula di Stokes fornisce il valore relativo alle dimensioni delle particelle di terreno:

$$d = \sqrt{\frac{1800\eta}{\gamma_s - \gamma_w}} * \sqrt{\frac{Hr}{\delta t}}$$

$$\text{con: } \eta = \frac{1,81 \cdot 10^{-5}}{1 + 0,034T + 0,00022T^2} \quad (\text{g sec/cm}^2) \quad (\text{Poiseuille, 1840})$$

γ_s = peso specifico delle particelle di terreno (g/cm^3)

γ_w = densità dell'acqua distillata (g/cm^3) = 1

δt = tempo, espresso in secondi, corrispondente alla lettura Hr
misurato a partire dall'inizio della prova

La percentuale di terreno avente diametro inferiore al valore d , cioè la percentuale di passante all'ideale setaccio di apertura d , è data dall'equazione:

$$\% = R'h \frac{100}{P_s} \frac{\gamma_s}{\gamma_s - \gamma_w}$$

dove: $R'h$ = lettura di densità corretta

P_s = il peso secco del materiale utilizzato per la prova

Con la prova di sedimentazione si completa l'analisi granulometrica delle terre; infatti la prova con il densimetro completa quella per setacciatura meccanica, fornendo le dimensioni delle particelle più fini. La prova viene effettuata sul passante al diametro 0,106mm per avere un range di valori sovrapponibili ed avere un intervallo continuo di valori ottenuti con i due procedimenti, la setacciatura e la sedimentazione.

CAMPIONE 2							
Volume=		255	Passante al ϕ =	%passante= 10,17111		ms= 10	
T	Rh	Rh (250ml)	Rh'	Hr	D	p%	%tot
5	1,023	5,865	6,365	13,04312	0,168151	101,0889	10,28187
60	1,016	4,08	4,58	13,35746	0,049122	72,73956	7,398421
120	1,013	3,315	3,815	13,49218	0,034909	60,58983	6,162658
180	1,012	3,06	3,56	13,53708	0,028551	56,53992	5,750737
300	1,011	2,805	3,305	13,58199	0,022152	52,49001	5,338817
600	1,008	2,04	2,54	13,71671	0,015741	40,34028	4,103054
900	1,0075	1,9125	2,4125	13,73916	0,012863	38,31533	3,897094
1800	1,005	1,275	1,775	13,85142	0,009133	28,19055	2,867292
3600	1,0045	1,1475	1,6475	13,87388	0,006463	26,16559	2,661331
7200	1,0035	0,8925	1,3925	13,91878	0,004577	22,11569	2,249411
14400	1,003	0,765	1,265	13,94123	0,003239	20,09073	2,04345
28800	1,002	0,51	1,01	13,98614	0,002294	16,04082	1,631529

Figura 35- Foglio di lavoro "Excel" con cui sono stati elaborati i dati del processo di sedimentazione. L'esempio si riferisce ad uno dei campioni analizzati in laboratorio.

Dal procedimento intero, vagliatura meccanica e sedimentazione, si ricavano le percentuali componenti il materiale e si costruisce una curva dove sono indicate: in ordinate ed in scala aritmetica le percentuali di passante ad un dato setaccio; in ascisse le dimensioni dei grani corrispondenti in scala logaritmica.

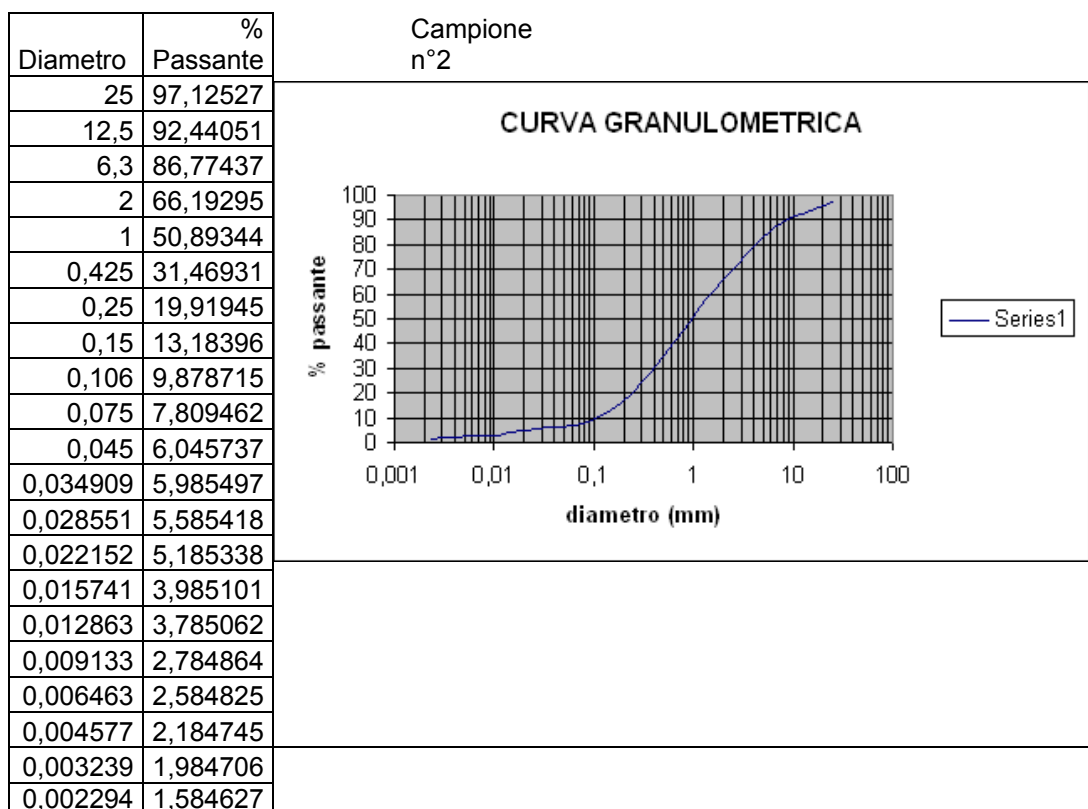


Figura 36- Foglio di lavoro excel con granulometria completa e relativa curva granulometrica. Nella tabella a destra sono indicate l'apertura dei setacci, nella prima colonna e le percentuali di passante nella seconda. L'esempio si riferisce ad un campione analizzato in laboratorio.

Le percentuali utilizzate per la costruzione della curva granulometrica si riferiscono alla frazione di materiale passante ad un setaccio o ad un ideale setaccio (quando si valuta la frazione con diametro inferiore a 0,045mm), e si riferiscono quindi alla percentuale di materiale che ha una dimensione inferiore del diametro delle maglie considerate.

Nella tabella che segue sono riportate le frazioni granulometriche relative ai campioni delle coperture detritiche dell'area analizzati. La stima di tutte le componenti è stata effettuata utilizzando i dati della setacciatura meccanica uniti a quelli della sedimentazione.

I campioni nelle tabelle successive verranno indicati con il termine che riguarda la loro origine:

- campione 1 copertura sul Calcere Selcifero della Val di Lima
- campione 2 copertura del Calcere Selcifero di Limano
- campione 3 copertura del Calcere Cavernoso
- campione 4 copertura del Calcere Massiccio
- campione 5 copertura sul Macigno
- campione 6 detrito di frana
- campione 7 copertura sulla Maiolica
- campione 8 copertura sul Macigno
- campione 9 copertura sull'alternanza Scaglia Toscana Calcareniti di Montegrossi
- campione 10 detrito di frana
- campione 11 copertura sull'alternanza Scaglia Toscana Calcareniti di Montegrossi
- campione 12 cono detritico
- campione 13 copertura sulle Marne a Posidonomya
- campione 14 cono alluvionale
- campione 15 copertura sul Macigno

I macereti di frana presentano tutti valori analoghi per questo nelle tabelle non compare il campione 10.

CARATTERIZZAZIONE GRANULOMETRICA DELLE COPERTURE NELL'AREA			
ORIGINE	FRAZ. GRANULARE		FRAZ. COESIVA
	GHIAIA	SABBIA	LIMO
SVL	19,5591	73,14371	7,297188608
LIM	33,80705	58,38348	7,809462087
CCA	3,958299	62,37172	33,66997882
MAS	40,84961	43,87961	15,2707872
MAC	2,393546	72,39555	25,21089984
FRANA	67,4397	28,77836	3,781932353
MAI	42,13539	48,74722	9,11739503
MAC	36,20709	51,74685	12,04606822
STO+STO3	38,1364	53,60999	8,253606915
STO+STO3	33,70057	56,6454	9,654028836
CONO DETR.	48,84686	46,10858	5,044560854
POD	31,93142	60,63934	7,429234753
CONO ALL.	48,63473	46,02305	5,34221902
MAC	10,58027	68,32069	21,09903629

Tabella 25-Schema con la composizione granulometrica delle coperture detritiche analizzate nell'area di Trassilico e S. Pellegrinetto.

Nella figura seguente sono riportate le curve granulometriche relative ai campioni delle coperture detritiche presenti nell'area.

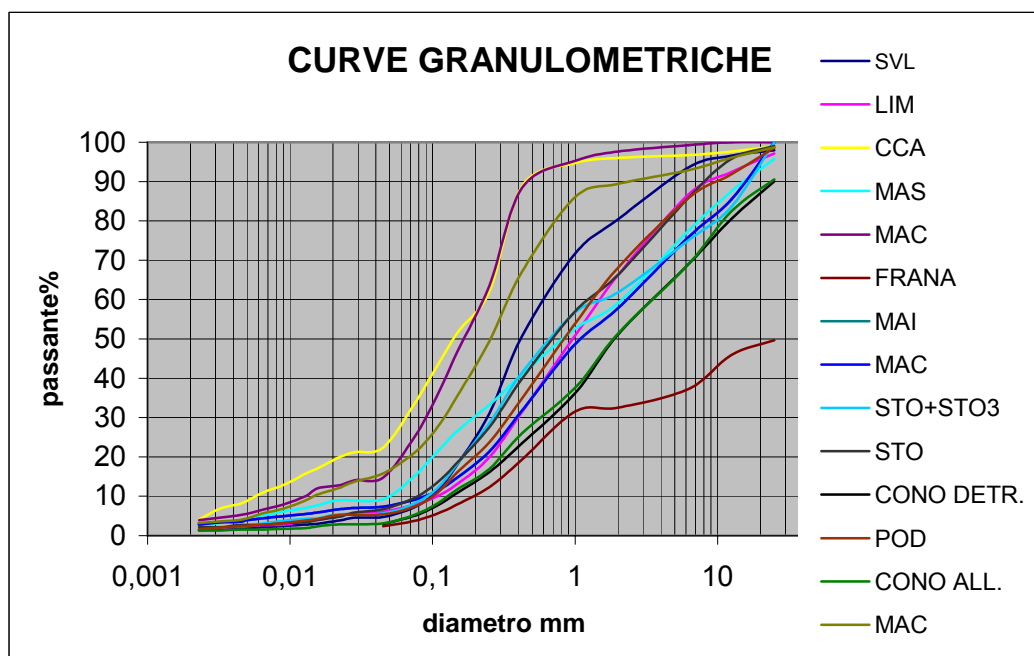


Figura 37-Curve granulometriche relative alle coperture dell'area. Le sigle si riferiscono all'origine del detrito o della copertura.

CLASSIFICAZIONE GRANULOMETRICA

La classificazione delle coperture è stata condotta, utilizzando i dati ottenuti in laboratorio, facendo riferimento alle prescrizioni delle norme AGI ed al sistema unificato di classificazione dei terreni (USCS).

Il materiale è stato suddiviso in quattro grandi gruppi di appartenenza in funzione della granulometria:

- ghiaia: elementi con dimensioni > 2mm
- sabbia: granuli di dimensioni comprese tra 2 e 0,06mm
- limo:granuli di dimensioni comprese tra 0,06 e 0,002mm
- argilla: particelle fini con dimensioni inferiori ai 0,002mm

Il termine identificativo del terreno è stato attribuito sulla base della presenza e dell'abbondanza dei termini sopra elencati. La classe granulometrica più rappresentativa in quantità definisce il primo termine; i nomi successivi indicano le classi secondarie, seguono dal più al meno abbondante e sono preceduti da preposizione o seguiti da suffisso che ne indicano la percentuale presente:

- la preposizione “con” indica una quantità di materiale compresa tra il 25% ed il 50%, (es. ghiaia con sabbia);
- il suffisso “oso” indica una percentuale compresa tra il 15% e il 25%, (es. sabbia limosa);
- il termine descrittivo preceduto dall'aggettivo debolmente e seguito dal suffisso “oso” indica la presenza di una frazione compresa tra il 5% ed il 15%, (es. sabbia debolmente limosa).

ORIGINE	CLASSIFICAZIONE DELLE COPERTURE SECONDO LA NORMATIVA AGI
SVL	SABBIA GHIAIOSA DEBOLMENTE LIMOSA
LIM	SABBIA CON GHIAIA DEBOLMENTE LIMOSA
CCA	SABBIA CON LIMO
MAS	SABBIA CON GHIAIA LIMOSA
MAC	SABBIA CON LIMO
FRANA	GHIAIA CON SABBIA
MAI	SABBIA CON GHIAIA DEBOLMENTE LIMOSA
MAC	SABBIA CON GHIAIA DEBOLMENTE LIMOSA
STO+STO3	SABBIA CON GHIAIA DEBOLMENTE

	LIMOSA
STO+STO3	SABBIA CON GHIAIA DEBOLMENTE LIMOSA
CONO DETR.	GHIAIA CON SABBIA DEBOLMENTE LIMOSA
POD	SABBIA CON GHIAIA DEBOLMENTE LIMOSA
CONO ALL.	GHIAIA CON SABBIA DEBOLMENTE LIMOSA
MAC	SABBIA LIMOSA DEBOLMENTE GHIAIOSA

Tabella 26-Classificazione delle coperture presenti nell'area secondo le normative dell'Associazione Geotecnica Italiana.

La classificazione USCS (*Unified Soil Classification System*) rappresenta un sistema più completo ed internazionalmente riconosciuto. I terreni sono divisi in cinque gruppi principali: due a grana grossa (passante al 200 minore del 50%), e cioè ghiaie (simbolo G) e sabbie (simbolo S), e tre a grana fine (passante al 200 maggiore del 50%), e cioè limi inorganici (M), argille inorganiche (C), argille e limi organici. Ogni gruppo viene ulteriormente suddiviso in sottogruppi, sulla base delle principali proprietà indici.

Ghiaie e sabbie, quando la percentuale di fine è inferiore al 5%, sulla base del coefficiente di uniformità C_u ($C_u = D_{60}/D_{10}$; dove D_{60} è il diametro delle particelle che costituiscono il passante al 60% e D_{10} è il diametro delle particelle individuate al passante 10%) sono definite:

- ben assortite quando $C_u > 4$ e si indicano posponendo la lettera W a quella principale (G o S);

- poco assortite con $C_u < 4$ e si indicano con il termine P a seguito di quello principale.

Quando la percentuale di fine è maggiore del 12%, avendo questa una notevole influenza sul comportamento del materiale, viene considerata come elemento qualitativo del terreno. In questo caso, quindi, si eseguono i limiti di Atterberg sul passante al setaccio 40 e il materiale viene contrassegnato con:

- la lettera M se si ottiene un valore dell'indice di plasticità $< 4\%$, oppure se il punto caratteristico si trova sotto la linea A della carta di plasticità di Casagrande;

- la lettera C nel caso di un materiale con fine plastico, cioè se il PI risulta maggiore del 7% o se il punto caratteristico ricade sopra la linea A.

I terreni a grana fine sono distinti in gruppi principali sulla base della carta di plasticità ed in sottogruppi sulla scorta del limite liquido:

-con $w_l > 50\%$ si hanno argille e limi con alto valore del limite di liquidità, il simbolo utilizzato in questo caso corrisponde alla lettera H;

-con $w_l < 50\%$ si hanno terreni con basso limite di liquidità, in questo caso il termine distintivo è la lettera L.

ORIGINE	CLASSIFICAZIONE GRANULOMETRICA DELLE COPERTURE USGS
SVL	SP
LIM	SP
CCA	S-
MAS	S-
MAC 1	S-
FRANA	GP
MAI	SW
MAC 2	S-
STO	SW
STO+STO3	SW
CONO DETR.	SW
POD	SW
CONO ALL.	SW
MAC 3	S-

Tabella 27-Classificazione USGS delle coperture dell'area. I campioni contrassegnati da S- sono stati classificati sulla base dei limiti di Atterberg eseguiti sulla frazione fine.

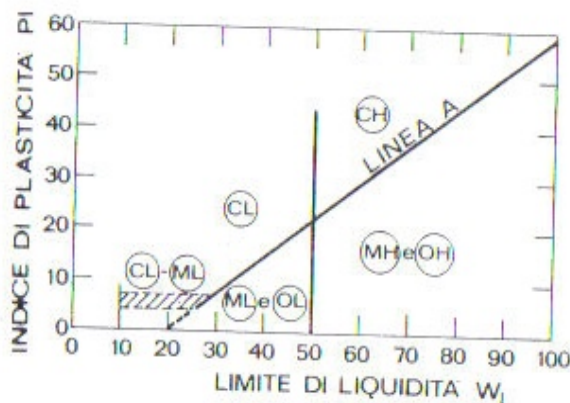


Figura 38-Carta di plasticità di Casagrande adattata al sistema unificato

La carta di plasticità di Casagrande è basata sui limiti di Attererg.

I limiti di Atterberg sono stati eseguiti sulla porzione fine delle coperture quando questa era superiore al 12%.

LIMITI DI ATTERBERG

La quantità di materiale coesivo e la qualità di materiali argillosi in una terra, rivestono una importanza notevole nella definizione delle sue caratteristiche fisiche e meccaniche. Il materiale coesivo è costituito da particelle fini, argille e limi (non tutti i limi sono coesivi), e cambia il suo stato in funzione del contenuto in acqua. L'acqua influenza il comportamento dei limi, mentre il comportamento delle argille dipende sostanzialmente dall'acqua; questo dipende dal fatto che particelle fini hanno una superficie specifica molto grande; alcune argille sono caratterizzate da superfici estese fino a $800 \text{ m}^2/\text{g}$ (Colombo 1996).

L'acqua viene adsorbita dalle argille e si formano legami più o meno stabili al loro interno; intorno alle particelle si crea una sottile pellicola di acqua adsorbita che determina fenomeni di attrazione e repulsione. All'aumentare del contenuto in acqua questa pellicola si ispessisce fino permettere alle particelle di scorrere reciprocamente.

Atterberg introdusse, nel 1911, i limiti di consistenza, partendo dalla considerazione che un materiale argilloso assume comportamenti differenti in funzione del contenuto in acqua. Atterberg definì, per il contenuto in acqua, dei limiti entro i quali le argille assumono uno stato diverso: stato solido, stato semisolido, stato plastico e stato liquido; il contenuto in acqua aumenta dallo stato solido allo stato liquido. I contenuti d'acqua corrispondenti al passaggio da uno all'altro stato sono definiti 'Limiti di Atterberg':

- Limite liquido: minimo contenuto d'acqua per il quale il terreno scorre per effetto di una piccola pressione (2-3 KPa) e si comporta come un fluido viscoso.
- Limite plastico: minimo contenuto d'acqua per il quale il terreno si deforma plasticamente senza frantumarsi.
- Limite di ritiro: contenuto d'acqua al di sotto del quale il terreno non subisce variazioni di volume se viene ulteriormente essiccato.

In questo studio, per ogni campione, sono stati determinati i limiti plastico e liquido sulla frazione di terreno passante al setaccio n° 40 (0,425 mm).

-Determinazione del limite liquido.

Il passante al setaccio n° 40 è stato bagnato con acqua deionizzata e mescolato fino ad ottenere una pastella omogenea di una certa viscosità.

Il campione viene, successivamente, spalmato con una apposita spatola nella cucchiaia della macchina di Casagrande; il materiale viene sistemato in maniera tale da ottenere una superficie piana pressochè liscia e da non contenere bolle all'interno; per questo ultimo motivo la sistemazione avviene su vari livelli esercitando una certa pressione.

Sul materiale così preparato viene praticato un solco con un apposito strumento, il solco ha dimensioni standard. L'utensile solcatore viene poggiato perpendicolarmente alla superficie e fatto scorrere su questa dal perno di aggancio della coppa all'esterno. Per evitare che si creino strappi nel materiale, lo strumento solcatore viene passato ripetutamente e delicatamente sulla superficie; il solco viene così ottenuto dopo vari passaggi e le superfici che lo delimitano risultano lisce e prive di bolle (condizione necessaria alla buona riuscita della prova).

Dopo la fase di preparazione del materiale viene azionato lo strumento. La coppa viene fatta cadere ripetutamente da un'altezza standard (1 cm) fino alla chiusura del solco per una lunghezza di circa 13mm; viene annotato il numero di colpi serviti per chiudere il solco; si preleva una parte del materiale che, dopo la pesata, viene poi riposta in stufa a 105°; successivamente si pesa la stessa porzione di materiale essiccata e si passa alla determinazione del contenuto in acqua utilizzando la formula:

$$W = \frac{(Pu + Pt) - (Ps + Pt)}{(Ps + Pt) - Pt}$$

dove (Pu+Pt) = peso del campione umido + la tara

(Ps+Pt) = peso del campione essiccato per 12 ore a 105° + la tara

Il limite liquido viene definito come il contenuto in acqua per il quale il solco praticato nel campione di argilla si chiude dopo 25 colpi.

La relazione tra il contenuto in acqua e il numero di colpi è lineare per un numero di colpi compreso tra 15 e 35. I risultati ottenuti da ogni prova vengono, quindi, inseriti in un diagramma semilogaritmico con il contenuto in acqua sull'asse delle ordinate ed il numero di colpi sulle ascisse in scala logaritmica. Dalla funzione retta ottenuta si può risalire al contenuto d'acqua relativo a 25 colpi.

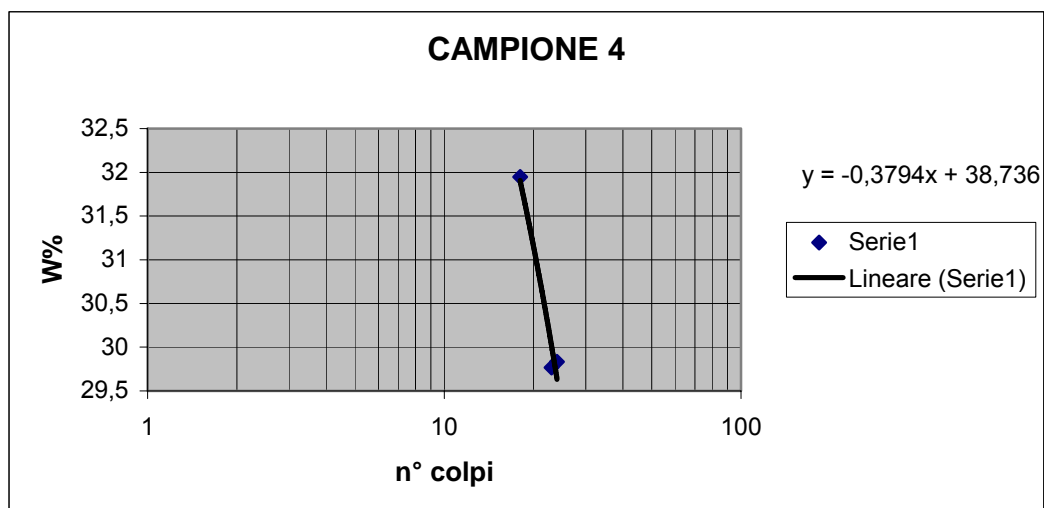


Figura 39- Grafico che esprime la relazione tra il numero di colpi ed il contenuto in acqua. Il contenuto in acqua (Wl%) è espresso in scala aritmetica sull'asse delle ordinate, mentre il numero di colpi relativo è in scala logaritmica sull'asse delle ascisse. Dall'equazione della retta di correlazione si risale al Wl% relativo ad un numero di colpi pari a 25 (29,251 nell'esempio). L'esempio riporta il campione n°4 (MAS) analizzato in laboratorio.

- Determinazione del limite plastico

Con il materiale avanzato dalla prova precedentemente descritta viene plasmata una palla di argilla. In seguito, questa porzione di argilla viene suddivisa in due parti, e per ognuna di esse si plasma un bastoncino di diametro 3mm. Il bastoncino viene ottenuto dal rotolamento dell'argilla imposto dai polpastrelli su una lastra di vetro molato. I bastoncini vengono piegati a circa 90° e si osserva la comparsa di eventuali screpolature o fratture. Il limite di plasticità si riferisce al contenuto in acqua del bastoncino che ripiegato origina nella zona di estradosso delle fessure.

