Firmato digitalmente da
LUCA PIAGGI
CN = PIAGGI LUCA
O = Ordine dei Geologi della Liguria
C = IT

aoorlig - r_liguri - Regione Liguria
Prot-2023-1171002
del 14/08/2023

COMUNE DI COREGLIA LIGURE
CITTÀ METROPOLITANA DI GENOVA
REGIONE LIGURIA

RIATTIVAZIONE DI UN COMPLESSO ESTRATTIVO ARDESIACO IN LOCALITA' DEZEREGA DENOMINATO " COSTIGLIOLO I "

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA, GEOMECCANICA IDROGEOLOGICA E SISMICA

COMMITTENTE	**DITTA CUNEO ANGIOLINO & C SNC**
TECNICO	**DOTT. GEOLOGO LUCA PIAGGI**



Data	**08/08/23**
Versione	**1,0**

STUDIO GEOLOGICO PIAGGI	
Indirizzo	Via Genova 442, La Spezia (19123)
Cellulare	(+39) 3299710732
E-mail	lucapiaggi@gmail.com
PEC	lucapiaggi@pec.epap.it

INDICE

1. Premessa;
2. Elementi autorizzativi;
3. Posizione della cava rispetto al p.t.c.p., al piano di bacino e ai vincoli sul territorio;
4. Stato attuale del sito estrattivo e progetto;
5. Inquadramento geologico-strutturale generale;
6. Geografia, geologia e geomorfologia di dettaglio;
7. Il materiale oggetto di estrazione;
8. Coltivazione cave di ardesia – generalità;
9. Rilievo strutturale e geomeccanico;
10. Calcolo dei parametri di progetto;
11. Vita nominale e classi d'Uso;
12. Note sismiche;
13. Generalità e considerazioni statiche sui vuoti in sotterraneo;
14. Valutazioni del dimensionamento teorico delle camere e dei pilastri;
15. Bibliografia;
16. Allegati;

1-PREMESSA

Su incarico della Ditta Cuneo Angiolino & C SNC, è stato elaborata la presente relazione geologica, geomorfologica, idrogeologica e sismica a supporto del progetto di riattivazione di un complesso estrattivo ardesiaco in località Dazerega, in comune di Coreglia Ligure (Ge), denominato Costigliolo I.