Il contenuto in acqua è dato dalla relazione:

$$W = \frac{(Pu + Pt) - (Ps + Pt)}{(Ps + Pt) - Pt}$$

Dove: (Pu+Pt) = peso del campione umido + la tara

(Ps+Pt) = peso del campione essiccato + la tara

I valori ottenuti nel calcolo dei limiti di Atterberg sono molto condizionati da fattori relativi all'operatore, dipendono infatti dalla manualità e dalla velocità con cui vengono preparate ed esercitate le operazioni. Per questo motivo sono state effettuate diverse prove su ogni campione e verificate le più attendibili.

INDICE DI PLASTICITÀ

Dai valori dei limiti di Atterberg sono stati calcolati degli indici indicativi delle caratteristiche meccaniche del terreno. L'indice plastico è definito dalla differenza tra il limite liquido e il limite plastico:

$$I_p = W_L - W_p.$$

con: W_L : limite liquido

I_p : indice plastico

W_p : limite plastico

<i>I_p</i>	<i>Classi di plasticità</i>
0-5	Non plastico
5-15	Poco plastico
15-40	Plastico
>40	Molto plastico

Tabella 28-Valori dell'indice plastico e corrispondenti caratteristiche del detrito.

Campione	WL%	WP%	I _p
MAS	29,251	28,356	0,895
MAC1	30,165	27,429	2,736
MAC2	30,349	26,834	3,515
MAC3	28,423	27,091	1,332

Tabella 29-Tabella con i valori degli indici di Atterberg calcolati sui campioni con un contenuto limo-argilla >12%.

La frazione coesiva presente nelle coperture MAS, MAC1, MAC2, MAC3 (coperture analizzate con fine >12%) risulta essere di tipo ML.

ORIGINE	CLASSIFICAZIONE USGS DELLE COPERTURE
SVL	S
LIM	SP
CCA	SC
MAS	SM
MAC 1	SM
FRANA	GP
MAI	SW
MAC 2	SM
STO	SW
STO+STO3	SW
CONO DETR.	SW
POD	SW
CONO ALL.	SW
MAC 3	SM

Tabella 30-Classificazione USGS delle coperture dell'area.

6.3. Risultati

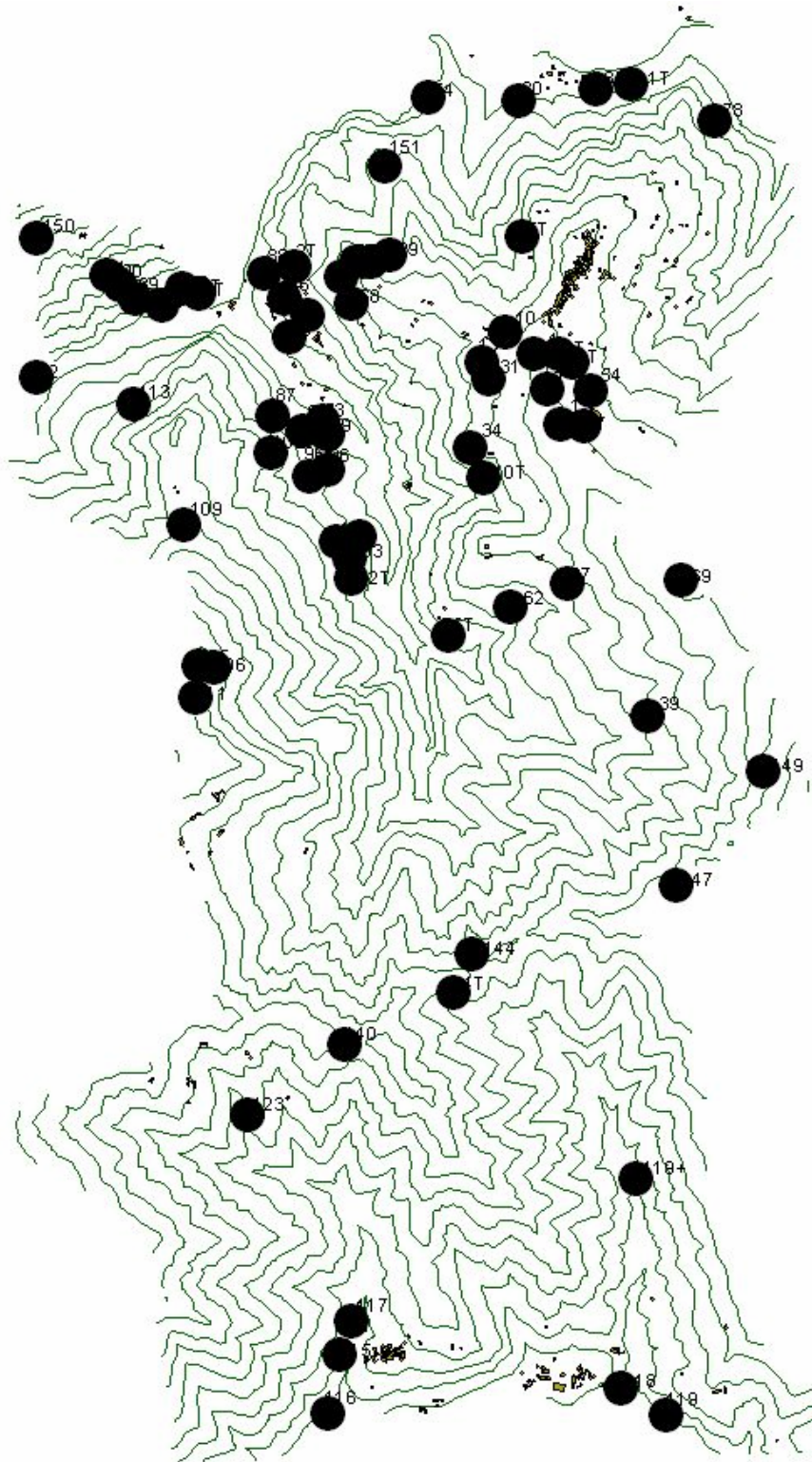
Nella tabella che segue sono illustrati i risultati delle analisi che sono serviti per la classificazione delle unità litologico tecniche dell'area.

QUADRO RIASSUNTIVO DELLE ANALISI			
ROCCE	formazione	RCU MPa	Classificazione USGS
	LIM	99,84	
	SVL	123,2	
	MAI	89,48571	
	CCA	73,8	
	MAS	112,8	
	RSA	96	
	PSM	94,8	
	STO	86,4	
	MAC	59,2	
	STO3	85,14	
	POD	65,4	
	GRE	91,2	
	MDL	100,8	
	CLF	96	
	FAF	64,8	
	DSD	r6	
	STO	r5	
	Brecce calcarea silicee	r3-r4	

COPERTURE	origine		
	SVL		S
	LIM		SP
	CCA		SC
	MAS		SM
	MAC 1		SM
	FRANA		GP
	MAI		SW
	MAC 2		SM
	STO		SW
	STO+STO3		SW
	CONO DETR.		SW
	POD		SW
	CONO ALL.		SW
	MAC 3		SM

Tabella 31-Schema delle caratteristiche litologico tecniche delleroce (RCU) e delle coperture (classificazione USGS).

Nella pagina seguente viene riportata la carta topografica dell'area con le principali stazioni geomeccaniche. Le misurazioni effettuate sulla roccia sono state contrassegnate da un numero, mentre le misurazioni fatte sulle terre sono identificate da un numero seguito dalla lettera T



Di seguito viene proposta la classificazione secondo Bieniawski delle stazioni geomeccaniche rilevate durante questo studio. L'indice di correzione non è stato inserito nella valutazione delle stazioni poste nelle adiacenze dell'area rilevata, sulle quali è stato calcolato soltanto il B-RMR per il confronto ed una migliore valutazione delle caratteristiche degli ammassi della zona studiata. Le stazioni contrassegnate dal simbolo '+' sono state rilevate nelle immediate vicinanze di quelle precedenti.

Staz.	Form.	Località	A1	A2	A3	A4(1)	A4(2)	A4(3)	A4(4)	A4(5)	A5	Ic	RMR
1	MAC	Trassilico	4	8	8	1	0	1	6	3	10	5	36
2	MAC	Trassilico	7	13	8	1	1	3	2	3	10	0	48
4	MAC	Trassilico	7	17	8	1	1	3	2	3	10	0	52
9	MAC	Trassilico	7	10	8	2	1	3	2	3	10	0	46
10	MAC	S.Ansano	12	3	8	2	4	3	4	5	15	5	51
11	STO3	S.Ansano	12	3	8	2	1	3	4	5	15	0	53
12	STO	S.Ansano	2	3	5	2	4	0	2	1	7	60	-34
13	STO3	S.Ansano	7	8	8	4	2	3	2	3	10	0	47
16	STO3	S.Ansano	7	3	8	2	0	5	0	6	10	0	41
17	STO3	S.Ansano	12	13	8	2	0	5	0	6	10	25	31
21	STO3	S.Ansano	4	3	8	4	1	6	2	5	15	5	43
23	MAI	S.Ansano	7	20	10	1	1	3	2	6	10	25	35
24	MAI	S.Ansano	7	20	10	1	1	3	2	6	10	25	35
25	MAI	S.Ansano	7	13	8	1	1	3	1	6	10	25	25
26	MAI	S.Ansano	7	13	8	1	1	3	1	6	10	25	25
27	STO	S.Ansano	2	3	5	2	4	0	2	1	15	0	34
29	SVL	S.Ansano	12	17	10	2	4	3	6	5	10	0	69
30	STO3	S.Ansano	12	13	8	2	1	3	2	5	15	0	61
31	STO3	S.Ansano	12	13	8	2	1	3	2	5	10	60	-4
33	STO3	S.Ansano	12	8	8	2	1	3	2	3	7	25	21
34	STO3	C.Valocchio	12	3	5	2	1	6	2	5	10	0	46
34+	STO3	C.Valocchio	12	13	8	2	1	1	2	3	10	0	52
35	STO3	C.Valocchio	12	13	8	2	1	1	2	3	10	25	27
36	STO3	C.Castagnola	4	3	5	2	1	6	2	5	10	25	13
36+	STO3	C.Castagnola	4	3	5	2	1	3	2	3	10	0	33
36++	STO	C.Castagnola	2	3	5	2	4	0	2	1	10	0	29
37	MAC	C.Castagnola	7	8	8	2	4	1	2	3	10	0	45
38	MAC	Cardeta	4	3	5	2	0	1	0	0	0	0	15
39	MAC	Cardeta	4	3	5	2	1	1	2	1	4	0	23
40	MAC	Cardeta	4	3	8	2	1	1	2	0	0	0	21
41	MAI	Trassilico	12	13	8	2	4	1	2	5	10	5	52
43	dt/cm	T.Ruffa	2	3	5	4	4	3	2	1	4		28
46	LIM	Chieva di s.	12	13	8	2	4	5	2	5	15	50	16
50	RSA	Chieva di s.	12	13	8	4	4	3	5	5	10	25	39
51	MAS	Chieva di s.	12	20	10	2	4	1	6	6	10	60	11
52	LIM	Chieva di s.	7	17	10	4	1	1	2	5	10	0	57
53	LIM	Chieva di s.	7	3	5	2	1	1	2	3	10	50	-16

54	STO3	Cim.Trassi	7	13	8	2	1	1	2	3	4	60	-19
54+	STO	Cim.Trassi	2	3	5	2	1	0	2	1	10	60	-34
55	STO3	F.d.Rote	7	3	5	2	1	1	2	3	10		34
56	STO3	F.d.Rote	12	13	8	2	1	1	2	1	10		50
57	STO	F.d.Rote	2	3	5	2	1	0	2	1	10		26
58	STO3	F.d.Rote	7	8	8	2	1	1	2	3	10		42
58+	MAC	M.Albano	7	17	10	2	1	3	2	3	10		55
59	MAC	M.Albano	7	13	8	2	1	3	2	3	10	60	-11
60	STO3	M.Albano	7	13	8	2	1	6	2	5	10	60	-6
61	STO3	C.Castagnola	12	8	8	2	1	3	4	3	10	60	-9
62	STO3	C.Castagnola	7	3	5	2	1	6	4	3	10	0	41
63	STO	C.Castagnola	2	3	5	2	4	0	2	1	10	0	29
64	MAI	C.Castagnola	12	3	5	2	1	3	2	3	10	0	41
65	STO3	C.Valocchio	12	8	8	2	1	3	6	3	10	5	48
67	MAI	S.Ansano	12	13	8	2	1	3	2	5	10	0	56
68	MAI	S.Ansano	7	13	8	2	1	1	6	5	10	0	53
69	MAI	S.Ansano	12	13	8	2	1	3	2	5	10	5	51
71	POD	C.all'Aia	7	3	5	2	1	3	2	1	10	0	34
72	POD	C.all'Aia	7	3	5	2	1	1	2	3	10	60	-26
73	SVL	C.all'Aia	12	20	10	2	1	1	2	5	10	60	3
74	MAS	Diga-trombacco	12	20	10	2	1	3	6	5	4	50	13
75	MAS	Diga-trombacco	12	3	5	2	1	3	2	3	10	50	-9
76	MAS	Diga-trombacco	12	17	10	2	1	3	2	3	10	25	35
77	CCA	BivioTrombacco	7	20	10	2	4	3	6	5	4	25	36
78	CCA	BivioTrombacco	7	17	10	2	4	3	6	5	10	25	39
78	MAI	T.Ruffa	7	8	8	1	1	1	2	1	10	5	34
78+	MAI	T.Ruffa	7	3	5	1	1	1	6	3	10	5	32
79	DSD	T.Ruffa	1	3	5	1	4	0	2	0	7	25	-2
80	SVL	Trassilico	7	20	10	2	1	5	2	3	10	5	55
81	PSM	Trombacco	12	13	8	1	1	3	2	3	10	0	53
81+	PSM	Trombacco	12	20	10	1	1	1	2	3	10	0	60
81++	PSM arg.	Trombacco	7	3	5	1	1	0	2	5	10	0	34
82	PSM	Trombacco	7	3	5	1	1	1	2	5	7	50	-18
83	CCA	Trombacco	7	8	8	2	1	5	2	3	10	25	21
84	PSM	Trombacco	12	13	8	1	1	1	2	3	10	25	26
85	CCA	Il Colle	7	13	8	2	1	5	4	5	10	25	30
87	MAS	Trombacco	12	13	8	2	1	3	2	6	15	25	37
88	RSA	Trombacco	12	8	8	2	0	5	0	1	15	25	26
89	GRE	Trombacco	7	3	5	2	4	3	2	3	10	0	39
90	MDL	Trombacco	12	13	8	2	4	1	4	6	10	0	60
91	CLF	Trombacco	12	8	8	2	4	1	2	5	10	0	52
92	DSD	Camperano	1	3	5	1	4	0	2	0	7	0	23
93	POD	Camperano	12	3	8	2	1	1	2	1	10	0	40
94	MAS	Camperano	12	20	10	2	1	3	2	5	15	25	45
95	MAI	Camperano	12	13	8	2	1	3	2	3	15	0	59
96	POD	Camperano	7	3	5	2	0	1	0	1	10	0	29
96+	POD	Camperano	7	3	5	2	0	1	0	1	10	50	-21
97	MAI	Camperano	12	17	8	2	4	4	2	5	10	50	14
97+	MAI	Camperano	4	17	10	2	4	2	2	3	7	0	51
98	LIM	Camperano	12	20	10	4	4	3	2	3	15	50	23

99	POD	Camperano	7	3	5	2	0	0	0	1	10	0	28
100	RSA	Roveta	7	3	5	4	4	1	2	3	15	0	44
101	SVL	Roveta	7	8	8	4	1	3	2	3	10	50	-4
102	MAI	Roveta	12	3	5	4	1	3	2	3	10	5	38
103	SVL	Roveta	12	3	5	4	1	1	2	1	10	25	14
104	SVL	Roveta	7	3	5	4	0	1	0	1	7	0	28
105	MAI	TreCorna	12	17	10	1	1	3	6	6	15	0	71
106	MAI	TreCorna	7	8	8	1	1	3	6	5	15	50	4
107	MAI	TreCorna	7	17	10	1	1	3	6	6	15	0	66
109	POD	Visperegna	7	3	5	4	0	1	0	1	10	0	31
110	MAI	Visperegna	7	13	8	1	1	3	6	6	15	0	60
111	STO3	TreCorna	12	13	8	2	1	3	2	3	15	0	59
112	FAF	ColdiLuco	7	3	5	0	4	0	6	5	15	5	40
112+	FAF	ColdiLuco	12	13	8	0	4	0	6	5	15	5	58
113	FAF	ColdiLuco	12	13	8	0	4	0	6	5	15	5	58
113	CCA	Perchia	7	3	5	2	1	5	2	3	10	5	33
114	MAS	Trombacco	12	13	8	1	4	1	6	6	15	5	61
115	STO3	Campolemisi	7	17	8	1	1	1	2	3	10	0	50
115+	STO3	Campolemisi	4	3	5	1	1	1	2	3	7	0	27
116	STO3	Campolemisi	7	13	8	2	1	3	2	1	10	0	47
117	MAC	Campolemisi	12	13	8	2	1	3	2	3	10	0	54
117+	MAC	Campolemisi	12	17	10	2	1	3	2	3	7	0	57
118	STO3	Gragliana	12	17	10	2	1	3	2	1	10	5	53
119	STO3	Gragliana	7	3	5	2	0	3	0	1	10	50	-19
119+	MAC	Gragliana	4	3	5	2	0	3	0	1	7	50	-25
120	MAI	Gragliana	7	13	8	1	4	3	2	5	10	25	28
121	MAI	Gragliana	7	13	8	1	4	1	2	6	10	0	52
122	MAC	Gragliana	4	17	8	2	1	3	2	3	10	25	25
123	MAC	I Boscacci	4	17	8	2	1	1	2	3	15	0	53
124	MAC	I Boscacci	4	17	8	2	1	1	2	3	10	0	48
125	MAC	I Boscacci	4	17	8	2	1	1	2	3	10	50	-2
126	MAC	Bovaio	7	13	8	2	1	1	2	3	10		47
127	MAI	Piazzetta	12	17	10	1	4	1	2	6	15		68
128	STO3	Gallatoio	12	17	10	2	0	5	0	5	15		66
129	STO3	S.Pellegrinetto	12	17	8	2	1	3	2	5	15	60	5
131	STO3	Bovaio	7	3	5	2	4	3	2	3	15		44
131+	STO3	Bovaio	7	17	10	2	1	3	2	3	10		55
132	MAI	Bovaio	12	13	8	2	4	3	2	5	10		59
133	STO	Vetriceto	2	3	5	2	1	0	2	1	10		26
134	STO3	Vetriceto	12	17	8	2	1	3	2	3	10		58
135	MAC	Vetriceto	7	17	8	4	1	1	2	3	10		53
136	MAC	C.d.Fredda	7	13	8	2	1	1	2	1	10	50	-5
136+	MAC	C.d.Fredda	7	13	8	2	1	1	2	1	10	5	40
137	MAC	S.Pellegrinetto	7	13	8	2	1	1	2	1	10	0	45
138	MAC	C.Vecchia	7	17	10	2	1	1	2	1	10	25	26
139	STO3	Campolemisi	7	3	5	2	4	1	2	1	10	25	10
139+	STO	Campolemisi	4	3	5	2	1	0	2	1	7	25	0
140	MAC	S.Pellegrinetto	7	13	8	2	1	1	2	1	10	0	45
141	MAC	F.Monda	4	13	8	2	1	1	2	1	10	0	42
142	MAC	C.Tesserata	4	13	8	2	1	1	2	1	10	50	-8
143	MAC	F.Monda	4	17	8	2	1	1	2	1	10	50	-4

144	MAC	F.Monda	4	13	8	2	1	1	2	1	10	50	-8
144+	MAC	F.Monda	4	3	5	2	1	1	2	1	10	25	4
145	MAC	Tagliate	4	13	8	2	1	1	2	1	10	25	17
146	MAC	Tagliate	4	13	8	2	1	1	2	1	10	25	17
147	MAC	F.Pompanella	7	20	10	2	1	1	2	1	15	25	34
148	MAC	F.Pompanella	7	17	8	2	1	1	2	1	15	25	29
149	MAC	F.Pompanella	7	13	8	2	1	1	2	3	10	25	22
150	MAS	M.Campanili	7	17	10	2	1	1	2	5	15	50	10
151	POD	Chieva di s.	7	3	5	4	0	1	0	1	10	50	-19
152	MAC	M.Albano	7	13	8	2	1	1	2	1	10	25	20

Ammassi classificati secondo i parametri del progetto VEL. Nell'ultima colonna è riportato l'indice Is(50) medio calcolato mediante il PLT.

Staz.	Form.	Località	U.L.T.	RQD mis.	RQD	r	d	c	Is
1	MAC	Trassilico	B2	30,944	15-90	r4	d4	c5	1,9
2	MAC	Trassilico	B2	60,476	15-90	r3	d4	c4	4
4	MAC	Trassilico	B2	75,427	15-90	r3	d4	c4	3,6
9	MAC	Trassilico	B2	50	15-90	r3	d4	c4	
10	MAC	S.Ansano	B2	19,501	15-90	r2	d4	c3	4,2
11	STO3	S.Ansano	B2	20,761	15-90	r2	d4	c4	
12	STO	S.Ansano	B5		<15	r4-5	d5	c4	
13	STO3	S.Ansano	B2	34,546	15-90	r3	d4	c3	4,1
16	STO3	S.Ansano	C1			r3	d4		
17	STO3	S.Ansano	B2	68,974	15-90	r2	d4	c3	
21	STO3	S.Ansano	C1			r4	d4	c5	
23	MAI	S.Ansano	B2	59,728	15-90	r3	d4	c3	3,7
24	MAI	S.Ansano	B2		<15	r3	d5	c3	
25	MAI	S.Ansano	B2	65,724	15-90	r3	d4	c3	3
26	MAI	S.Ansano	B2	68,974	15-90	r3	d4	c4	3,8
27	STO	S.Ansano	B5		<15	r4-5	d5	c4	
29	SVL	S.Ansano	B2	84,603	15-90	r2	d3	c2	4,2
30	STO3	S.Ansano	B2	62,486	15-90	r2	d4	c4	
31	STO3	S.Ansano	B2	65,724	15-90	r2	d4	c4	4,8
33	STO3	S.Ansano	B2	38,823	15-90	r2	d4	c4	
34	STO3	C.Valocchio	C1			r2	d4	c4	4,2
34+	STO3	C.Valocchio	B2	68,974	15-90	r2	d4	c4	
35	STO3	C.Valocchio	B2	62,486	15-90	r2	d4	c4	
36	STO3	C.Castagnola	C1		<15	r4	d5	c4	
36+	STO3	C.Castagnola	C1		<15	r4	d5	c4	
36++	STO	C.Castagnola	B5		<15	r5	d5	c4	
37	MAC	C.Castagnola	B2	27,088	15-90	r3	d3	c3	2,1
38	MAC	Cardeta	B2/C3	3,128	<15	r4	d5	c5	
39	MAC	Cardeta	B2	15,201	15-90	r4	d4	c5	1,5
40	MAC	Cardeta	B2	23,855	15-90	r4	d4	c5	
41	MAI	Trassilico	B2	71,138	15-90	r2	d4	c3	
43	dt/cm	T.Ruffa	C1		15-90	r5	d4	c4	
46	LIM	Chieva di s.	B2	72,678	15-90	r2	d4	c3	5,7

50	RSA	Chieva di s.	B2	68,045	15-90	r2	d4	c3	2,8
51	MAS	Chieva di s.	A	94,574	90-99	r2	d3	c2	
52	LIM	Chieva di s.	B2	81,65	15-90	r3	d4	c4	3,1
53	LIM	Chieva di s.	B2		<15	r3	d5	c4	3,5
54	STO3	Cim.Trassi	B2	64,476	15-90	r3	d4	c4	3,2
54+	STO	Cim.Trassi	B5		<15	r5	d5	c5	
55	STO3	F.d.Rote	C1		<15	r3	d5	c4	2,9
56	STO3	F.d.Rote	B2	62,486	15-90	r2	d4	c4	
57	STO	F.d.Rote	B5		<15	r4	d5	c5	
58	STO3	F.d.Rote	B2	34,685	15-90	r3	d4	c4	3,8
58+	MAC	M.Albano	B2	84,603	15-90	r3	d4	c4	
59	MAC	M.Albano	B2	72,216	15-90	r3	d4	c4	
60	STO3	M.Albano	B2	64,476	15-90	r3	d4	c3	3,9
61	STO3	C.Castagnola	B2	35,173	90-99	r2	d3	c4	
62	STO3	C.Castagnola	C2		<15	r3	d5	c4	2,6
63	STO	C.Castagnola	B5		<15	r5	d5	c4	
64	MAI	C.Castagnola	B2	7,426	<15	r2	d5	c4	
65	STO3	C.Valocchio	B2	45,516	15-90	r2	d4	c4	
67	MAI	S.Ansano	B2	71,138	15-90	r2	d4	c3	
68	MAI	S.Ansano	B2	62,486	15-90	r3	d4	c3	2,7
69	MAI	S.Ansano	B2	58,825	15-90	r2	d4	c3	
71	POD	C.all'Aia	B2	16,62	15-90	r3	d4	c4	3,6
72	POD	C.all'Aia	B2	13,806	<15	r3	d5	c4	3,3
73	SVL	C.all'Aia	B2	90,856	90-99	r2	d3	c3	5,6
74	MAS	Diga-trombacco	A	94,574	90-99	r2	d3	c3	4,9
75	MAS	Diga-trombacco	A		<15	r2	d5	c4	
76	MAS	Diga-trombacco	A	87,408	15-90	r2	d4	c4	4,7
77	CCA	BivioTrombacco	A	90,029	90-99	r3	d3	c2	2,2
78	CCA	BivioTrombacco	A	84,603	15-90	r3	d4	c2	3,7
78	MAI	T.Ruffa	B2	41,853	15-90	r3	d4	c4	2,3
78+	MAI	T.Ruffa	B2		<15	r3	d5	c4	
78++	MAI	T.Ruffa	B2	15,806	15-90	r3	d4	c4	
79	DSD	T.Ruffa	B2		<15	r6	d5	c5	
80	SVL	Trasilico	B2	94,574	90-99	r3	d3	c4	3,7
81	PSM	Trombacco	B4	62,486	15-90	r2	d4	c4	5,4
81+	PSM	Trombacco	B4	92,431	90-99	r2	d3	c4	6,1
81++	PSM arg.	Trombacco	B4		<15	r3	d5	c4	
82	PSM	Trombacco	B4		<15	r2	d5	c5	4,3
83	CCA	Trombacco	A	41,853	15-90	r3	d4	c4	2,4
84	PSM	Trombacco	B4	60,344	15-90	r2	d4	c4	
85	CCA	Il Colle	A	54,048	15-90	r3	d4	c4	4
87	MAS	Trombacco	A	58,825	15-90	r2	d4	c4	4,5
88	RSA	Trombacco	B2	41,259	15-90	r2	d4	c4	5,6
89	GRE	Trombacco	A		<15	r3	d5	c3	3,8
90	MDL	Trombacco	A	52,877	15-90	r2	d4	c3	4,2
91	CLF	Trombacco	A	47,962	15-90	r2	d4	c3	4
92	DSD	Camperano	B2		<15	r6	d5	c5	
93	POD	Camperano	B2	23,855	15-90	r2	d4	c4	4,4
94	MAS	Camperano	A	92,231	90-99	r2	d3	c3	6,7
95	MAI	Camperano	B2	65,723	15-90	r2	d4	c4	

96	POD	Camperano	B2		GSI≈ 40	30			2,8
96+	POD	Camperano	B2	8,596	<15	r3	d5	c5	2,9
97	MAI	Camperano	B2	80,629	15-90	r2	d4	c2	
97+	MAI	Camperano	B2	81,649	15-90	r4	d4	c4	
98	LIM	Camperano	B2	92,431	90-99	r2	d3	c3	5,3
99	POD	Camperano	B2		<15	r3	d5	c5	2,9
100	RSA	Roveta	B2	16,619	15-90	r3	d4	c3	3,6
101	SVL	Roveta	B2	25,298	15-90	r3	d4	c4	3,7
102	MAI	Roveta	B2		<15	r2	d4	c3	
103	SVL	Roveta	B2		<15	r2	d5	c4	6,1
104	SVL	Roveta	B2		<15	r3	d5	c5	3,9
105	MAI	TreCorna	B2	88,743	15-90	r2	d4	c3	4,3
106	MAI	TreCorna	B2	41,857	15-90	r3	d4	c3	4,1
107	MAI	TreCorna	B2	81,649	15-90	r2	d4	c3	
109	POD	Vispereglia	B2	6,325	<15	r3	d5	c5	3,3
110	MAI	Vispereglia	B2	65,723	15-90	r3	d4	c3	
111	STO3	TreCorna	B2	57,229	15-90	r2	d4	c4	5,7
112	FAF	ColdiLuco	B2		<15	r3	d5	c4	2,4
112+	FAF	ColdiLuco	B2	60,344	15-90	r2	d4	c4	
113	FAF	ColdiLuco	B2	73,827	15-90	r2	d4	c4	3
113	CCA	Perchia	A	15,807	15-90	r3	d4	c4	
114	MAS	Trombacco	A	57,229	15-90	r2	d4	c3	4,4
115	STO3	Campolemisi	B2	80,873	15-90	r3	d4	c4	3,5
115+	STO3	Campolemisi	B2		<15	r4	d5	c4	
116	MAC	Campolemisi	B2	71,138	15-90	r3	d4	c4	2,8
117	STO3	Campolemisi	B2	60,344	15-90	r2	d4	c4	4,5
117+	MAC	Campolemisi	B2	89,334	15-90	r2	d4	c4	
118	STO3	Gragliana	B2	81,65	15-90	r2	d3	c4	4,8
119	STO3	Gragliana	B4		<15	r3	d5	c5	3,7
119+	MAC	Gragliana	B2		<15	r4	d5	c5	1,2
120	MAI	Gragliana	B2	71,138	15-90	r3	d4	c3	2,7
121	MAI	Gragliana	B2	56,818	15-90	r3	d4	c3	2,8
122	MAC	Gragliana	B2	75,427	15-90	r4	d4	c4	
123	MAC	I Boscacci	B2	79,857	15-90	r4	d4	c4	1,8
124	MAC	I Boscacci	B2	78,581	15-90	r4	d4	c4	
125	MAC	I Boscacci	B2	75,857	15-90	r4	d4	c4	
126	MAC	Bovaio	B2	69,334	15-90	r3	d4	c4	
127	MAI	Piazzetta	B2	81,649	15-90	r2	d4	c3	5,4
128	STO3	Gallatoio	B2	85,453	15-90	r2	d4	c5/c4	
129	STO3	S.Pellegrinetto	B2	75,427	15-90	r2	d4	c4	
131	STO3	Bovaio	C1			r3			3,4
131+	STO3	Bovaio	B2	89,667	15-90	r3	d4	c3/c4	
132	MAI	Bovaio	B2	65,723	15-90	r2	d4	c3	6,2
133	STO	Vetriceto	B5		<15	r4-r6	d5	c4	
134	STO3	Vetriceto	B2	76,426	15-90	r2	d4	c4	
135	MAC	Vetriceto	B2	75,723	15-90	r3	d4	c4	
136	MAC	C.d.Fredda	B2	64,367	15-90	r3	d4	c4	
136+	MAC	C.d.Fredda	B2	71,746	15-90	r3	d4	c5	
137	MAC	S.Pellegrinetto	B2	68,045	15-90	r3	d4	c4	
138	MAC	C.Vecchia	B2	82,232	15-90	r3	d4	c4	

139	STO3	Campolemisi	B2		<15	r3	d5	c3	4,1
139+	STO3	Campolemisi	B2		<15	r4	d5	c4	
140	MAC	S.Pellegrinetto	B2	68,045	15-90	r3	d4	c4	3,2
141	MAC	F.Monda	B2	61,332	15-90	r4	d4	c4	
142	MAC	C.Tesserata	B2	65,46	15-90	r4	d4	c4	
143	MAC	F.Monda	B2	79,857	15-90	r4	d4	c4	
144	MAC	F.Monda	B2	69,362	15-90	r4	d4	c4	1,9
144+	MAC	F.Monda	B2		<15	r4	d5	c4	
145	MAC	Tagliate	B2	70,452	15-90	r4	d4	c4	
146	MAC	Tagliate	B2	72,415	15-90	r4	d4	c4	
147	MAC	F.Pompanella	B2	96,419	90-99	r3	d3	c4	2,1
148	MAC	F.Pompanella	B2	75,427	15-90	r3	d4	c4	
149	MAC	F.Pompanella	B2	72,583	15-90	r3	d4	c3/c4	3,7
150	MAS	M.Campanili	A	84,603	15-90	r3	d4	c4	3,2
151	POD	Chieva di s.	B2		<15	r3	d5	c5	3,6
152	MAC	M.Albano	B2	72,678	15-90	r3	d4	c4	
153	STO	Gragliana	B5		<15	r4-5	d5	c4	
154	STO	Gragliana		Livello competente		spessore 10 cm.		RCU (PLT)= 66,69	

6.4. Caratterizzazione litotecnica

Le informazioni raccolte durante il rilevamento ed il confronto con dati esistenti hanno permesso, tenuto anche conto delle specificità geologiche di ogni formazione, di classificare i materiali dell'area in classi litotecniche e definirne le caratteristiche peculiari in fatto di stabilità dei versanti.

Lo scopo di questa tesi di laurea è una zonazione dell'areale in classi di propensione al dissesto, per questo motivo sono state considerate le condizioni rappresentative alla scala dei versanti ricostruite, comunque, dalla osservazione e dal confronto di specifiche stazioni. Stazioni rappresentative di un'area estremamente ristretta sono state riportate in questo studio come dati puntuali.

Nelle tabelle riguardanti le coperture i campioni compaiono con la sigla che ne indica l'origine perché è stata osservata una sostanziale uniformità nelle caratteristiche delle singole formazioni nell'area.

Le classi sono state identificate secondo le indicazioni delle "istruzioni tecniche" del Progetto VEL (Ferrini et alii, 1998).

6.4.1. Caratterizzazione del substrato

Le caratteristiche litologico tecniche degli affioramenti vengono sintetizzate in una sigla. Il primo codice indica la classe litologico-tecnica a cui si riferisce la roccia. I coefficienti alfa-numeriche successivi indicano le sottoclassi, già illustrate durante il paragrafo 6.2, che rappresentano caratteristiche litotecniche specifiche e corrispondono ai valori inseriti nella sommatoria il cui valore rappresenta l'indice B-RMR.

1. A r2-3 d3-5 c3: rocce non stratificate, da molto a mediamente resistenti con valori di r compresi tra 50 MPa e 200 MPa; con spaziatura dei giunti da media a molto fitta ed RQD con valori da <15 e >di 90; discontinuità con persistenza alta in alcuni casi, non continue in altri; l'apertura dei giunti è minore di 5 mm e le pareti sono da lievemente ad intensamente degradate. A questa classe si riferiscono gli affioramenti calcare massiccio.
2. A r3 d4-5 c4-5: rocce resistenti, con spaziatura delle discontinuità da fitta a molto fitta e valori di RQD da <15 a <90; lo stato di alterazione delle pareti dei giunti è medio, questi hanno un'apertura minore da 1mm a >1mm. Questa classe descrive affioramenti riferiti alle formazioni della successione toscana metamorfica rinvenuti nella zona di Trombacco.
3. A r3 d4-5 c3-4: rocce non stratificate, con valori di resistenza compresi tra 50 e 100MPa resistenti e molto fratturate. Le discontinuità sono rugose, poco alterate e presentano apertura con valori da <1mm fino a 5mm. Questa classe si riferisce ad affioramenti di calcare cavernoso.
4. B2 r3-4 d4-5 c4-5: Rocce stratificate da resistenti a mediamente resistenti, con spaziatura delle discontinuità da fitta a molto fitta; discontinuità continue con apertura da 1 a >5mm, da lievemente a completamente alterate quasi sempre umide, vuote o riempite con materiale attritivo e coesivo. A questa classe si riferiscono gli affioramenti di arenaria riferibili alla formazione Macigno. Localmente alcuni affioramenti presentano delle variazioni dei parametri relativi alla spaziatura ed alle condizioni delle discontinuità.
5. B2 r4-5 d4-5 c4-5: rocce stratificate, da mediamente resistente a debole; spaziatura delle discontinuità da fitta a molto fitta; giunti con apertura

compresa tra 1 e 5mm, caratterizzate da riempimento attritivo/coesivo e con pareti totalmente alterate. Questa classe si riferisce agli affioramenti di macigno della zona compresa tra Case Castagnola e Cardeta.

6. B2 r2-3 d3-4 c2-4: rocce stratificate, da molto resistenti a resistenti; con spaziatura delle discontinuità da media a fitta e valori di RQD >15; le discontinuità sono parzialmente chiuse (apertura < 1mm), da leggermente rugose a lisce e poco alterate. Questa classe si riferisce al calcare selcifero della Val di Lima che affiora a destra rispetto al Rio Camperano.
7. B2 r2-3 d4-5 c3-4: rocce stratificate con valori di resistenza a compressione uniassiale compresi tra 50 e 150MPa; spaziatura delle discontinuità da fitta a molto fitta; discontinuità da poco a molto alterate con valori di apertura da <1mm a 1-5mm . A questa classe appartengono il calcare selcifero di limano ed il rosso ammonitico.
8. B2 r2-3 d4-5 c2-3: rocce stratificate da molto resistenti a resistenti e spaziatura delle discontinuità da fitta a molto fitta. Le discontinuità presentano una apertura uguale o minore di 1mm e presentano superfici poco rugose. La classe si riferisce agli affioramenti di maiolica.
9. B5 r5-6 d4-5 c4-5: rocce, costituite prevalentemente da livelli argillitici o siltitici, da deboli a molto deboli. Le discontinuità sono lisce con apertura compresa tra 1 e 5mm, e presentano spaziatura molto fitta. Questa ULT si riferisce alle argilliti della Scaglia Toscana.
10. B2 r2-3 d4-5 c4-5: Rocce stratificate, da molto resistenti a resistenti; discontinuità da fitte a molto fitte con superfici molto alterate e riempimento coesivo con spessore compreso tra 1 e 5 mm. A questa classe appartengono: il calcare selcifero della Val di Lima affiorante a sinistra del corso del Rio Camperano, le marne a Posidonomya e le Filladi inferiori. Le marne, su alcuni affioramenti in sinistra idrografica rispetto al Rio Camperano, si presentano dislocate in blocchi separati da aperture >5mm. Le Filladi inferiori presentano apertura delle discontinuità <1mm ma superfici lisce, talvolta ondulate.
11. B2 r6-7 d5 c5: roccia a grana fine (limo) stratificata con valori di resistenza estremamente bassi; caratterizzate da valori di RQD bassissimi e pareti delle discontinuità completamente alterate. Questa classe è

rappresentata dalla formazione dei diaspri che si presentano da molto a completamente alterati. La intensa fratturazione della maiolica nella zona del torrente Ruffa potrebbe essere dovuta alla soggiacenza di questo materiale estremamente debole. Il movimento differenziale tra rocce soprastanti e diaspri potrebbe essere favorito, oltre che dal contrasto di competenza, dal materiale radiolaritico alterato, particolarmente fine, che diventa molto scivoloso in condizioni di forte umidità.

12. B4 r2-3 p4 d4-5 c4-5: roccia costituita da un'alternanza di metarenarie e filladi, con resistenza variabile da molto resistente a resistente per la porzione arenitica e resistente per il resto; Discontinuità molto fitte sulla porzione filladica e media sulla porzione metarenitica. Le discontinuità presentano un'apertura compresa tra 1 e 5 mm, vuote o con riempimento coesivo, talvolta caratterizzate da stillicidio. A questa classe si riferiscono gli affioramenti di pseudomacigno. La medesima classe caratterizza le alternanze di materiale arenacei con materiale più fine della formazione della scaglia tuttavia non rappresentate perché rinvenute su un affioramento non rappresentativo in termini dimensionali.
13. B2 r2-3 d4-5 c3-5: roccia stratificata da molto resistente a resistente, spaziatura delle discontinuità da fitta a molto fitta; discontinuità leggermente rugose con apertura da < 1 a compresa tra 1 e 5 mm. A questa classe si riferiscono gli affioramenti di calcareniti di Montegrossi.
14. C1/C2 r3-4: brecciole e brecce casto o matrice sostenute con resistenza media. Questa classe comprende le brecce del nummulitico in zona Case Castagnola, Gallatoio, alcune brecce di faglia, e depositi cementati. Questa classe si riferisce alla porzione ruditica delle Calcareniti di Montegrossi.

6.4.2. Caratterizzazione delle coperture

Le coperture detritiche dell'area vengono indicate con una sigla che indica la classe di appartenenza con il primo codice, il grado di addensamento con il secondo, la tessitura con il terzo e la fissilità con il quarto.

1. E1 a3-4 t2 f1: materiale granulare non cementato costituito da ciottoli di taglia mediamente superiore a 60mm; lo stato di addensamento del materiale va da 'poco addensato' a 'sciolto'; si riscontra la presenza di una frazione sabbiosa nella porzione immediatamente sottostante i ciottoli di superficie. La fissilità è primaria. Questa ULT è caratteristica delle alluvioni attuali e recenti osservate nella zona di Trombacco e di Gragliana.
2. E3 a2-3 t1: materiale granulare non cementato, a grana grossa; la frazione prevalente è sabbia, quella secondaria è costituita da ghiaia, mentre la percentuale di limo è compresa tra il 20 ed il 5%. Lo stato di addensamento, stimato con prove manuali, è da moderatamente addensato a poco addensato. Depositi di frana.
3. E2 a2 t2: materiale granulare non cementato grossolano costituito da ciottoli di dimensioni comprese tra 25mm e 2mm. Lo stato di addensamento è moderato. La frazione secondaria prevalente è costituita da sabbia. Questo materiale costituisce i depositi di frana.
4. E3 a3-4 t1 f1: materiale granulare costituito prevalentemente da sabbia. Lo stato di addensamento è basso; si riscontra la presenza di frammenti di dimensioni maggiori. Fissilità primaria.
5. E3 a3-4 t3 f1: materiale granulare costituito in prevalenza da sabbia, da poco addensato a sciolto. La frazione coesiva è presente in quantità pari a circa il 30%. Questo detrito è al limite con la ULT F1. Fissilità primaria.
6. E2 a2 t3 f1: ghiaie moderatamente addensate, con una componente interstiziale coesiva non sufficiente ad alterarne il comportamento granulare. La fissilità è primaria.

7. CARTA DELL' INSTABILITA' POTENZIALE DEI VERSANTI

La genesi delle frane è da attribuire ad un insieme di circostanze che in vario modo tendono a destabilizzare un'area acclive; in genere vengono distinte cause preparatorie (predisponenti) e cause immediate (determinanti) (Castiglioni, 1979). Le prime coincidono con fattori intrinseci di instabilità legati alle caratteristiche litologiche, strutturali, tessiturali, giaciture dei materiali costituenti il pendio; le seconde agiscono su un pendio intrinsecamente indebolito e vengono definite scatenanti perché innescano il movimento.

Partendo dalle cause, con questo studio, si vuole valutare la pericolosità da frana, intesa come probabilità di accadimento del fenomeno franoso indefinita nel tempo in una data area. Il tentativo è quello di suddividere il territorio in settori caratterizzati da una certa propensione al dissesto.

Le metodologie di zonazione relativa alla stabilità dei versanti si distinguono in metodi diretti e metodi indiretti (Carrara et alii, 1995). I primi consistono sostanzialmente nel rilevamento geomorfologico e nello studio della cartografia geomorfologica attraverso la quale l'operatore identifica i dissesti, distinguendone la tipologia, l'età, lo stato di attività, ed identifica le aree che più probabilmente saranno interessate da frane nel futuro; la qualità dell'analisi dipende dall'esperienza e dai criteri adottati dal rilevatore. I metodi indiretti comprendono due approcci: un approccio euristico in cui i fattori sono pesati e classificati sulla base della presunta importanza nell'ingenerare movimenti di massa; un approccio statistico (o probabilistico) nel quale il ruolo di ogni fattore viene stimato sulla base della distribuzione passata e presente delle frane (Noti, 1997).

L'elaborato finale è stato ottenuto sulla scorta del rilevamento sul terreno, delle osservazioni aerofotogrammetriche e dell'uso di appositi software.

La zonazione dei versanti si sviluppa in fasi successive (Federici et alii, 2005):

- realizzazione di una cartografia di base geologica, geomorfologica e litologico-tecnica;

- vettorializzazione della cartografia del database relativo;
- realizzazione delle carte tematiche: carta inventario dei fenomeni franosi (estratta dalla carta geomorfologica), carta dell'uso del suolo (ricavata dalla carta forestale della Valle del Serchio ed integrata con la carta del progetto CORINE Land-cover), carta litologico-tecnica, carta della esposizione dei versanti;
- elaborazione dei tematismi mediante tecniche GIS e statistiche;
- *overlay* (sovrapposizione) e confronto dei *layer* attraverso software GIS;
- zonazione del territorio in aree con diversa propensione al dissesto.

L'analisi statistica è stata condotta con due metodi indiretti: l'Analisi Condizionale e l'Analisi Statistica Multivariata.

L'uso di un Sistema Informativo Territoriale (S.I.T) o Geographic Information System (G.I.S.) ha permesso la realizzazione della carta di instabilità potenziale dei versanti, in cui il territorio studiato è suddiviso in aree caratterizzate da suscettibilità al dissesto differenti, identificate ognuna da una specifica concentrazione di diversi fattori predisponenti all'instabilità.

I fattori presi in considerazione nei due procedimenti di analisi sono:

- Caratteristiche litologico-tecniche del substrato
- Esposizione dei versanti
- Uso del suolo.

Ognuno di questi è stato suddiviso in un numero di classi significativo, secondo l'operatore; ogni classe è identificata da un codice numerico.

L'Analisi Statistica Multivariata ha inoltre permesso di identificare il peso che ogni fattore ha nella predisposizione di un'area a fenomeni di dissesto, migliorando in questo il grado di oggettività della risposta.

L'Analisi GIS dell'area è stata condotta in funzione di una unità di cella quadrata, il *pixel*.

7.1 Analisi Condizionale

La carta della instabilità si basa sulle relazioni statistiche tra alcuni fattori geo-ambientali (variabili) ed il verificarsi delle frane (Noti, 1997). Con questa

procedura è possibile suddividere il territorio in oggetto in domini omogenei caratterizzati da combinazioni uniche di fattori che ne definiscono la propensione al dissesto. Queste unità di terreno prendono il nome di Unità di Condizioni Uniche (UCU) e sono ottenute dalla sovrapposizione sequenziale dei tematismi relativi ai parametri predisponenti.

Per ogni fattore sono state identificate classi discriminanti sulla base dell'influenza che ognuna di queste esercita sulla stabilità dei versanti. Il numero ed il criterio di classificazione di queste classi si basa su un parametro detto Densità di Dissesto, espresso come il rapporto in percentuale tra la superficie instabile e quella totale:

$$DD\% = (\text{superficie in frana} / \text{superficie totale}) \times 100.$$

Il numero e le dimensioni dei settori rappresentati dipendono dal criterio utilizzato per classificare i fattori dell'analisi; il massimo numero di UCU è dato dal prodotto del numero delle classi relative ad ogni fattore:

$$N_{\max} = N_1 \times N_2 \times N_3 \times \dots \times N_n$$

Dal confronto tra la carta delle UCU e la carta inventario delle frane è stata calcolata la densità di dissesto per ciascuna UCU; questo valore rappresenta la frequenza di frana di ogni UCU e definisce la propensione alla instabilità di ogni settore sulla base del teorema di Bayes (Morgan, 1968), secondo cui la frequenza di un evento equivale alla probabilità che questo si verifichi.

7.1.1. Carte tematiche

Al fine di valutare la complessiva propensione alla instabilità dei versanti sono stati strutturati cinque livelli informativi o layer:

- Carta delle acclività
- Carta litologico-tecnica
- Carta dell'uso del suolo
- Carta dell'esposizione dei versanti
- Carta inventario dei fenomeni franosi

La scelta dei livelli informativi è avvenuta tenendo in conto la significatività nella definizione della pericolosità da frana nell'area. La particolare morfologia dell'area non ha reso opportuno l'utilizzo del parametro 'acclività'; questa infatti

si presentava poco variabile, tanto da non permettere la definizione di aree omogenee, adeguate alla scala dello studio, identificative di una determinata condizione locale.

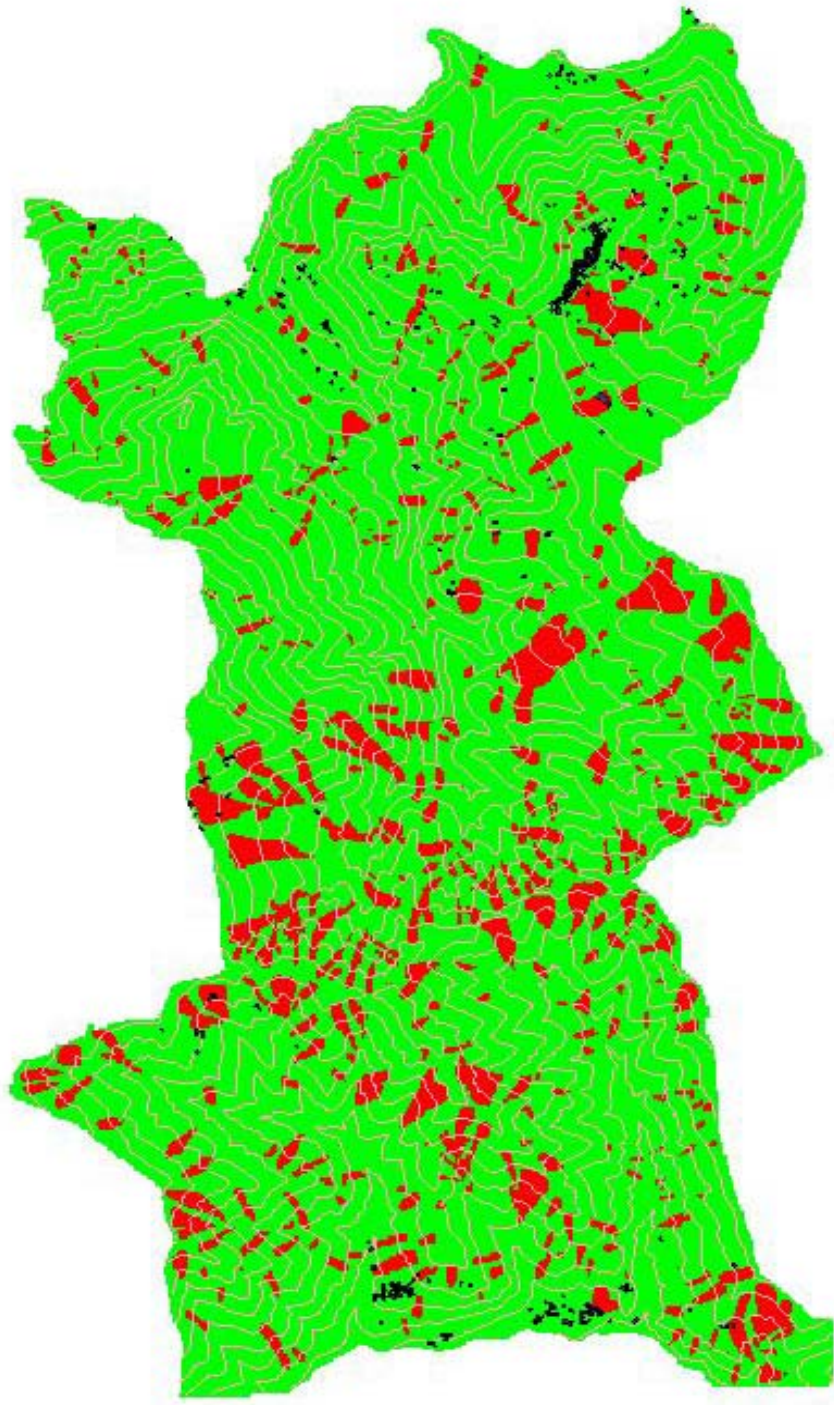
CARTA INVENTARIO DELLE FRANE

La carta inventario dei fenomeni franosi riporta i dissesti rilevati nell'area. Questa è stata realizzata a partire dalla carta geomorfologica, riportando come elemento poligonale ogni frana, distinguendo la tipologia di movimento e, dove possibile, definendo la corona e la superficie di movimento. La carta inventario delle frane è stata intersecata con i tre tematismi considerati. Per la costruzione della carta della instabilità potenziale ed è stata calcolata la densità di dissesto relativa ad ognuna delle classi di ogni singolo tematismo (Superficie in frana/Superficie totale dell'area presa in esame). La stessa procedura è stata condotta per il calcolo della densità di dissesto relativa alle Unità di Condizioni Uniche, ottenute dalla sovrapposizione di tutte le carte.

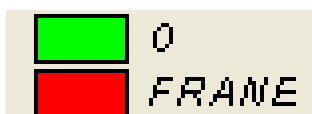
La quasi totalità delle frane dell'area è caratterizzata da scorrimento, per questo il modello è stato tarato su questa tipologia di dissesto.

Inoltre per i crolli l'accumulo avviene su versanti con condizioni anche molto differenti rispetto a quelle dove è avvenuto il distacco; mentre per i colamenti risulta difficile definire la superficie di movimento.

CARTA INVENTARIO DELLE FRANE



FRANE NELL'AREA DI STUDIO



CARTA LITOLOGICO-TECNICA

La carta litologico-tecnica rappresenta le classi litotecniche presenti nell'area. Le qualità meccaniche del substrato roccioso e dei materiali sciolti, infatti, condizionano in maniera significativa la stabilità dei pendii.

La definizione delle classi e la distinzione degli ammassi è avvenuta secondo i criteri già esposti nel precedente capitolo. Per le rocce sono stati considerati quindi: la struttura, la resistenza della roccia integra, la spazatura e le condizioni dei giunti. Per i materiali sciolti la composizione granulometrica, il grado di addensamento e la presenza di superfici di discontinuità.

Le classi litotecniche identificate durante il rilevamento e riportate nel capitolo 6 sono state ridefinite nell'insieme ed operando opportuni accorpamenti sulla base della propensione al dissesto, sono state ridotte a sette. In seguito è stato possibile definire le aree con condizioni uniche:

1. Conoidi, alluvioni recenti ed attuali;
2. Rocce non stratificate con valori di resistenza compresi tra r2 ed r3;
3. Rocce stratificate appartenenti alla classe B4, i diaspri e quelle B2 con valori di spazatura delle discontinuità compresi tra d3 e d5 e di condizioni compresi tra c2 e c5;
4. Le rocce della formazione Maiolica e le breccie calcareo silicee (r2-4)
5. Le rocce della formazione della Scaglia Toscana e le Calcareniti di Montegrossi;
6. Rocce stratificate (classe B2) con spazatura delle discontinuità da fitta a molto fitta, condizioni dei giunti scadenti e resistenza compresa tra r2 ed r4;
7. Il Macigno affiorante nella zona di Cardeta caratterizzato da una qualità bassa dei giunti, spazatura delle discontinuità da fitta a molto fitta e resistenza r4-r5.

FORMAZIONE	ULT	Count Classe (pixel)	Frane (pixel)	DD (%)
Conoidi	E2a2t3f1	347	0	0
All	E1a3-4t2f1	1102	1	0,090744
MAS	Ar2-3d4-5c3	3706	79	2,131678
CCA	Ar3d4-5c3-4	2985	108	3,61809
META	Ar3d4-5c4-5	1315	65	4,942966
SVL	B2r2-3d3-4c2-4	1653	105	6,352087
DSD	B2r6d5c5	2141	138	6,445586
RSA, LIM	B2r2-3d4-5c3-4	5172	344	6,651199

PSM	B4r2-3p4d4-5c4-5	2727	192	7,040704
MAI	B2r2-3d4-5c2-3	19117	1586	8,296281
STO3 br	C1-2r2-4	724	71	9,80663
STO-STO3	B2r2-3d4-5c3-5	22491	3060	13,60544
STO	B5r5-6d5c4-5	1811	249	13,74931
POD. SVL*, FAF	B2r2-3d4-5c4-5	2880	463	16,07639
MAC	B2r3-4d4-5c4-5	52574	8869	16,86956
MAC*	B2r4-5d4-5c4-5	8723	1902	21,80443

Tabella 32-Valori di densità di dissesto relative a tutte classi litotecniche

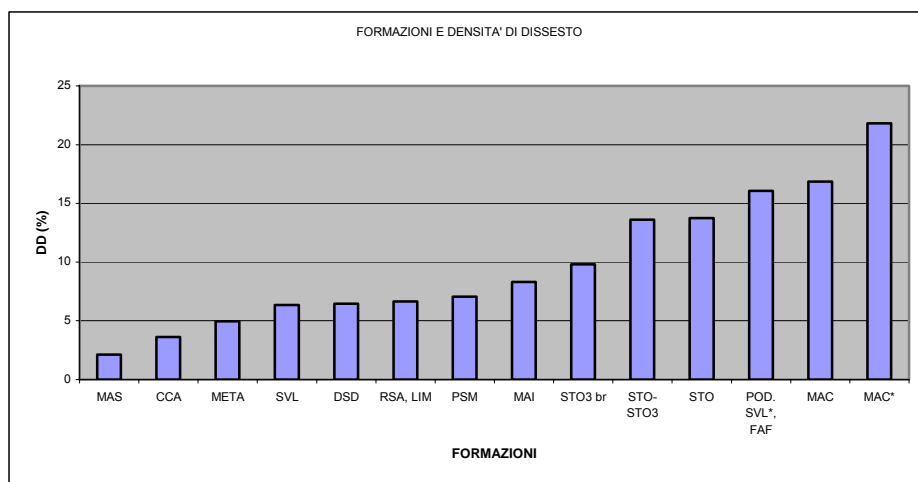


Figura 40-Densità di dissesto relativa a tutte le classi litotecniche. Le formazioni che compaiono in più classi sono contrassegnate da * quando presentano condizioni litotecniche peggiori.

Dall'istogramma di figura 40 si può osservare una relazione tra lo sviluppo di fenomeni instabili sui versanti e le formazioni affioranti su questi.

La riduzione delle classi da sedici a sette è stata operata sulla base degli intervalli del parametro 'densità di dissesto'.

FORMAZIONI	CLASSE	DD(%)
Conoidi, alluvioni	1	0,090744102
MAS,CCA,AUCT	2	4,942965779
SVL,DSD,RSA,LIM,PSM	3	7,04070407
MAI,STO3br	4	9,806629834
STO-STO3,STO	5	13,74930977
POD,SVL*,FAF,MAC	6	16,86955529
MAC*	7	21,80442508

Tabella 33-Le sette classi litotecniche utilizzate per l'elaborazione GIS con relativa DD (%) e corrispondenti formazioni.

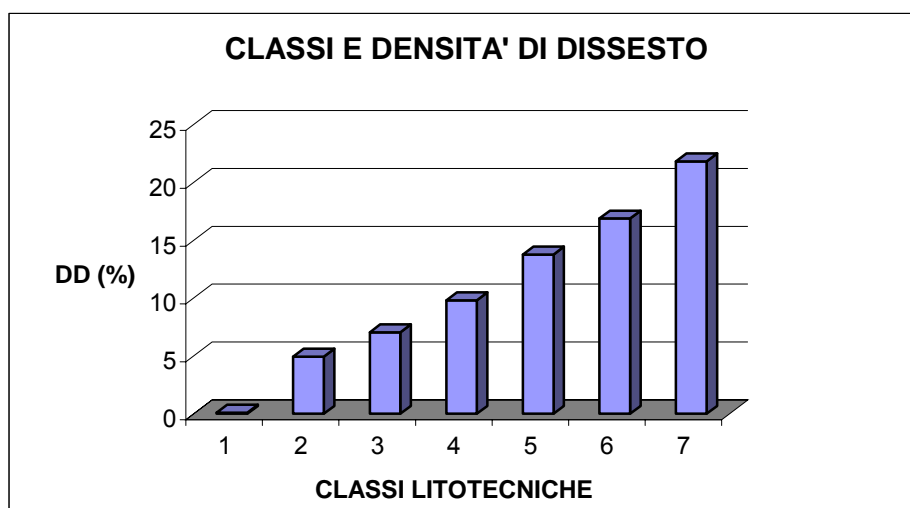
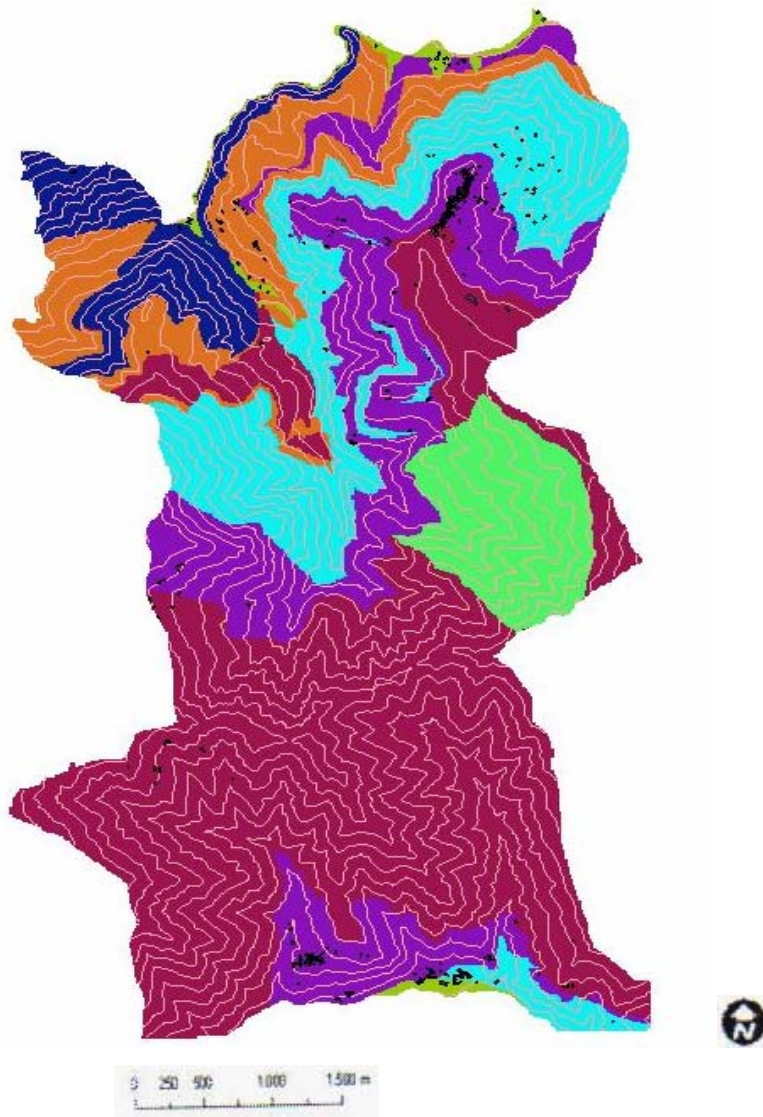


Figura 41- Densità di dissesto relativa alle 7 classi litotecniche utilizzate nella elaborazione GIS.

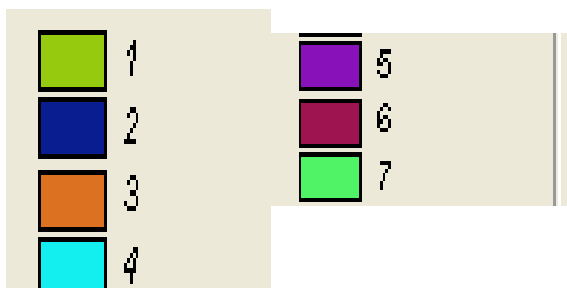
Dall'istogramma di figura 41 è possibile osservare intervalli significativi di densità di dissesto che caratterizzano le sette classi litotecniche utilizzate per l'analisi GIS. I termini estremi sono costituiti da alluvioni e conoidi, caratterizzate da un rapporto tra la superficie in frana e la superficie totale di circa 0,091%; e dalle rocce della formazione Macigno (MAC* nella tabella 33) presenti nella zona compresa tra Case Castagnola e Cardeta, che presenta la concentrazione maggiore di frane (DD = 21,80%). Lo sviluppo di frane sulle alluvioni si verifica difficilmente, infatti queste si presentano come aree pianeggianti di fondovalle relativamente poco estese. Il Macigno affiorante nella zona di Cardeta si presenta intensamente fratturato ed alterato, la scarsa qualità degli ammassi aumenta, in questa zona, la probabilità che si verifichino fenomeni franosi.

Le sette classi sono state contrassegnate con un codice numerico. L'ordine di numerazione coincide con l'incremento del valore di densità di dissesto (fig. 41).

CARTA LITOLOGICO-TECNICA



CLASSI LITOLOGICO-TECNICHE



CARTA DELL'USO DEL SUOLO

La carta dell'uso del suolo rappresenta le coperture vegetali presenti nell'area. Nel quarto capitolo di questa tesi si è discusso di come il parametro 'uso del suolo' condizioni, in maniera più o meno pesante, la stabilità dei pendii.

La carta dell'uso del suolo è stata costruita sulla base della Carta Forestale del Bacino del Serchio dell'area integrata, dove opportuno, con quella realizzata per il progetto Corine Land-cover.

L'area rilevata si presenta dominata in prevalenza da boschi di latifoglie costituiti da castagni, faggi e querce; meno rappresentati sono aree a pascolo e praterie e spazi aperti scarsamente vegetati.

Nell'area in questione sono state rappresentate, inizialmente, tredici classi, poi raggruppate opportunamente sulla base del parametro 'densità di dissesto e ridotte a sei significative per gli scopi di questa tesi:

1. Ostrieto;
2. Castagneto mesofilo su arenaria abbandonato e soprassuolo non governato a castagneto;
3. Pascolo e praterie, querceto di roverella, castagneto neutrofilo abbandonato;
4. Lecceta rupicola relitta, castagneto neutrofilo ceduo a regime, spazi aperti con poca copertura vegetale, castagneto mesofilo su arenaria, ceduo a regime;
5. faggete ceduo a regime, faggete ceduo in conversione;
6. faggeta oligotrfica;

TIPO DI COPERTURA	Esensione (pixel)	Frane (pixel)	DD (%)
Ostrieto	17649	805	4,56116494
castagneto mesofilo su arenaria abbandonato	4001	302	7,54811297
soprassuolo non governato a castagneto	441	36	8,16326531
Pascolo e praterie	640	69	10,78125
querceto di roverella	12887	1483	11,507721
castagneto neutrofilo abbandonato	21445	2876	13,4110515
Lecceta rupicola relitta	1433	218	15,2128402
castagneto neutrofilo ceduo a regime	36635	5671	15,4797325
Spazi aperti con scarsa vegetazione	8569	1330	15,5210643
castagneto mesofilo su arenaria ceduo a regime	22502	3518	15,6341659

Faggete ceduo a regime	1131	258	22,8116711
Faggete ceduo in conversione	974	242	24,8459959
Faggeta oligotrica	1161	424	36,5202412

Tabella 34-Coperture vegetali presenti nell'area e relativa densità di dissesto.

Di seguito, nel diagramma, sono illustrate le densità di dissesto relative ad ogni tipo di copertura considerata. Nel diagramma è possibile osservare le analogie e le differenze, in termini di densità di dissesto, tra alcuni tipi di copertura vegetale.

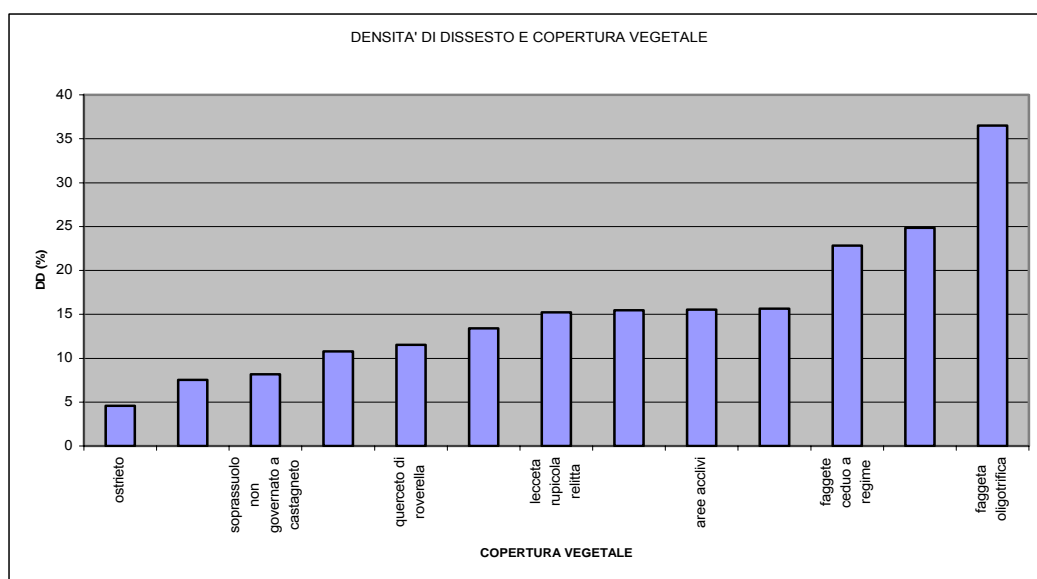


Figura 42-Coperture vegetali e relativa densità di dissesto.

Dal grafico precedente si capisce l'opportunità degli accorpamenti fatti. Nella tabella seguente sono elencate in ordine crescente sulla base della densità di dissesto.

CLASSI UTILIZZATE	DENSITA' DI DISSESTO
1	4,561164939
2	8,163265306
3	13,41105153
4	15,63416585
5	24,84599589
6	36,52024117

Tabella 35-Le sei classi utilizzate per l'analisi GIS e corrispondente DD (%) . La progressione da 1 a 6 indica un aumento della DD (%) .

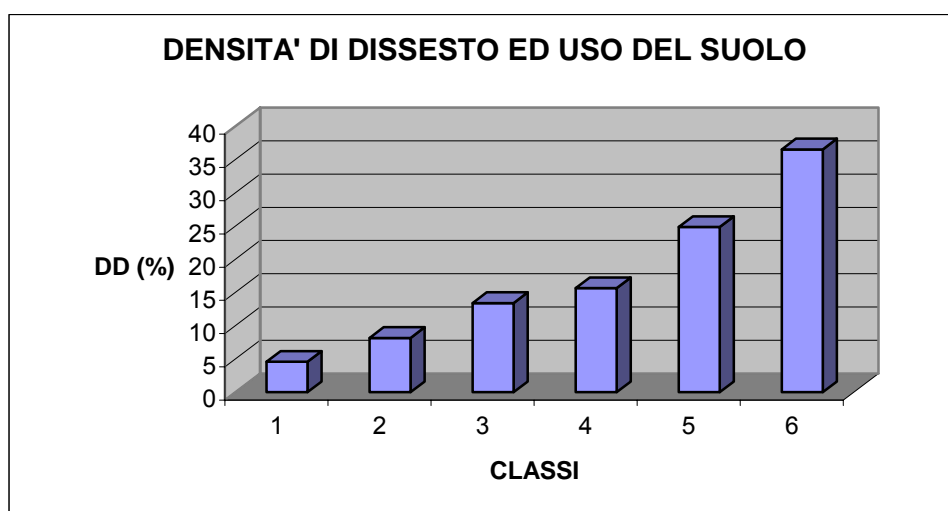


Figura 43-Istogramma della densità di dissesto relativa alle classi utilizzate per l'analisi GIS.

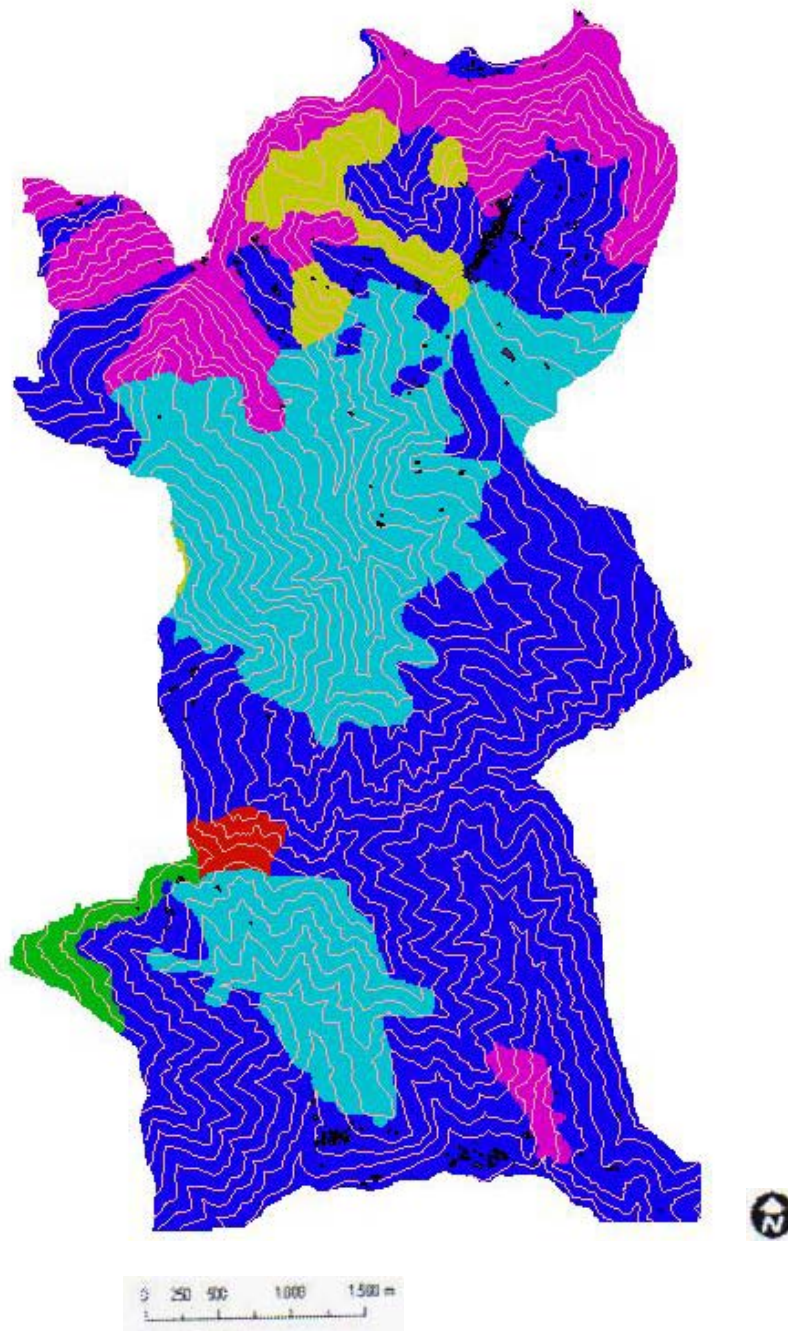
I termini estremi della rappresentazione grafica sono: ostrieto con una densità di dissesto del 5%; mentre l'area con faggeta oligotrofica risulta quella con maggiore concentrazione di frane. L'ostrieto costituisce una buona protezione per il suolo, formato da alberi longevi con apparato radicale sviluppato. Il faggio nel caso considerato peggiora le condizioni di stabilità; questo potrebbe essere dovuto alla promiscuità con i castagni, che, per un fenomeno detto 'allopatico', riduce lo sviluppo delle radici in senso laterale e quindi la formazione di un reticolo stabilizzante per il terreno.

Le sei classi sono state contrassegnate con un numero che costituisce la parte del codice identificativo delle aree relativa all'uso del suolo.

CLASSI	DENSITA' DI DISSESTO (%)	CODICE
1	4,561164939	100
2	8,163265306	200
3	13,41105153	300
4	15,63416585	400
5	24,84599589	500
6	36,52024117	600

Tabella 36-Classi relative al livello 'USO DEL SUOLO' e codice identificativo.

CARTA DELL'USO DEL SUOLO



CLASSI RELATIVE ALL'USO DEL SUOLO

	100		400
	200		500
	300		600

CARTA DELL'ESPOSIZIONE DEI VERSANTI

L'esposizione dei versanti condiziona la meteorizzazione del substrato roccioso e la stabilità dei terreni. L'esposizione può influire sul microclima, determinando condizioni chimiche o meccaniche particolari e predisporre a fenomeni di instabilità le coperture e le rocce. Le differenti condizioni di temperatura e di umidità favoriscono il deterioramento delle rocce e la formazione di coperture e suoli.

La carta dell'esposizione dei versanti è stata ottenuta dal DEM (Modello Altimetrico Digitale) tramite una funzione del programma GIS utilizzato, ArcView 3.2. Sono state inizialmente considerate nove classi di esposizione: aree pianeggianti, N, NE, E, SE, S, SW, W, NW.

ESPOSIZ.	Estensione (pixel)	Frane (pixel)	DD (%)
Pianeggianti	4733	200	4,22565
N	14111	1488	10,54496
NE	20993	2369	11,28471
NW	12224	1445	11,82101
W	16230	2100	12,939
SE	13704	1963	14,32428
S	12782	1978	15,47489
E	17855	2786	15,60347
SW	16836	2903	17,24281

Tabella 37-Classi di esposizione dei versanti con relativi valori di densità di dissesto. Le classi sono ordinate in ordine crescente del parametro DD (%).

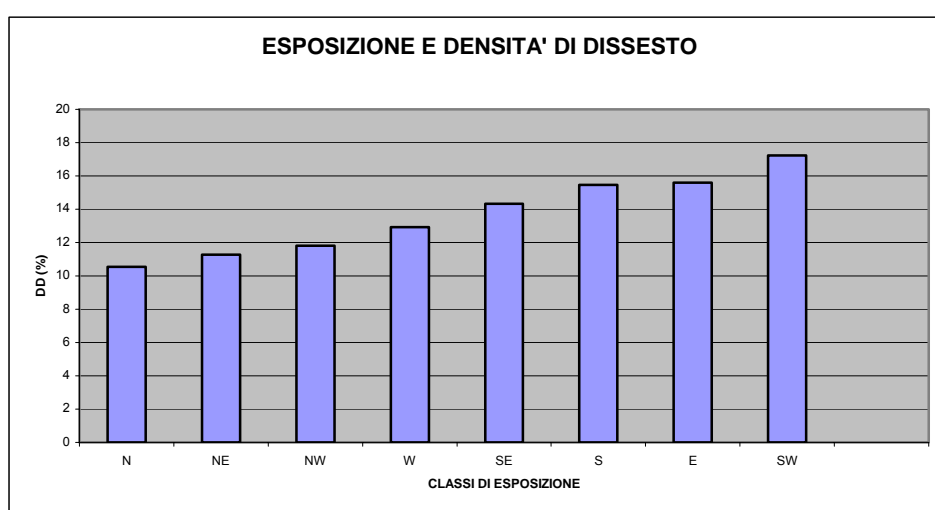


Figura 44- Densità di dissesto relativa alla esposizione dei versanti.

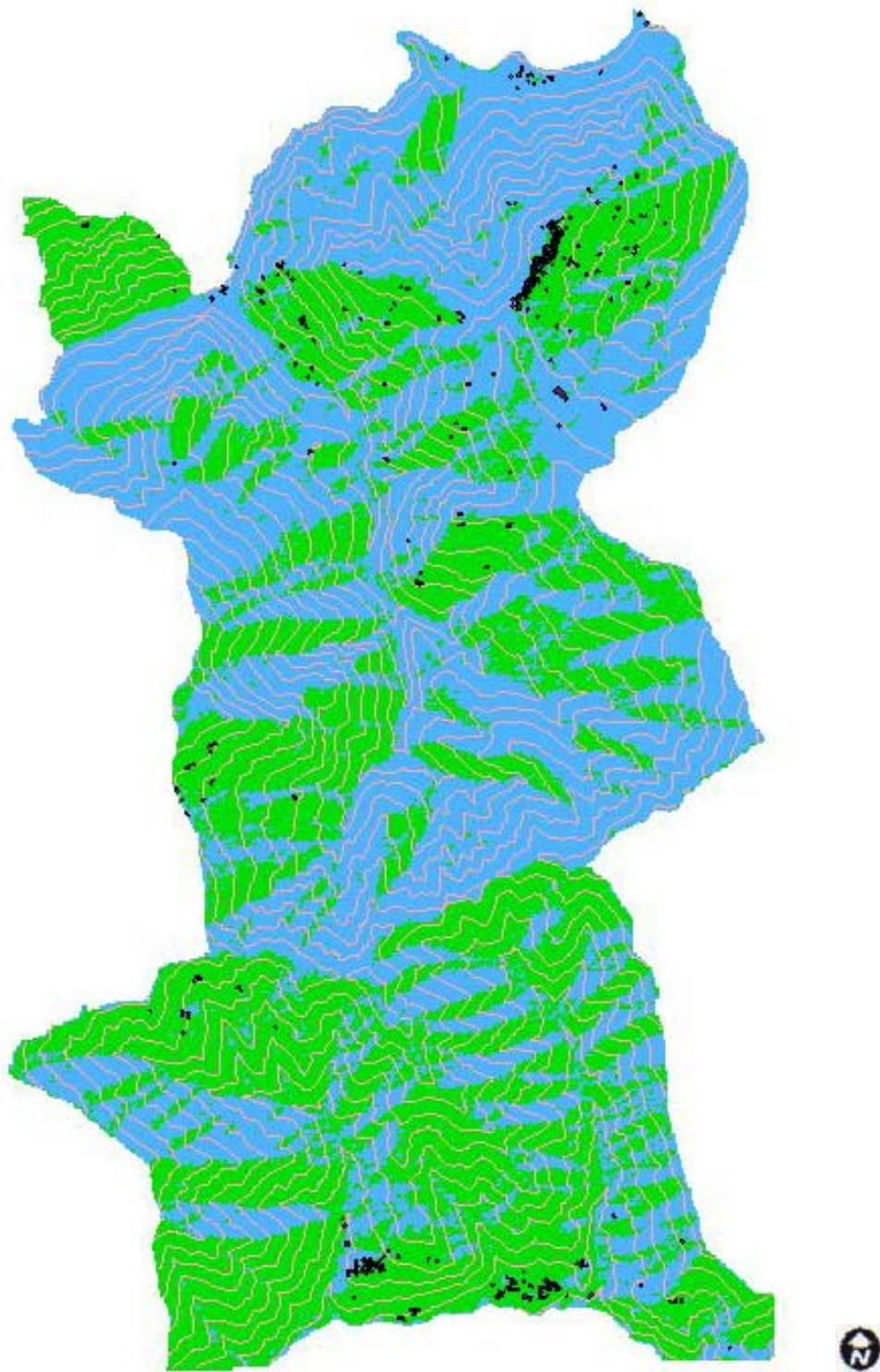
Dall'istogramma di fig.44 è possibile osservare come le classi SE, S, E e SW presentino una variabilità del parametro DD (%) molto bassa tra loro; lo stesso può dirsi per le classi N, NE, NW ed W.

Sulle classi sono stati operati opportuni accorpamenti sulla base della sostanziale uniformità dei valori di densità di dissesto di ognuno dei gruppi giungendo, infine, alla identificazione di due classi ritenute significative agli scopi di questo elaborato. Anche in questo caso ogni classe è stata contrassegnata da un codice identificativo.



CLASSE	ESPOSIZIONE	DD (%) MAX	CODICE
1	N, NE, NW, W	12,9390018	1000
2	SE, S, E SW	17,242813	2000

Tabella 38-Classi di esposizione utilizzate nell'analisi GIS con relativo valore di densità di dissesto e codice.

CARTA DELL'ESPOSIZIONE DEI VERSANTI



CLASSI DI ESPOSIZIONE DEI VERSANTI

	1000
	2000

CARTA DELLA INSTABILITA' POTENZIALE DEI VERSANTI

Dalla sovrapposizione dei tre tematismi è stata elaborata una carta delle condizioni uniche. Dal confronto di questa con la carta inventario dei fenomeni franosi è stata elaborata la carta della instabilità potenziale. La sovrapposizione dei livelli informativi è avvenuta tramite un modulo di Arc Wiew gis 3.2 ed ha permesso di isolare ed identificare le Unità di Condizioni Uniche (UCU), cioè dei domini omogenei caratterizzati da combinazioni uniche delle classi prese in esame. Il numero massimo di UCU possibili è dato, come già detto nel paragrafo introduttivo a questo capitolo, dal prodotto del numero delle classi che identificano le variabili; in questo caso il numero massimo di UCU è: $N_{max} = 7 \times 6 \times 2$; dove 7 sono le classi che identificano la litologia; 6 le classi relative al parametro 'uso del suolo'; 2 le classi di esposizione dei versanti considerate. Nell'areale studiato non sono presenti tutte le combinazioni possibili, infatti sono state rilevate 53 delle 84 UCU.

Ogni UCU è contrassegnata da una etichetta formata da un codice numerico composto dai codici parziali delle classi di ogni tematismo, in particolare: le unità rappresentano le classi litotecniche considerate nell'analisi, le centinaia sono relative alle classi di uso del suolo, le migliaia corrispondono alle classi di esposizione dei versanti.

CLASSE	ETICHETTA UCU	ESTENSIONE (pixel)	FRANE (pixel)	DD (%)
1	1101	590	1	0,169492
2	1102	3478	79	2,27142
3	1103	2733	129	4,720088
4	1104	3857	233	6,040964
5	1105	1406	92	6,543385
6	1106	220	41	18,63636
7	1202	1	0	0
8	1203	1531	153	9,993468
9	1204	612	13	2,124183
10	1205	928	95	10,23707
11	1206	232	11	4,741379
12	1301	55	0	0
13	1302	222	1	0,45045
14	1303	1236	111	8,980583
15	1304	5062	238	4,701699
16	1305	5653	539	9,53476
17	1306	6250	878	14,048
18	1307	177	55	31,07345

19	1401	379	0	0
20	1402	965	43	4,455959
21	1403	2896	235	8,114641
22	1404	1949	156	8,004105
23	1405	3630	419	11,5427
24	1406	17423	2664	15,29013
25	1407	5129	977	19,04855
26	1506	859	139	16,18161
27	1606	818	300	36,67482
28	2101	44	0	0
29	2102	2576	104	4,037267
30	2103	1086	23	2,117864
31	2104	989	50	5,055612
32	2105	205	3	1,463415
33	2106	465	50	10,75269
34	2203	431	35	8,12065
35	2204	512	29	5,664063
36	2205	185	0	0
37	2206	10	2	20
38	2301	5	0	0
39	2302	183	0	0
40	2303	821	44	5,359318
41	2304	3795	537	14,1502
42	2305	4420	682	15,42986
43	2306	6663	1080	16,20891
44	2307	430	263	61,16279
45	2401	376	0	0
46	2402	581	25	4,302926
47	2403	959	49	5,109489
48	2404	3065	401	13,0832
49	2405	7875	1479	18,78095
50	2406	20925	3682	17,59618
51	2407	2987	607	20,32139
52	2506	1246	361	28,97271
53	2606	343	124	36,1516

Tabella 39- Tabella in cui sono rappresentate tutte le UCU rilevate e corrispondenti valori di densità di dissesto.

La densità di dissesto corrisponde alla frequenza di frana per ognuna delle UCU. La frequenza di frana per il teorema di Bayes (Morgan, 1968) è riconducibile alla probabilità di accadimento delle frane stesse. La densità di dissesto media nell'area è del 13,31%.

Dalla precedente tabella si vede come le classi che hanno la propensione alle frane più bassa siano: le aree di fondovalle poco acclivi; le aree a substrato non stratificato e con copertura vegetale data da castagneto abbandonato, pascolo e querceto di roverella; le aree caratterizzate dalla alternanza di Calcareniti di

Montegrossi e Scaglia Toscana esposte a S su soprassuolo non governato o castagneto mesofilo su arenaria.

Nella tabella seguente sono, invece, illustrate le categorie a pericolosità più alta. La classe litotecnica 7, MAC* (Macigno peggiore) presenta la condizione di stabilità peggiore nell'area quando è associata a coperture vegetali di tipo 300 ed esposta a sud.

CLASSE	Frane	DD (%)
2606	124	36,1516035
1606	300	36,67481663
2307	263	61,1627907

Tabella 40-UCU più dissestate nell'area.

L'istogramma della pagina seguente presenta le classi utilizzate per l'analisi GIS ed i corrispondenti valori di densità di dissesto percentuali; le classi sono state ordinate in ordine crescente sulla base del valore di densità di dissesto.

Attraverso una funzione del software GIS utilizzato, *Natural Brakes*, l'area è stata classificata con cinque classi di instabilità potenziale:

- molto bassa con una densità di dissesto compresa tra 0 e 2,27%
- bassa con una densità di dissesto compresa tra 2,27 e 6,54%
- media con una densità di dissesto compresa tra 6,54 e 13,08%
- alta con una densità di dissesto compresa tra 13,08 e 20,32%
- molto alta con una densità di dissesto compresa tra 20,32 e 61,16%.

Con una funzione di filtraggio (*Majority filter*) è stato eliminato il disturbo di aree troppo piccole per la scala e gli scopi dell'analisi; il valore di queste è stato associato a quello dell'intorno. Con questo procedimento le aree troppo piccole sono state classificate come quelle adiacenti più significative.

DENSITA' DI DISSESTO E UCU

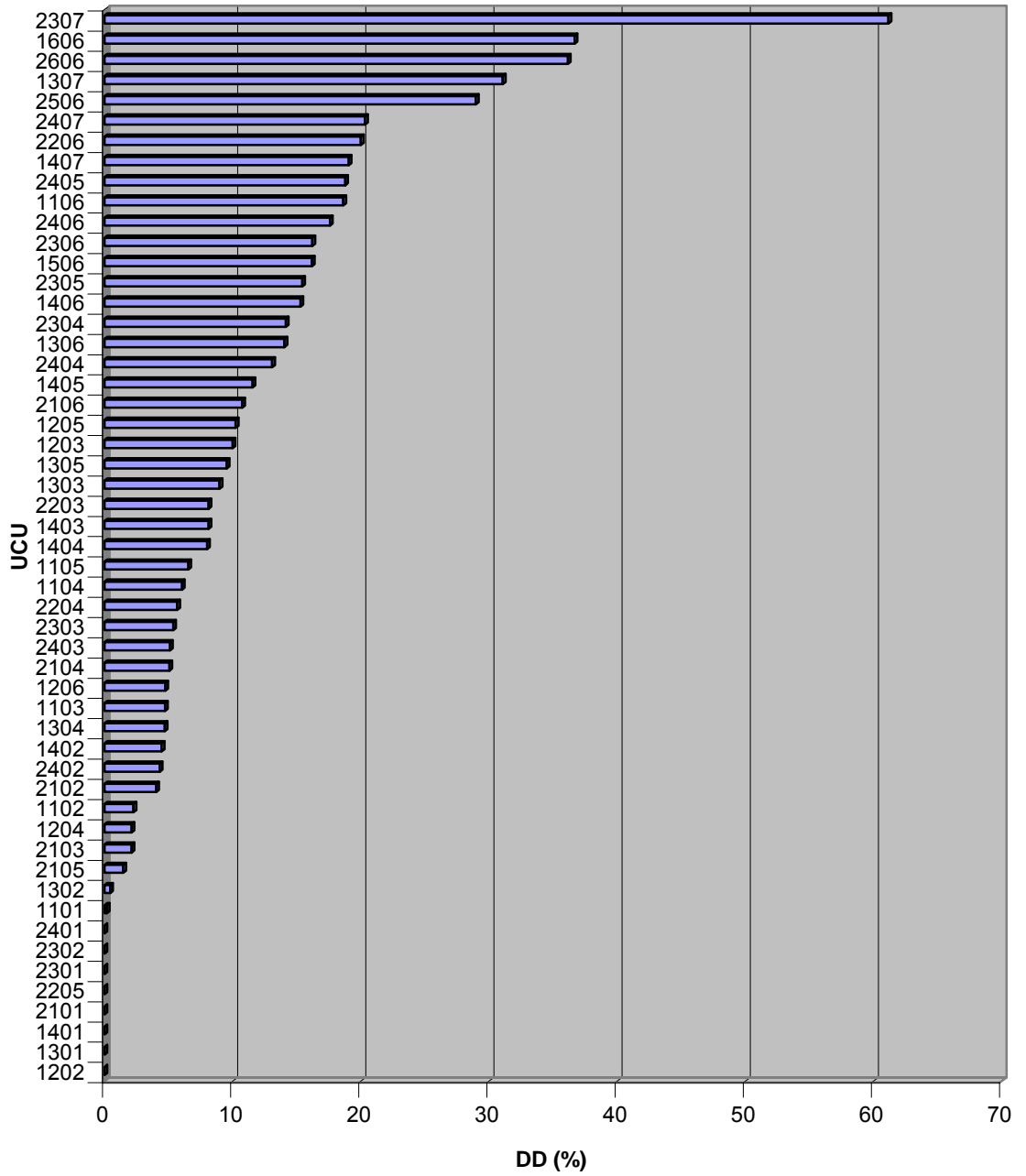


Figura 45-UCU e densità di dissesto relativa.

CARTA DELLA INSTABILITA' POTENZIALE



Dalla carta possono essere identificate le zone caratterizzate da una maggiore pericolosità. In particolare si osserva che:

- le zone che presentano valori di instabilità molto bassa sono rappresentate prevalentemente dalle aree di fondovalle, caratterizzate dalle alluvioni la cui stabilità è dovuta alla acclività molto bassa, e da quelle immediatamente ad ovest di Trombacco il cui substrato è costituito da rocce non stratificate con buone qualità meccaniche o, nella zona a sinistra della Turrîte, da rocce stratificate con giacitura suborizzontale. Altre aree con instabilità molto bassa si trovano dislocate nella zona ad ovest di Trassilico e nella zona ad est di Gragliana; queste aree presentano estensione limitata, si può supporre che il controllo sulla stabilità sia esercitato in questo caso dalla presenza dell'ostrieto.
- Le zone caratterizzate da instabilità bassa sono: a nord-ovest tutta la zona compresa tra la Turrîte di Gallicano ed il Monte Campanili, dove gli ammassi rocciosi sono non stratificati e presentano buone qualità meccaniche. A nord-est nella parte dell'area situata sotto l'abitato di Trassilico esposta a nord dove la presenza dell'ostrieto esercita un'azione stabilizzante; la zona è dominata da substrato calcareo (Maiolica) nelle porzioni superiori mentre sotto quota 500m gli affioramenti sono costituiti da calcari, marne e radiolariti; spostandoci verso ovest le condizioni di stabilità peggiorano con l'aumento dello spessore degli ammassi peggiori e con il passaggio a coperture vegetali tipo castagneto, roverella o pascolo. Nella zona di Visperiglia-Tre Corna le condizioni di stabilità migliorano quando i calcari sono esposti a nord-est, questo, determinando il periodo di insolazione, potrebbe influire sulla escursione termica giorno-notte e dunque sulle caratteristiche dell'ammasso. Questa classe di instabilità caratterizza inoltre: aree delimitate sul fondovalle nel bacino del Rio Camperano costituite da substrato calcareo con buone caratteristiche meccaniche o costituite da materiali più scadenti ma meno acclivi; nella zona ad ovest di Trassilico le breccie calcareo-silicee ed una zona con substrato arenaceo e copertura a Castagneto; un'area limitata nei pressi di Gragliana dove l'ostrieto esercita un controllo evidente sulla stabilità, questo si capisce immediatamente dal confronto operato sulla base della

densità di dissesto di con le aree adiacenti caratterizzate dallo stesso substrato.

- Le zone ad instabilità media costituiscono buona parte dei versanti a nord dell'area posti in destra idrografica rispetto alla Turrîte di Gallicano e nella zona di Tre Corna, queste aree sono: quelle caratterizzate dalle Calcareniti di Montegrossi; quelle caratterizzate dall'alternanza calcari, marne e radiolariti e copertura vegetale di lecci e castagni nella parte nord-ovest di Trassilico; quella a nord-est di Trassilico con substrato calcareo e copertura di lecci; ad ovest di Trombacco quelle caratterizzate da substrato di Pseudomacigno e copertura vegetale rappresentata da leccio e castagno. Sul versante che da sulla Turrîte Cava valori di instabilità media si osservano su aree di limitata estensione prossime agli abitati di Gragliana e Campolemisi; variazioni significative non si identificano al passaggio da suolo caratterizzato da castagni e lecci a quello caratterizzato da castagno e roverella. La condizione peggiore del versante a sud potrebbe essere dovuta anche all'esposizione, ma prevalentemente alla natura del substrato costituito essenzialmente arenaria Macigno. La conferma di questo potrebbe risiedere nel fatto che la densità di dissesto scende vicino agli abitati Campolemisi e Gragliana dove il substrato è costituito da calcare Maiolica o da Calcareniti di Montegrossi che nell'area presentano condizioni migliori rispetto al Macigno.
- Le aree con instabilità alta costituiscono la gran parte dei versanti che si abbassano sulla Turrîte Cava e le porzioni più alte dei versanti sulla Turrîte di Gallicano. Queste aree coincidono essenzialmente con un substrato di arenaria Macigno. La elevata densità di dissesto è dovuta con molta probabilità alle scarse qualità meccaniche che le rocce di questa formazione presentano nell'area.
- Le aree caratterizzate da instabilità molto alta sono identificabili in due zone dell'areale, la zona di Cardeta e la zona in prossimità del Monte Bicocca. La zona di Cardeta è costituita da un substrato di arenaria Macigno con le caratteristiche meccaniche peggiori nell'area; il Macigno in questa zona si presenta estremamente fratturato ed alterato con una RCU molto bassa (r4-5), inoltre durante le precipitazioni nelle fratture è

stata riscontrata emergenza d'acqua. Nella zona del Monte Bicocca la copertura vegetale costituita da faggi si trova su un substrato di Macigno; l'alta propensione al dissesto è dovuta alle caratteristiche meccaniche del substrato ma anche alla presenza dei faggi che creano nel suolo cavità e che con molta probabilità hanno apparati radicali poco sviluppati a causa della interferenza con i castagni per il fenomeno detto 'allelopatico'.

7.2 Analisi Statistica Multivariata

Il passaggio successivo nell'elaborazione è costituito dall'Analisi Statistica Multivariata; questa ha permesso non solo la verifica dell'analisi condizionale attraverso il confronto dei risultati, ma anche di conoscere il peso statistico che ognuno dei parametri rappresentati ha nell'elaborato finale, quindi l'influenza più o meno marcata nell'ingenerare fenomeni di instabilità.

L'analisi dei dati è stata condotta mediante un modello di regressione logistica appartenente alla famiglia dei modelli lineari generalizzati (GLM, Generalized Linear Model). I GLM si basano su assunzioni che li rendono adatti ad abbracciare numerose situazioni reali:

- le variabili casuali errori, quindi la variabile risposta, appartengono alla famiglia esponenziale;
- la varianza della variabile risposta è legata al valor medio μ tramite una funzione di varianza $v(\mu)$ tale che:

$$\text{Var}(Y) = \phi v(\mu)$$

dove ϕ è detto parametro di dispersione (o scala).

La struttura dei GLM si sviluppa su tre componenti essenziali:

- componente casuale: Y_i , $i = 1 \dots, n$ variabili casuali indipendenti, ognuna con distribuzione appartenente alla famiglia esponenziale;
- componente sistematica: $p < n$ variabili esplicative x_{i1}, \dots, x_{ip} , di natura quantitativa o qualitativa, che producono un valore teorico η_i (predittore lineare); il predittore lineare è definito dalla relazione

$$\eta_i = \sum_{j=1}^p \beta_j x_{ij}, \text{ dove } \beta_j \text{ indica i parametri da stimare a partire dai dati;}$$

- funzione legame: costituisce il legame tra la componente casuale e quella sistematica; la funzione legame è definita con $g(\mu_i) = \eta_i$ tale che $g^{-1}(\eta_i) = \mu_i$.

In questa tesi per l'elaborazione dei dati è stato utilizzato un GLM per dati binari di tipo Logit; la variabile risposta è dicotomica e si riferisce alla presenza ($Y = 1$) o assenza ($Y = 0$) di frane (1/0, presenza/assenza). Quindi l'analisi è stata volta allo studio della probabilità che la variabile risposta assuma una modalità piuttosto che un'altra (1/0) in funzione di certi valori delle variabili esplicative X: $\Pr(Y = 1 \mid X = x)$ oppure $\Pr(Y = 0 \mid X = x)$. Questo procedimento ha come risultato una funzione matematica che fornisce la capacità delle variabili considerate (i fattori litologia, uso del suolo, esposizione dei versanti) di classificare il territorio in aree diversamente soggette a dissesto, e ne definisce il peso statistico nell'analisi (Federici et alii,2005).

La funzione legame utilizzata è la funzione logit o logistica:

$$g(\pi) = \log \left(\frac{\pi}{1 - \pi} \right),$$

che da luogo al modello logit:

$$\frac{\pi}{1 - \pi} = e^{x\beta},$$

$$\text{con } \Pr(Y=1): \pi = \Pr(Y = 1) = \frac{e^{x\beta}}{1 + e^{x\beta}} = \frac{1}{1 + e^{-x\beta}},$$

$$\text{con } \Pr(Y=0): 1 - \pi = (1 + e^{x\beta})^{-1}.$$

Di seguito viene riportato uno stralcio del database in cui sono illustrati: il numero identificativo del pixel considerato (*point id*), nella prima colonna; i corrispondenti valori identificativi (i codici parziali assegnati in precedenza) delle classi di appartenenza su ogni livello informativo (litologia, uso del suolo, esposizione dei versanti), nelle colonne successive; la quinta colonna è caratterizzata dalla presenza di due soli valori numerici 1 oppure 0, valori che indicano la presenza o assenza di frana nel pixel (risposta dicotomica 1/0, presenza/assenza).

Shape	Pointid	Esp	Usa	Lito	Frana	Predetti
Point	6210	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6211	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6212	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6213	1000	100	4	1	0.0501922
Point	6214	1000	100	4	1	0.0501922
Point	6215	1000	100	4	1	0.0501922
Point	6216	1000	100	4	1	0.0501922
Point	6217	1000	100	4	1	0.0501922
Point	6218	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6219	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6220	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6221	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6222	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6223	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6224	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6225	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6226	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6227	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6228	1000	100	4	1	0.0501922
Point	6229	1000	100	4	1	0.0501922
Point	6230	1000	100	4	1	0.0501922
Point	6231	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6232	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6233	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6234	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6235	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6236	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6237	1000	100	4	0	0.0501922
Point	6238	2000	100	4	0	0.0672082
Point	6239	2000	100	4	0	0.0672082
Point	6240	2000	100	4	0	0.0672082
Point	6241	2000	100	4	0	0.0672082
Point	6242	2000	100	4	0	0.0672082
Point	6243	2000	100	4	0	0.0672082
Point	6244	2000	100	4	0	0.0672082

Figura 46-Schermata di uno stralcio del database con informazioni relative ad ogni pixel. Il numero 1/0 sulla quinta colonna si riferisce alla presenza/assenza di frana.

In particolare si può osservare che il pixel 6210 è identificato dal codice 1104 e che si trova in condizioni di stabilità; lo stesso non vale per il pixel 6228 corrispondente sempre alla classe 1104 ma in frana. I fattori considerati sono i medesimi utilizzati per l'analisi condizionale organizzati nello stesso numero di classi.

Nella tabella che segue sono illustrate le variabili utilizzate per l'analisi statistica multivariata. Le classi di appartenenza dei fattori corrispondono alle variabili utilizzate per il GLM; vengono indicate come riferimento quelle con densità di dissesto più bassa.

Fattore	Classe di appartenenza	Variabile	
LITOLOGIA	1	L1	Riferimento
	2	L2	

	3	L3	
	4	L4	
	5	L5	
	6	L6	
	7	L7	
USO DEL SUOLO	100	U1	Riferimento
	200	U2	
	300	U3	
	400	U4	
	500	U5	
	600	U6	
ESPOSIZIONE DEI VERSANTI	1000	E1	Riferimento
	2000	E2	

Tabella 41-Variabili considerate nel GLM relative alle classi dei layer utilizzati. Il termine 'Riferimento' nella quarta colonna indica quale variabile è stata considerata come riferimento per l'analisi statistica.

L'uso di questo modello lineare ha permesso di valutare su base quantitativa i fattori che mostrano maggiore relazione con i fenomeni franosi, considerando una molteplicità di variabili e le reciproche strutture di relazione.

Il software utilizzato per l'elaborazione dei dati statistici è "STATA".

Nella tabella seguente sono indicate le variabili (relative alle classi dei livelli informativi) ed i corrispondenti coefficienti che ne indicano il peso statistico nell'accadimento di fenomeni franosi. Le variabili sono disposte in ordine crescente rispetto al valore del coefficiente relativo, quindi in relazione alla incidenza che i fattori corrispondenti hanno nel generare le frane nel territorio considerato.

frane	Coef.	Std. Err.	z	P> z	[95% Conf. Interval]
e2	.3100135	.0170264	18.21	0.000	.2766424 .3433845
u2	.255128	.069101	3.69	0.000	.1196925 .3905635
u3	.4899559	.0438097	11.18	0.000	.4040905 .5758213
u4	.5701807	.0432804	13.17	0.000	.4853528 .6550087
u5	1.012067	.0674934	15.00	0.000	.8797829 1.144352
u6	1.720983	.0750884	22.92	0.000	1.573812 1.868153
12	4.022657	1.002571	4.01	0.000	2.057655 5.987659
13	4.673423	1.001126	4.67	0.000	2.711252 6.635595
14	4.811519	1.000767	4.81	0.000	2.850051 6.772987
15	5.237027	1.00063	5.23	0.000	3.275827 7.198226
16	5.383964	1.000524	5.38	0.000	3.422972 7.344956
17	5.782524	1.000794	5.78	0.000	3.821004 7.744044
_cons	-7.751919	1.000872	-7.75	0.000	-9.713591 -5.790247

Tabella 42-Variabili considerate e relativi coefficienti calcolati tramite il software STATA.

Dalla tabella 42 è possibile osservare che il controllo maggiore sulla stabilità dei versanti è esercitato dalla litologia. Per esempio la variabile L7, riferita al livello informativo 'Litologia', classe 7 (MAC*, Macigno con caratteristiche litotecniche peggiori), aumenta di quasi sei punti (il 570%), la probabilità che l'unità di mappa (in questo caso il pixel) si trovi in condizioni di instabilità rispetto ad un pixel che si trova nella classe 1 (alluvioni recenti ed attuali) corrispondente al livello L1 (riferimento). Il secondo parametro, in ordine di peso statistico, è rappresentato dall'uso del suolo; in particolare la classe 600 (variabile U6), faggeta oligotrofica, aumenta la probabilità di incidenza di frane del 170% rispetto alla classe di riferimento 100 (variabile U1), ostrieto. L'esposizione dei versanti tra 90° e 235°N (classe 2000) aumenta di circa il 30% la possibilità che il pixel sia instabile.

Su ogni pixel è stato poi calcolato un fattore di predizione che indica la probabilità che la variabile risposta sia 1 (condizione di stabilità) piuttosto che 0 (condizione di instabilità). I valori di questo fattore sono stati indicati come 'predetti'.

Le classi di instabilità della carta ottenuta con questo metodo sono state costruite utilizzando come parametri i 'predetti'. La suddivisione delle classi è avvenuta, come per l'analisi condizionale, attraverso la funzione *Natural breaks* del software GIS utilizzato, ArcView GIS 3.2.

La rappresentazione grafica ultima della carta è stata migliorata con una apposita funzione di filtraggio (*Majority Filter*).

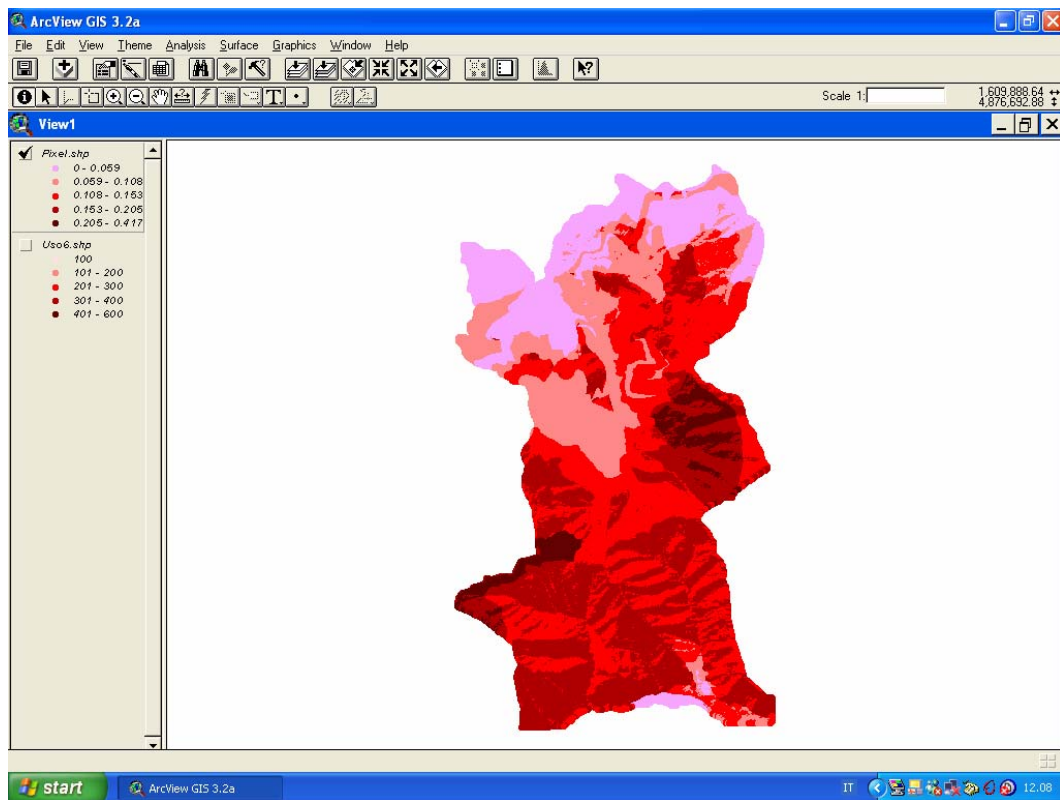
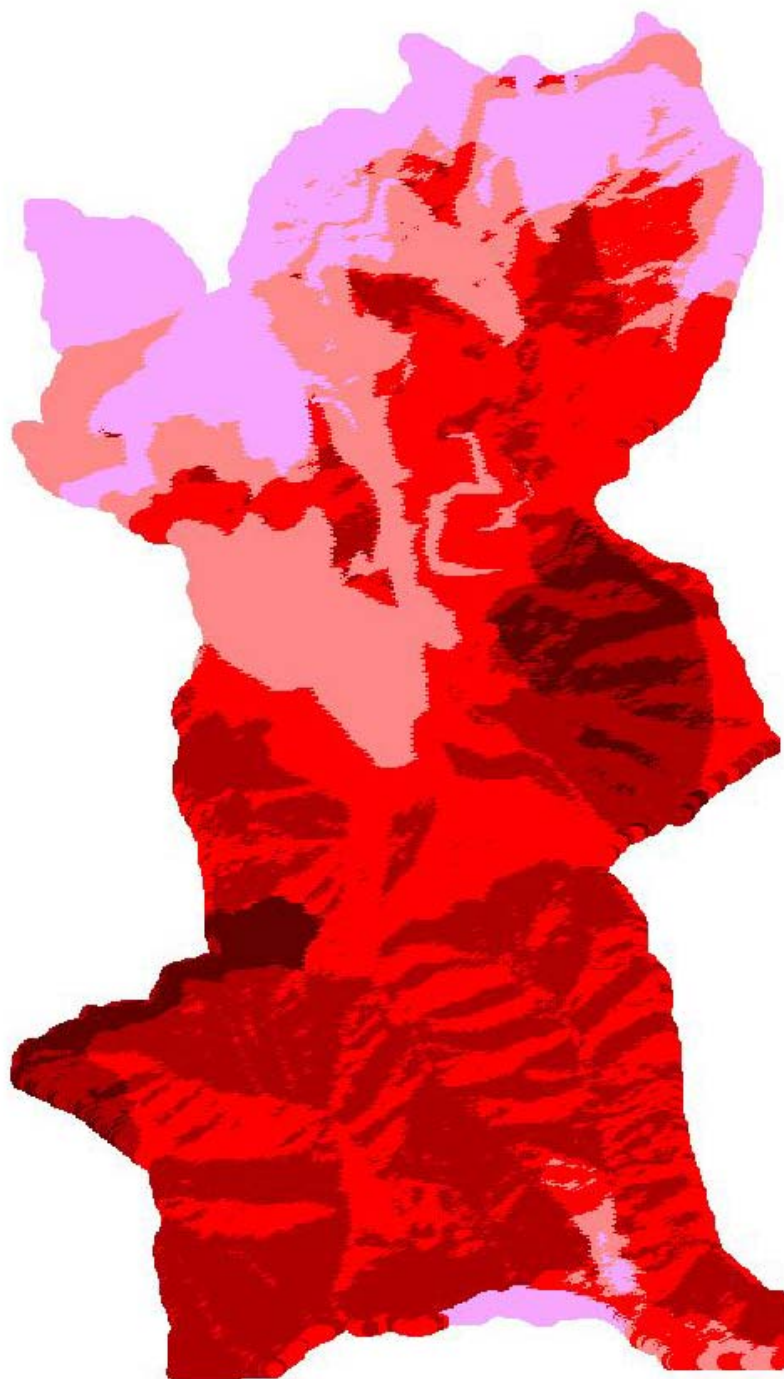


Figura 47-Schermata di ArcView GIS 3.2 relativa all'elaborato finale dell'analisi. L'immagine centrale rappresenta la carta della instabilità; a sinistra in alto (pixel.shp), contrassegnate dalla 'v' di 'accensione', sono rappresentate le classi di probabilità di dissesto.

PROBABILITA' DI FRANA	CLASSE DI INSTABILITA'
0 - 0,059	MOLTO BASSA
0,059 - 0,108	BASSA
0,108 - 0,153	MEDIA
0,153 - 0,205	ALTA
0,205 - 0,417	MOLTO ALTA

Tabella 43-Probabilità di frana e relativa classe di instabilità.

CARTA DELLA INSTABILITA' POTENZIALE



INSTABILITA'

- MOLTO BASSA
- BASSA
- MEDIA
- ALTA
- MOLTO ALTA

Una instabilità molto bassa caratterizza le alluvioni recenti ed attuali. Le litologie calcaree e le breccie calcareo silicee del Nummulitico presentano complessivamente una bassa propensione alla instabilità; questa osservazione è vera solo in parte nella zona di Gragliana dove la Maiolica presenta bassa instabilità solo in due tratti, probabilmente a causa della orientazione dei versanti. Nella zona di Gragliana è inoltre evidente il ruolo stabilizzante svolto dall'ostrieto, infatti in quest'area la densità di dissesto risulta più bassa rispetto a quelle adiacenti caratterizzate dal medesimo substrato. Le arenarie del Macigno e delle Calcareniti di Montegrossi presentano una instabilità media ed alta; localmente nella zona di Trassilico e di Visperiglia la instabilità media si presenta anche su calcari marne e radiolariti. La instabilità molto alta è rappresentativa della zona del Monte Bicocca caratterizzata dalla presenza del Macigno e di faggeta oligotrofica, e della zona di Cardeta dove affiorano le rocce del Macigno, indicate in questa analisi con la sigla MAC* perché presentavano condizioni litotecniche peggiori rispetto non solo agli altri affioramenti di Macigno ma rispetto a tutti gli ammassi rocciosi dell'area. Inoltre è possibile osservare che i versanti esposti a sud presentano una densità di dissesto complessivamente maggiore.

Dal confronto, anche grafico, degli elaborati ottenuti con i due metodi è possibile notare come l'analisi statistica multivariata evidenzi maggiormente le classi relative ai fattori considerati. In particolare si osserva una marcata evidenza della litologia. Il confronto tra le carte ottenute con i due diversi metodi mostra comunque una buona corrispondenza. Le differenze sono dovute alla maggiore informazione, in termini quantitativi portata dall'analisi statistica multivariata rispetto all'analisi condizionale. Inoltre questo procedimento ha permesso una valutazione più oggettiva dei parametri considerati nell'analisi.

CONCLUSIONI

I risultati finali di questa tesi di laurea sono:

- due elaborati cartacei in scala 1:5000 degli elementi cartografici 250131 (Trassilico), e 250132 (S. Pellegrinetto) con geologia ed elementi di geomorfologia dell'area;
- due elaborati cartacei in scala 1:5000 degli elementi cartografici Trassilico e S. Pellegrinetto che riportano le caratteristiche litologico-tecniche delle formazioni presenti nell'area;
- una Carta della Instabilità Potenziale per la zona di Trassilico e S. Pellegrinetto, un elaborato digitale che permette la distinzione sul territorio di aree a diversa suscettibilità di frana.

L'indagine geologica e geomorfologica è stata condotta attraverso il rilevamento sul terreno e l'osservazione di foto aeree.

La costruzione delle carte litologico-tecniche è avvenuta con i dati di indagini in situ e dai risultati delle analisi di laboratorio. I metodi di indagine sul terreno sono stati prove manuali e stime visive; mentre per la stima delle resistenze a compressione uniassiale delle rocce è stato usato il martello di Schmidt. In laboratorio è stata stimata la resistenza a compressione uniassiale delle rocce attraverso il *Point Load Test*, il peso di volume delle rocce mediante un picnometro; per i materiali sciolti, costituenti le coperture, sono state effettuate la setacciatura meccanica e quella per sedimentazione per ottenere la percentuale delle componenti granulometriche; inoltre per i materiali sciolti costituiti da frazioni di materiale coesivo superiore al 12% sono state effettuate le analisi per il calcolo dei limiti di Atterberg.

La Carta della Instabilità Potenziale è stata ottenuta tramite l'elaborazione GIS attraverso i metodi dell'analisi condizionale e dell'analisi statistica multivariata. Il confronto tra due metodi ha messo in luce la sostanziale coerenza nei risultati.

La stima della instabilità potenziale è avvenuta attraverso l'*overlay* dei livelli informativi in cui sono riportati i fattori, legati alla propensione al dissesto nella zona, considerati nell'elaborazione. L'analisi condizionale ha permesso la valutazione della distribuzione e concentrazione dei fattori di propensione al

dissesto. L'analisi statistica multivariata ha permesso di conoscere anche il peso statistico di ogni fattore coinvolto nella determinazione di fenomeni di instabilità, migliorando le qualità dell'elaborato di sintesi. La carta finale riporta per l'area una densità di dissesto media del 14% circa, con una presenza di frane maggiore sul versante esposto a sud che su quello a nord. Le aree maggiormente dissestate si trovano nei pressi del Monte Bicocca e nella zona di Cardeta, su substrato di Macigno e copertura vegetale data da faggeti e castagneti che presentano una densità di dissesto compresa tra il 20% e 61% circa; mentre le più stabili risultano le zone di fondovalle caratterizzate da coperture alluvionali poco acclivi, quelle caratterizzate da substrato roccioso non stratificato e quelle la cui copertura vegetale è rappresentata da ostrieto.

L'analisi condizionale risulta alla fine di facile applicazione ed immediata comprensione, i risultati riflettono le relazioni tra i fattori considerati nel procedimento e l'instabilità. L'analisi statistica multivariata ha permesso di superare i limiti dell'analisi condizionale assegnando il peso statistico ai fattori scelti nell'elaborazione e definendo in maniera più precisa il grado di pericolosità. Il parametro che esercita il maggiore controllo sulla stabilità dei versanti risulta la litologia. Una influenza notevole ha la copertura vegetale, mentre la esposizione risulta un parametro da valutare ma meno importante rispetto ai due precedenti nell'area studiata.

Un limite dello studio potrebbe risiedere nella quantità dei livelli informativi considerati.

Una caratterizzazione geotecnica delle coperture attraverso penetrometrie potrebbe fornire ulteriori dati sui materiali sciolti costituenti detriti, accumuli e corpi di frana che durante gli eventi meteorici tendono a destabilizzarsi originando colate. Queste analisi permettono di ricavare i parametri di spessore, coesione ed angolo di attrito utili per la definizione della stabilità di questi materiali sui versanti.

Ulteriori analisi dovrebbero essere indirizzate alla conoscenza della idrogeologia e dei modelli di circolazione profonda nell'area.

Nell'analisi previsionale la carta di sintesi potrebbe essere messa in relazione con dati provenienti da studi sulla sismicità dell'area e sulle soglie pluviometriche critiche di innesco. La realizzazione di ulteriori stazioni di monitoraggio continuo

consentirebbe la comprensione più approfondita dei fenomeni di innesco nel territorio. In particolare il monitoraggio attraverso centraline periferiche di acquisizione come quelle descritte da D'Amato Avanzi et alii (2002) potrebbe fornire dati continui sia sui mm di pioggia relativi ad ogni precipitazione che sul fronte di umidificazione nel sottosuolo in occasione di innesco di frane; il posizionamento di più piezometri sulla stessa verticale, a differenti profondità, potrebbe fornire utili informazioni sul comportamento del fronte di saturazione, cioè se questo procede dalla superficie del pendio verso il substrato oppure se a partire da questo si formi una falda freatica che saturi il terreno.

Il monitoraggio della sismicità dell'area in relazione ai grossi corpi di frana potrebbe inoltre chiarire le condizioni di innesco relative alle grandi frane sismoindotte, il cui movimento si verifica in alcuni casi con notevole ritardo rispetto non solo al sisma ma anche alle piccole frane sismoindotte.

Una stima della franosità e del materiale mobilizzabile dai versanti (materiale solido e tronchi) nelle aste torrentizie potrebbe essere utile anche nella definizione del grado di pericolosità da fenomeni di sovralluvionamento vallivo; nell'area studiata questa diventa una considerazione sul rischio se si pensa agli insediamenti umani nelle zone di fondovalle: case, attività produttive (essenzialmente allevamenti ittici) e strade secondarie per il raggiungimento di piccoli abitati (zona di Trombacco per esempio).

BIBLIOGRAFIA:

- A.G.I. (1963)—*Nomenclatura geotecnica e classifica delle terre*—Geotecnica, v. 2, 1963
- Amanti M., Castaldo G., Marchionna G., Pecci M. (1992) – *Proposta di una nuova classificazione dei fenomeni franosi, ai fini del rilevamento geologico-tecnico e della corretta prevenzione del dissesto del territorio.*— Bollettino del Servizio Geologico d'Italia – Vol.CXI – 1992 pp. 3-20
- Amanti M., Castaldo G., Marchionna G., Pecci M. (1992) – *Tavola comparativa delle classificazioni dei fenomeni franosi* – Allegato a BOLLETTINO DEL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – Vol.CXI – 1992
- Baldacci F., Elter P., Giannini E., Giglia G., Lazzarotto A., Nardi R. (1967) – *Nuove osservazioni sulla Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysh arenacei tipo “Macigno”* — Mem. Soc. Geol. It.-- v. 6, 1967
- Barsotti F. (1995)—*Geologia dei dintorni di S. Pellegrinetto, Vallico e Motrone (Provincia di Lucca).*—Tesi di laurea, Dip. Sc. della Terra, Università di Pisa, 1995.
- Barton N. R. (1976)—*The Shear Strength of Rock and Rock Joints.*— International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 1976, vol. 13, pp.255-279.
- Barton N. R. e Choubey V. (1977)—*The shear strength of rock joints in theory and practice.*—Rock Mechanics, v10, 1-54, 1977.
- Bisci C., Dramis F. e Sorriso Valvo M. (1996)—*Rock Flow (Sackung)* — Landslide Recognition, Wiley e Sons (UK), 1997, pp.150-159
- Boccaletti M. e Sagri M. (1966)—*Lacune della Serie Toscana: 2.- Breccie e lacune al passaggio Maiolica- Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima.*—Mem. Soc. Geol. It., v. 5, 19-66, 1966
- Boccaletti M. e Coli M. (1983)—*La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione.* — Mem. Soc. Geol. It. v. 25, 1983 pp.51-62
- Bozzano F., Manuel M.R., Martino S., Prestinzi A., Romeo R. e Scarascia Mugnozza G. (2003) – *Recenti frane sismoindotte sul territorio italiano: i casi di Salcito (CB) e di Cerda (PA).* GEOITALIA, 4° forum FIST, 2003. Riassunti. – Sessione 13, 475-476.

- Bruni P e Fazzuoli M. (1981)—*Facies association in the Lima Cherty Limestone (Upper Giurassic), Northern Appennine.*—Rend. Soc. Geol. It., v. 4, 319-322, 1981
- Cancelli A., D'Amato Avanzi G., Pochini A, Puccinelli A. (2002)—*Caratterizzazione geologica e litologico-tecnica delle pianie del Serchio e della Turrite Secca in prossimità di Castelnuovo di Garfagnana (Lucca).*—Rivista italiana di geotecnica, Aprile 2002
- Canuti P. e Casagli N. (1994) — *Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana.*—Atti del convegno di Bologna del 27 Maggio 1994 CNR-GNDCI –Regione Emilia Romagna.
- Caredio F., D'Amato Avanzi G., Puccinelli A., Trivellini, Venutelli M. e Verani M. (1998) – *La catastrofe idrogeologica del 19/6/1996 in Versilia e Garfagnana (Toscana, Italia): aspetti geomorfologici e valutazioni idrauliche* —Atti Conv. “La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica”. Alba (CN), 5-7/11/1996.—Vol. 2, pp. 75-88.
- Carmignani , Giglia G., Kligfield R. (1978)—*Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Appennines, Italy.*— J. Geol., v. 86, 487-504, 1978.
- Carmignani E. e Giglia G. (1984)—“*Autoctono Apuano*” e *Falda Toscana:sintesi dei dati ed interpretazioni più recenti.* – Cento anni di geologia italiana, v.Giub.I Centenario Soc. Geol. It., Bologna, 1984
- Carmignani E. e Kligfield R. (1990)—*Crustal extension in the Northern Appennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex.*—Tectonics, v9 1275-1303, 1990.
- Carrara A., Carton A., Dramis F., Panizza M., Prestinizi A. (1987)—*Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti.*—Boll. Soc. Geol. It. – v.106, 1987, pp. 199-221
- Carrara A., Crdinali M., Guazzetti F., Reichenbach P. (1995)—*GIS based technique for mapping landslide hazard.*—<http://deis158.deis.unibo.it>.
- Casadio M., Elmi C. (1999) – *Il Manuale del Geologo.* Pitagora Editrice S.r.l., Bologna.
- Castiglioni G. B. – *Geomorfologia* – UTET Torino, II Ed., 1986.
- Cencetti C., Conversini P., Salciarini D.& Tamagnini C. (2003) – *Un movimento franoso nei depositi clastici eterogenei fluvio-lacustri nell'Umbria centrale. Analisi dell'influenza del regime idraulico sulla*

stabilità con metodi numerici.—GEOITALIA, 4° forum FIST, 2003. Riassunti. – Sessione 13, 488-489.

- Colombo P., Colleselli F. – *Elementi di Geotecnica* – Zanichelli, II Ed..
- Crespellani T., Facciorusso J., Madiati C., Vannucchi G. (2002) – *Programmazione e controllo delle indagini geotecniche negli studi di microzonazione sismica a scala regionale: il caso della Garfagnana* – Rivista italiana di geotecnica, aprile-giugno 2002, pp. 67-93
- Cruden D. M., Varnes D.J. (1996) – *Landslides types and processes* – “Landslides: investigation and mitigation “ Transportation research Board – National Academy of Science, pp.36-71
- Dallan Nardi L., Nardi R. (1972) – *Schema stratigrafico e strutturale dell’Appennino Settentrionale* – Memorie dell’Accademia Lunigianese di Scienze “G. Capellini”, vol. XLII – 1972.
- Dallan Nardi L. e Nardi R. (1973)—*Ipotesi sulla genesi e sul significato delle breccie stratigrafiche associate ai “Calcari Cavernosi” sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda Toscana.*— Boll. Soc. Geol. It.—v.92, 1973, pp. 435-452
- Dallan Nardi L. e Nardi R. (1974)—*Schema stratigrafico e strutturale dell’Appennino Settentrionale.*—Mem. Acc. Lunigianese Sc., 42, 1-22 (1974)
- Dallan L., Nardi R., Puccinelli A., D’Amato Avanzi G., Trivellini M. (1991) – *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca)* – Boll. Soc. Geol. It. – 110 (1991) pp. 245-272
- D’Amato Avanzi G. e Puccinelli A. (1988)—*La valle villafranchiana della Turrite di Galliciano (Val di Serchio) e le sue implicazioni neotettoniche.*—Suppl. Geogr. Fis.Dinam. Quat., v.1, 147-154, 1988
- D’Amato Avanzi G. e Puccinelli A. (1996)—*Deep-seated gravitational slope deformations in North-Western Tuscany (Italy): remarks on topology, distribution and tectonic connections.*—Geogr. Fis. Dinam. Quat.—19 (1996) pp. 325-334.
- D’Amato Avanzi G., Perilli N. e Puccinelli A. (2002)— *Foglio 250 Castelnuovo Garfagnana. NOTE ILLUSTRATIVE . – CARTA GEOLOGICA D’ITALIA ALLA SCALA 1:50000*, Università degli studi di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra; Presidenza del Consiglio dei Ministri, Servizio Geologico Nazionale – 2002
- D’Amato Avanzi G., Giannecchini R., Nannini D., Pochini A., Puccinelli A. (2002)—*Esperienze di monitoraggio di versanti potenzialmente instabili in Alta Versilia (Toscana): metodologia di indagine e risultati*

preliminari.— Conservazione dell'ambiente e rischio idrogeologico, Conv. Naz. Assisi 11- 12 dicembre 2002 pp.450-457

- D'Amato Avanzi G., Giannecchini R., Puccinelli A. (2004)—*The influence of geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy)*.—Engineering Geology vol. 73, 2004.
- Dramis F. (1984)—*Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*.—Boll. Soc. Geol. It., v. 103, 681-687, 1984
- Dramis F., Maifredi P. e Sorriso Valvo M. (1987)—*Deformazioni gravitative profonde di versante. Aspetti geomorfologici e loro diffusione in Italia*.—Geol. Appl. e Idrogeol., v. 20 (2), 377-390, 1987
- Dramis F. e Sorriso Valvo M. (1994)—*Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*.—Eng. Geol., v. 38, 231-243, 1994.
- Falaschi F. (2002)—*Valutazione della pericolosità geologica connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti in un'area della media Valle del Serchio mediante rilevamento geomorfologico e litologico-tecnico e uso di tecniche G.I.S.*—Tesi di laurea, Dip. Sc. della Terra, Università di Pisa, 2002.
- Fazzuoli M., Ferrini G., Pandeli E. e Sguazzoni G. (1985)—*Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*.—Mem. Soc. Geol. It.-- 30 (1985) pp.159-201
- Federici P. R., Puccinelli A., Cantarelli E., Casarosa N., D'Amato Avanzi G., Falaschi F., Giannecchini R., Pochini A., Ribolini A., Bottai M., Salvati N. (2005)— *Uso di tecniche GIS nella valutazione della pericolosità di frana nella Valle del Serchio (Lu)*.
- Ferrini M., Baglione M., Calosi E., Iacomelli S., Puccinelli A., Pochini A., D'Amato Avanzi G., Signanini P., Painone M. L., Cancelli A., Lo Presti D. (1998) —*Istruzioni Tecniche per le Indagini Geologico-Tecniche, le indagini geofisiche e geotecniche, statiche e dinamiche, finalizzate alla valutazione degli Effetti Locali comuni classificati sismici. VOLUME 1 – “Progetto VEL” in Garfagnana, Lunigiana, Valtiberina, Casentino, Mugello ed Amiata, Ed. Regione Toscana – 2003*
- Ferrini M., Baglione M., Calosi E., Iacomelli S., Puccinelli A., Pochini A., D'Amato Avanzi G., Signanini P., Painone M. L., Cancelli A., Lo Presti D. (2002) —*Istruzioni Tecniche per le Indagini Geologico-Tecniche, le indagini geofisiche e geotecniche, statiche e dinamiche, finalizzate alla*

valutazione degli Effetti Localini comuni classificati sismici. VOLUME 3 – “Progetto VEL” in Valtiberina, Ed. Regione Toscana – 2002

- Folk R.L. e Mc Bride E. F. (1979)—*Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust.*—Journ. of Sedim. Petr., v. 19, 837-868, 1979
- Foti S., Lo Presti D., Pallara O., Rainone M. L., Signanini P. (2002) – *Indagini geotecniche e geofisiche per la caratterizzazione del sito di Castelnuovo Garfagnana (Lucca)* – Rivista italiana di geotecnica, luglio-settembre 2002, pp.43-59
- GNGFG-CNR (1987)—*Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti.* – Boll. Soc. geol. It., 106, pp. 199-221, 1987.
- Gonzales De Vallejo L.I., Ferrer M., Ortuño L., Oteo C. (2004) — *Geoingenieria* – Pearson Education Italia s.r.l., 2005
- Governi S. (2005)—*Valutazione delle soglie pluviometriche critiche per l'innescio di frane rapide nella media Val di Serchio (Lu)*—Tesi di Laurea, Dip. Sc. della Terra, Università di Pisa, 2005
- Heim A (1932)—*Bergstruz und Menschenleben.*—Fretz und Wasmuth, Zurich, 218 pp.
- Hutchinson J. N. (1987) – *Mechanism producing large displacements in landslides on pre-existing shears.*—1° Sino-British Geol. Conf., Taipei, Memori of the Geological Survey of China, 9, pp.175-200.
- Hutchinson J. N. (1988)—*General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology.*—Proceed. 5° Int. Symposium on Landslides, Lausanne, July 10-15, 1988.
- Hutchinson J. N. (1993) – *Some aspects of the morphological and geotechnical parameters of landslides, with examples drawn from Italy and elsewhere* – Atti II Conv. Naz. Giovani Ricercatori Geologia Applicata, Viterbo, Geologica Romana.
- IAEG Commission on Landslides (1990)—*Suggested Nomenclature for Landslides.*—Bull. Of the Int. Ass. of Eng. Geol., v.41, 13-16, 1990.
- Jahn A. (1964)— *Slope morphological features resulting from gravitation*— Z. Geomorph., Suppl. B., v. 5, 59-72, 1964
- Kárász I., Varga J., Légrady G. Y., Pelyhe P., Vargha B. (1998)- *Root system examinations on the forests of the Hungarian mountain-ranges of*

medium height.—Folia Historico Naturalia Musei Matraensis, pp. 143-151, 1998-1999

- Kligfield R. (1979)—*The Northern Apennines as collisional orogen.*—American Journal of Science, v. 279, June 1979, pp. 676-691.
- Kligfield R., Hunziker J., Dallmeyer R. D. e Schamel S. (1986)—*Dating of deformation phases using K-Ar and 40Ar/39Ar techniques: Results from the Northern Apennines.*— J. Struct. Geol. , v. 8. pp.781-798, 1986.
- Lancellotta R. (1987) – *Geotecnica* – Zanichelli, pp.16-20
- Mahr T. e Nemcok A. (1977)—*Deep-seated creep deformations of high mountain slopes.*—Bull. Int. Ass. of Eng. Geol., v. 16, 121-127, 1977
- Mandrone G. (2003) – *Il ruolo dell’acqua nell’innescò delle frane planari in alta Langa cuneese.*—GEOITALIA, 4° forum FIST, 2003. Riassunti. – Sessione 13, 513-515.
- Marchetti D. (2000)—*Valutazione delle condizioni di stabilità del versante di Costa delle Calde (Bolognana)- Media Valle del Serchio (Lu)*-- Tesi di laurea, Dip. Sc. della Terra, Università di Pisa, 2000
- Martinis B. (1993)— *LA NEOTETTONICA, Un nuovo metodo per prevenire terremoti frane ed altre calamità naturali* – Ed. LINT Trieste, 1993.
- Morgan B. W. (1968)—*An introduction to Bayesian statistical decision processes.*—Prentice Hall, New York.
- Nardi R. (1961) – *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane).* Boll. Soc. Geol. It., 80, 257-334
- Nardi R., Puccinelli A., D’Amato Avanzi G. & Trivellini M. (1987) — *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca)* — Boll. Soc. geol. It., 106 (1987), pp. 819-832
- Noti V.(1997)—*Una carta della stabilità potenziale dei versanti di un’area dell’Appennino Settentrionale realizzata mediante l’analisi condizionale e l’utilizzo di un Sistema Informativo Geografico.*—Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, 104, 1997, pp.149-163.
- Panizza M. (1988) – *Gemorfologia applicata* – La Nuova Italia Scientifica, 1988 – pp.93-98.

- Paronuzzi P. & Serafini W. (2003) - *Analisi a posteriori dei processi di crollo e di caduta massi per la valutazione della coesione litoide mobilitata a rottura*. GEOITALIA, 4° forum FIST, 2003. Riassunti. – Sessione 13, 525-527.
- Pellegrini A. (2004)—*Studio geologico, geomorfologico, litologico-tecnico dell'area di Gioviano (Media Valle del Serchio, Lucca) e realizzazione di una carta dell'instabilità dei versanti mediante analisi statistica e tecniche GIS*.-- Tesi di laurea, Dip. Sc. della Terra, Università di Pisa, 2004
- Platt J.P. (1986)—*Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks*. – Geol. Soc. Of America, Bull., v.97, 1986
- Priest S. D., Hudson J. A. (1976)—*Discontinuity Spacing in Rock*. –Int. J. Rock Mech. Min. Sci., v. 13, 135-148, 1976.
- Puccinelli A. (1987)—*Un esempio di tettonica recente nella Valle del Serchio: il sollevamento di monte Perpoli*.—Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, 94, 105-117, 1987
- Radbruch Hall D. H., Varnes D. J. (1976)—*Landslides: causes and effects*.—Int. Ass. Eng. Geol. Bull., 14, 205-216, 1976
- Radbruch Hall D. H., Colton R. B., Davies W. E., Lucchitta I., Skipp B. A. e Varnes D. J. (1982)—*Landslide overview map of the Conterminous United States*—USGS Professional Papers, 1183. US Gov. Printing Office, 1982
- Rapetti C. e Rapetti F. (1996)—*L'evento pluviometrico eccezionale del 19 giugno 1996 in Alta Versilia (Toscana) nel quadro delle precipitazioni delle Alpi Apuane*.-- Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, 103, 1996, pp.1-17.
- Rapetti F., Vittorini S. (1994) – *Le precipitazioni in Toscana: osservazioni sui casi estremi* – Riv. Geogr. Ital. –101 (1994), pp. 47-76
- Ravaiolo P.L. (1993) – *Il laboratorio geotecnico* – Editrice Controls, 1993.
- Sassa K. (1988)—*Special lecture: Geotechnical model for the motion of landslides*.—Proc. V int. Symp. on Landslides, Lousanne, 1, pp. 37-55.
- Scesi L., Papini M., Gattinoni P. (2001) — *Geologia applicata* — Casa editrice Ambrosiana, 2001—vol.1, pp176-191

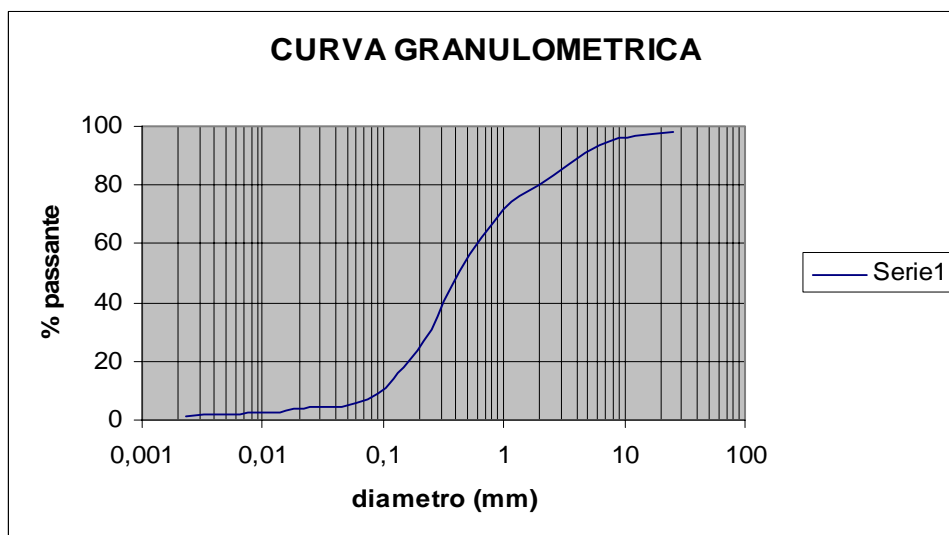
- Sorriso Valvo M. (1995)—*Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana.* – Mem. Soc. Geol. It., 50, 109-121, 1995
- Sorriso Valvo M. e Tansi Carlo (1996)—*Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. Note illustrative della carta al 250.000*—Geogr. Fis. Dinam. Quat. 19, pp. 395-408 (1996).
- Tanzini M. – *Fenomeni franosi e opere di stabilizzazione* – Dario Flaccovio Editore, I Ed., 2001.
- Varnes D J. (1978)—*Slope movements. Types and processes*—Landslides: analysis and control. Nat. Acad. of Sciences, Trasp. Res. Board, Washington, Special Report, 176, 11-35, 1978
- Zischinsky U. (1969)—*Uber Sackungen.*—Rock Mechanics, v. 1 (1), 30-52, 1969

APPENDICE

DATI RELATIVI ALL'ANALISI DELLE TERRE

CAMPIONE 1 (SVL)

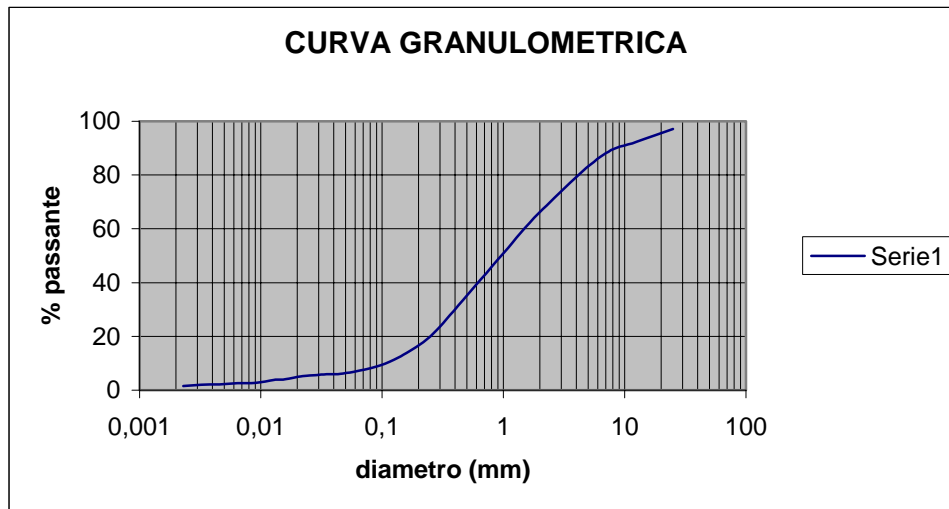
diametro	passante%
25	97,934413
12,5	96,581728
6,3	93,620444
2	80,440902
1	71,71791
0,425	50,762256
0,25	31,056922
0,15	18,232004
0,106	11,062772
0,075	7,2971886
0,045	4,7673016
0,0285107	4,575442
0,0221749	3,8120606
0,0157438	3,0486791
0,0128755	2,7433265
0,009119	2,4379739
0,0064585	2,1326213
0,0045741	1,8272687
0,003237	1,6745924
0,0022925	1,3692398



CAMPIONE

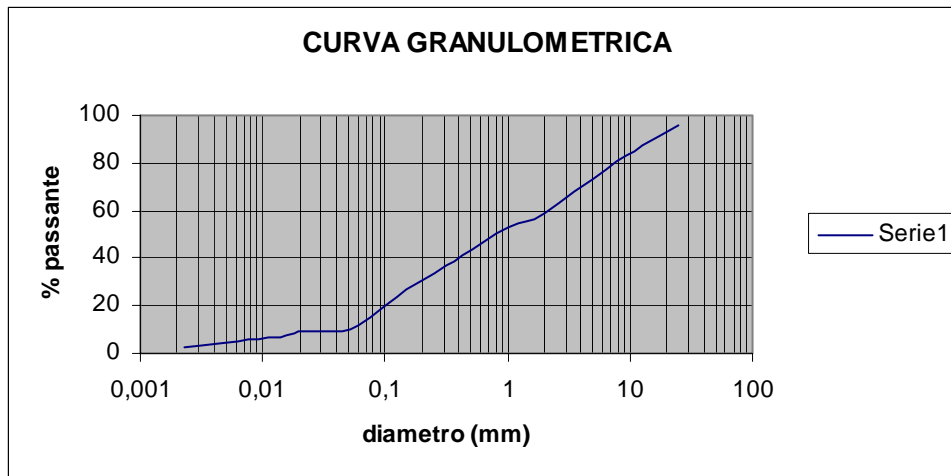
2 (LIM)

diametro	passante%
25	97,125266
12,5	92,440515
6,3	86,774373
2	66,192945
1	50,893436
0,425	31,469308
0,25	19,919452
0,15	13,183964
0,106	9,8787149
0,075	7,8094621
0,045	6,0457365
0,0349094	5,9854966
0,0285508	5,5854176
0,022152	5,1853385
0,0157413	3,9851013
0,0128633	3,7850618
0,0091328	2,7848641
0,0064631	2,5848246
0,0045775	2,1847455
0,0032394	1,984706
0,0022943	1,5846269



CAMPIONE 4 (MAS)

diametro	passante%
25	95,795584
12,5	87,504194
6,3	77,608885
2	59,150393
1	52,650829
0,425	40,977116
0,25	33,279646
0,15	26,706261
0,106	21,045567
0,075	15,270787
0,045	9,2275686
0,0221171	8,9841204
0,0156907	7,6977807
0,0128324	7,0546109
0,0090961	6,0898561
0,0064209	5,1251014
0,0045739	3,8387617
0,0032394	3,1955919
0,0022943	2,552422

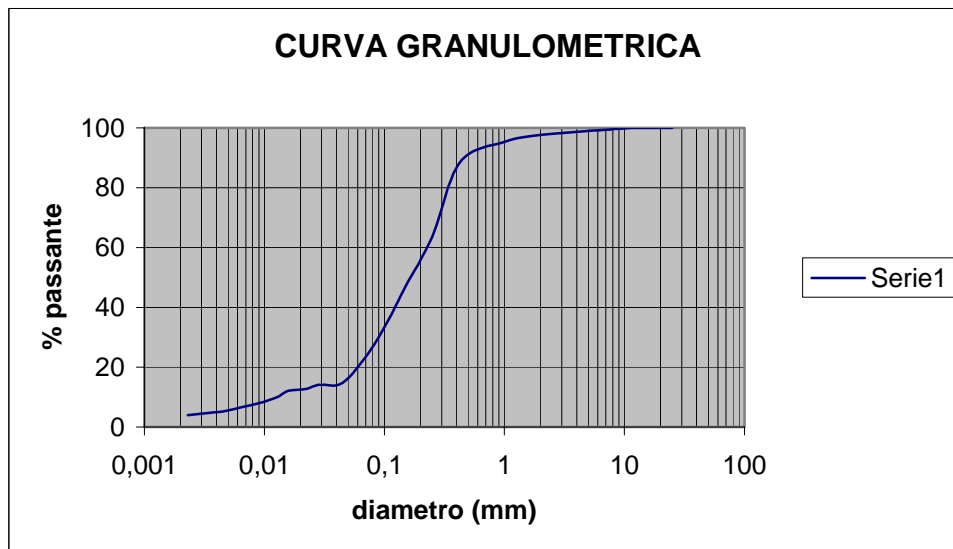


Campione 4						
LIMITI	DI	ATTERBERG				W%
Limite di liquidità						
Bricco	Plu	Pls	Ncolpi	Ps	Pw	WI%
1	27,68	25,99	18	5,29	1,69	31,94707
2	25,75	24,5	24	4,19	1,25	29,83294
3	17,29	16,4	23	2,99	0,89	29,76589
Limite di plasticità						Wp%
4	23,66	23,18		1,74	0,48	27,58621
5	21,96	21,58		1,35	0,38	28,14815
6	21,79	21,57		0,75	0,22	29,33333
				Ip=		28,3559

CAMPIONE

5 (MAC)

diametro	passante%
25	100
12,5	100
6,3	99,297001
2	97,606454
1	95,269818
0,425	88,403856
0,25	63,514328
0,15	47,020621
0,106	35,160016
0,075	25,2109
0,045	14,776379
0,0286941	14,145577
0,0222648	12,780007
0,0157572	12,097222
0,0128989	10,048868
0,0091443	8,000513
0,006477	6,6349432
0,0045877	5,2693734
0,0032468	4,5865885
0,0022978	3,9038036



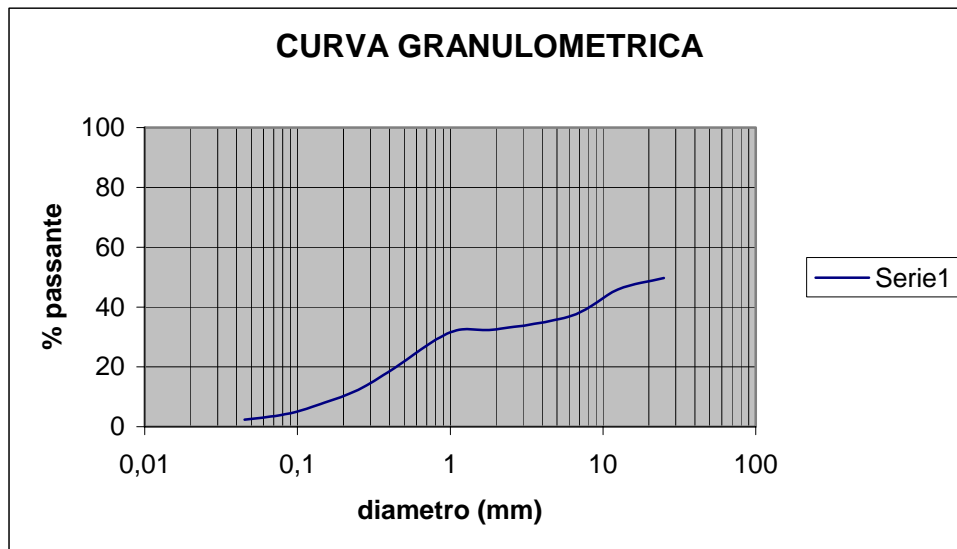
Campione		5					
LIMITI	DI	ATTERBERG				W%	
Limite di liquidità							
Bricco	Plu	Pls	Ncolpi	Ps	Pw	WI%	
	1	26,02	24,7	26	4,39	1,32	30,06834
	2	25,1	23,93	23	3,86	1,17	30,31088
	3	31,85	29,43	24	7,99	2,42	30,28786
Limite di plasticità							Wp%

4	14,57	14,32	0,91	0,25	27,47253
5	25,51	24,46	3,76	1,05	27,92553
6	15,51	15,03	1,75	0,48	27,42857
				Ip=	27,60888

CAMPIONE

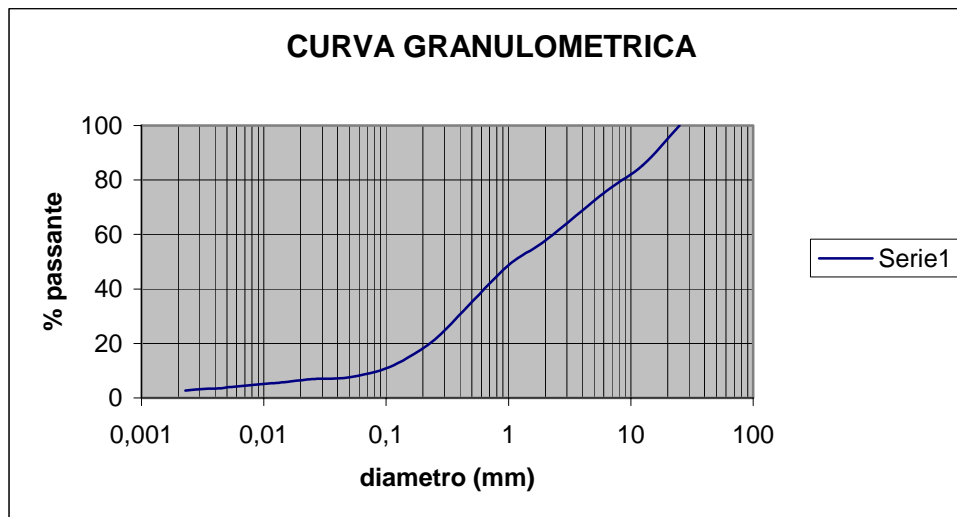
6 FRANA

diametro	passante
25	49,693164
12,5	45,882689
6,3	37,255602
2	32,560297
1	31,561296
0,425	19,359212
0,25	12,337662
0,15	7,9706008
0,106	5,4730983
0,075	3,7819324
0,045	2,4047381



CAMPIONE
7 (MAI)

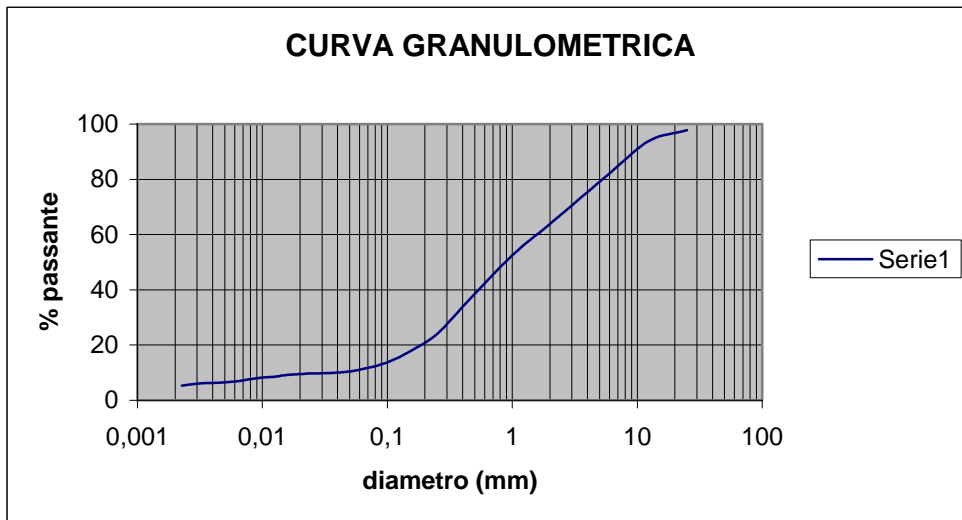
diametro	passante
25	100
12,5	85,487575
6,3	75,934876
2	57,86461
1	48,723222
0,425	31,808055
0,25	21,343616
0,15	14,848329
0,106	11,263068
0,075	9,117395
0,045	7,3350471
0,0283698	7,0494305
0,0220116	6,6574498
0,0156159	5,8734885
0,0127713	5,4815078
0,0078464	4,6975464
0,0049786	3,913585
0,0044963	3,5216043
0,0032215	3,325614
0,0022834	2,7376429



CAMPIONE

8 MAC

diametro	passante%
25	97,768226
12,5	93,938392
6,3	83,016477
2	63,792913
1	52,488015
0,425	35,085689
0,25	23,992946
0,15	17,664077
0,106	14,242023
0,075	12,046068
0,045	10,227586
0,0219751	9,6344085
0,0155645	9,0986912
0,0127294	8,5629738
0,0090159	8,0272565
0,0063961	6,9558218
0,0045301	6,4201045
0,0032059	6,1522458
0,0022724	5,3486699

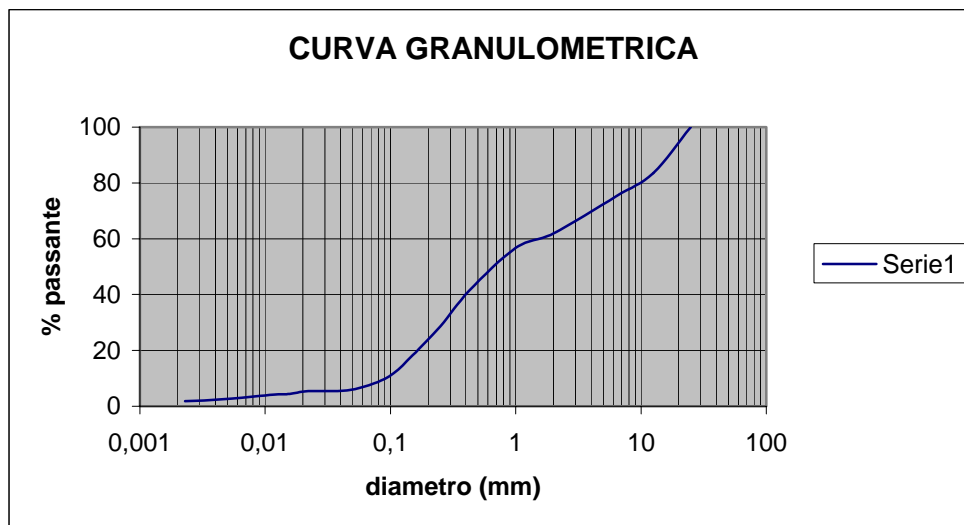


Campione		8				
LIMITI	DI	ATTERBERG				W%
Limite di liquidità						
Bricco	Plu	Pls	Ncolpi	Ps	Pw	WI%
1	27,36	25,87	22	4,95	1,49	30,10101
2	25,98	24,71	28	4,2	1,27	30,2381
3	30,5	27,98	16	7,85	2,52	32,10191
Limite di plasticità						Wp%
4	21,82	21,47		1,24	0,35	28,22581
5	21,56	21,41		0,58	0,15	25,86207
6	13,8	13,66		0,53	0,14	26,41509
Ip=						26,83432

CAMPIONE

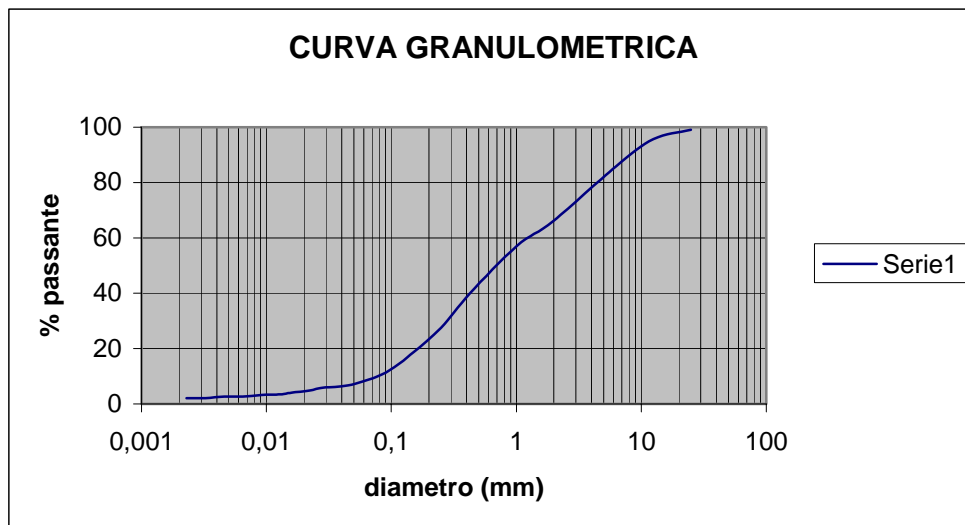
9 (STO+STO3)

diametro	passante%
25	100
12,5	83,575845
6,3	75,15612
2	61,863599
1	56,72932
0,425	41,400314
0,25	28,624604
0,15	18,32836
0,106	11,840527
0,075	8,2536069
0,045	5,6541668
0,022048	5,4105045
0,0156672	4,3950275
0,0128027	4,2257813
0,009075	3,7180428
0,0064378	3,0410581
0,0045632	2,5333196
0,0032344	2,0255811
0,0022889	1,856335



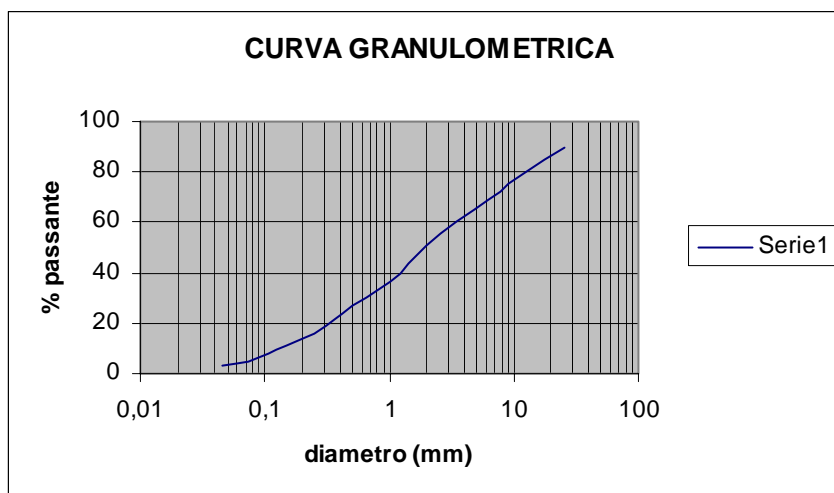
CAMPIONE
11 (STO)

diametro	passante%
25	99,044434
12,5	95,733678
6,3	85,953177
2	66,299429
1	57,007954
0,425	39,90613
0,25	27,531548
0,15	18,647593
0,106	13,262696
0,075	9,6540288
0,045	6,6805317
0,0286942	5,8683803
0,022299	4,7983382
0,0158062	3,9958067
0,0129265	3,4607856
0,0091478	3,1932751
0,0064521	2,6582541
0,0045813	2,6582541
0,0032446	2,1232331
0,0022943	2,1232331



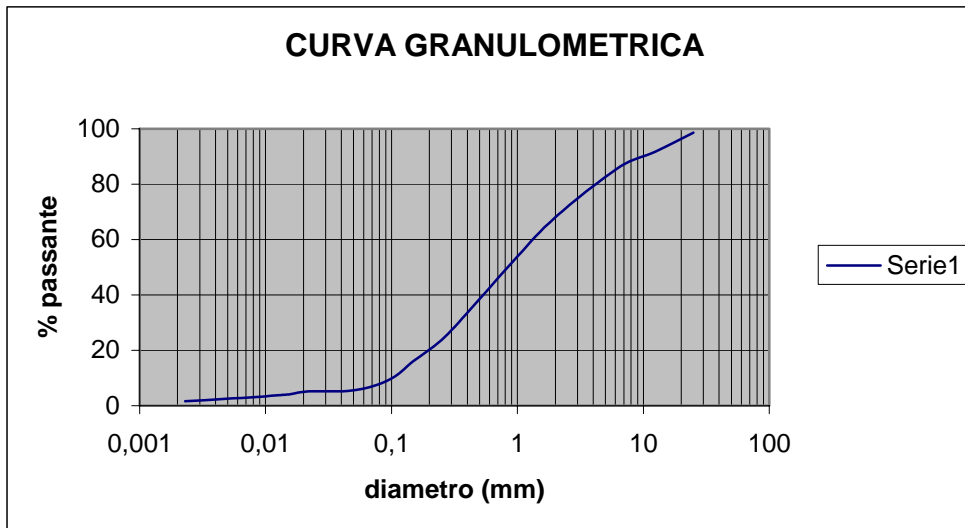
CAMPIONE (CONO
12 DETR.)

diametro	passante%
25	90,029934
12,5	80,51228
6,3	69,082931
2	51,15314
1	36,17593
0,425	23,505
0,25	16,126947
0,15	10,953126
0,106	7,5413293
0,075	5,0445609
0,045	2,9355738



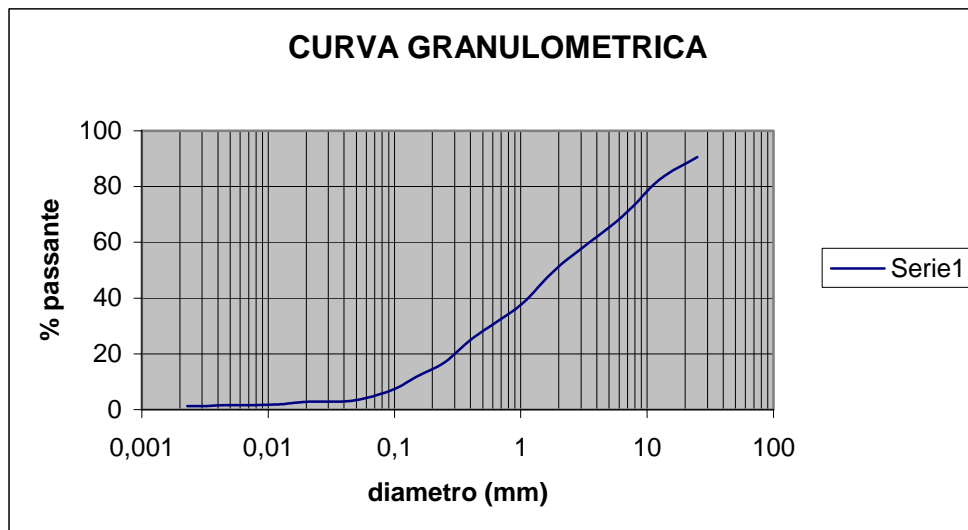
CAMPIONE
13 (POD)

diametro	passante%
25	98,58916
12,5	91,838557
6,3	85,918386
2	68,068578
1	53,875346
0,425	34,887043
0,25	23,738727
0,15	16,233592
0,106	10,563443
0,075	7,4292348
0,045	5,3442272
0,0221583	5,210412
0,0157319	4,2077951
0,0128657	3,8067484
0,0091194	3,2051783
0,0064319	2,8041315
0,0045743	2,4030848
0,0032396	2,0020381
0,0022944	1,6009913



CAMPIONE (CONO
14 ALL.)

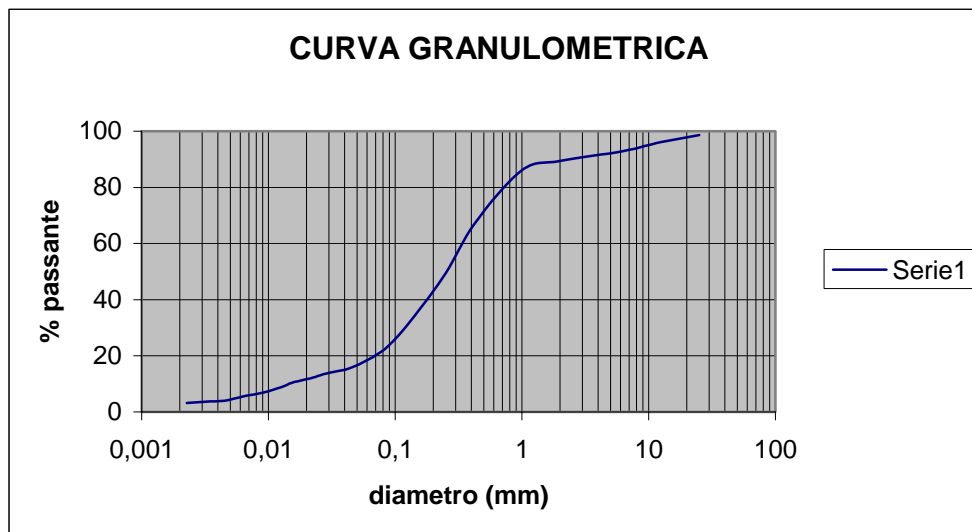
diametro	passante%
25	90,569164
12,5	82,474784
6,3	69,063401
2	51,365274
1	37,590058
0,425	25,994236
0,25	16,963256
0,15	11,79755
0,106	7,9755043
0,075	5,342219
0,045	3,1087896
0,022302	2,8588732
0,0158078	2,3819721
0,0129379	1,905071
0,0091558	1,746104
0,0064524	1,5871369
0,0045815	1,5871369
0,0032448	1,2692029
0,0022944	1,2692029



CAMPIONE

15 (MAC)

diametro	passante%
25	98,680883
12,5	96,117832
6,3	92,88497
2	89,419725
1	86,077507
0,425	67,151938
0,25	49,422459
0,15	35,664001
0,106	27,182011
0,075	21,099036
0,045	15,822569
0,0283226	13,686637
0,0219751	12,07494
0,0155645	10,463242
0,0127294	8,8515449
0,0090159	6,8369231
0,0063961	5,6281499
0,0045301	4,0164525
0,0032059	3,6135281
0,0022724	3,2106037



Campione 3						
LIMITI	DI	ATTERBERG				W%
Limite di liquidità						
Bricco	Plu	Pls	Ncolpi	Ps	Pw	WI%
1	44,34	37,73	14	17,03	6,61	38,81386
2	32,27	29,17	29	8,86	3,1	34,98871
3	34,58	31,1	20	9,66	3,48	36,02484
Limite di plasticità						Wp%
4	15,85	15,26		2,1	0,59	28,09524
5	14,83	14,55		1,03	0,28	27,18447
6	18,35	17,28		3,98	1,07	26,88442
					Ip=	27,38804

RISULTATI SULLE ROCCE

Formaz.	densità	Is	Sclerometrie	RCUmiller	RCU PLT
cs1	2,65	3,1	120	139,5922	74,4
cs1	2,66	5,7	120	140,694	136,8
cs2	2,68	5,6	105	110,4874	134,4
mac	2,69	2,7	140	174,8938	64,8
cc	2,22	2,4	35	32,82356	57,6
cm	2,71	4,4	155	184,2461	105,6
cm	2,69	4,5	130	144,9037	108
ra	2,66	5,6	133	141,5866	134,4
mac	2,62	2,3	45	50,22131	55,2
cm	2,68	4,7	65	52,08684	112,8
cc	2,61	3,7	88	76,7582	88,8
pmg	2,17	4,3	45	45,75734	103,2
pmg	2,69	6,1	90	87,16801	146,4
cc	2,59	4	78	54,76451	96
cm	2,71	3,2	100	95,39797	76,8
mac	2,71	2,7	150	168,5909	64,8
mac	2,71	2,8	110	111,2345	67,2
sc	2,7	3,6	115	124,9375	86,4
mg	2,42	4,5	80	49,23986	108
Nu	2,27	2,8	70	48,75141	67,2
Nu	2,72	3,5	150	169,4107	84
Nu	2,51	3,7	115	124,0525	88,8
mg	2,53	3,2	90	90,09984	76,8
Nu	2,59	4,78	120	114,8289	114,72
mg	2,5	4,2	100	83,66473	100,8
Nu	2,69	4,1	150	154,4135	98,4
mg	2,49	3,6	95	93,04822	86,4

mac	2,63	4	110	129,8165	96
mp	2,64	3,6	80	91,73013	86,4
Nu	2,61	5,7	110	104,8557	136,8
mac	2,68	5,4	120	138,6858	129,6
mac	2,67	6,2	130	153,0383	148,8
cs2	2,63	6,1	135	146,9603	146,4
cs1	2,63	5,3	110	125,2472	127,2
cm	2,66	6,7	140	151,4956	160,8
mp	2,67	4,4	110	123,2583	105,6
cc	2,43	2,2	60	77,04492	52,8
cs1	2,67	3,5	80	89,09226	84
cs2	2,66	3,7	75	88,37308	88,8
mp	2,6	2,9	50	47,15416	69,6
Nu	2,67	3,8	85	89,09226	91,2
mg	2,43	1,9	40	44,8225	45,6
mg	2,49	2,1	60	69,60749	50,4
mg	2,13	1,5	35	33,20473	36
mg	2,42	1,2	30	31,1889	28,8
cs1	2,64	3,2	70	64,94714	76,8
pmg	2,67	5,4	105	119,6741	129,6
ra		3,6			86,4
GRE		3,8			91,2
MDL		4,2			100,8
CLF		4			96
FAF		2,4			57,6
FAF		3			72
RSA		2,8			67,2

RINGRAZIAMENTI

Questa tesi di laurea non sarebbe stata realizzata senza l'aiuto e le competenze messe a disposizione dai relatori, dal correlatore e dal controrelatore.

Ringrazio tutti quelli che non compaiono sul frontespizio ma che, come il Dr. Giannecchini, il Dr. Nannini e la Dr.ssa Marchetti, sono stati disponibili nel dare suggerimenti preziosi e risposte puntuali alle mie domande.

Ringrazio il Dr. Pochini per aver messo a disposizione il laboratorio di geotecnica e gli strumenti per le indagini in situ; Giorgio Misuri per la straordinaria disponibilità ed il tempo dedicatomi in laboratorio.

Desidero ringraziare tutti gli amici che mi sono stati vicino durante questo anno.

Un ringraziamento speciale va a mia sorella per la comprensione; a Rossella per gli incoraggiamenti; a Gabriele (il Fruzzo) per l'ospitalità; a Pasquale ed Angiolina per la gentilezza e l'accoglienza; ad Antonio per le stampe ed a Mattia per le informazioni sulla botanica.

Il ringraziamento più grande va ai miei genitori per il sostegno economico e morale che mi hanno consentito di raggiungere questo traguardo.

Infine vorrei ringraziare chi, più di me, ha lavorato per difendere ed estendere Rebeldia ed ha trovato il tempo, durante questo anno, di starmi vicino.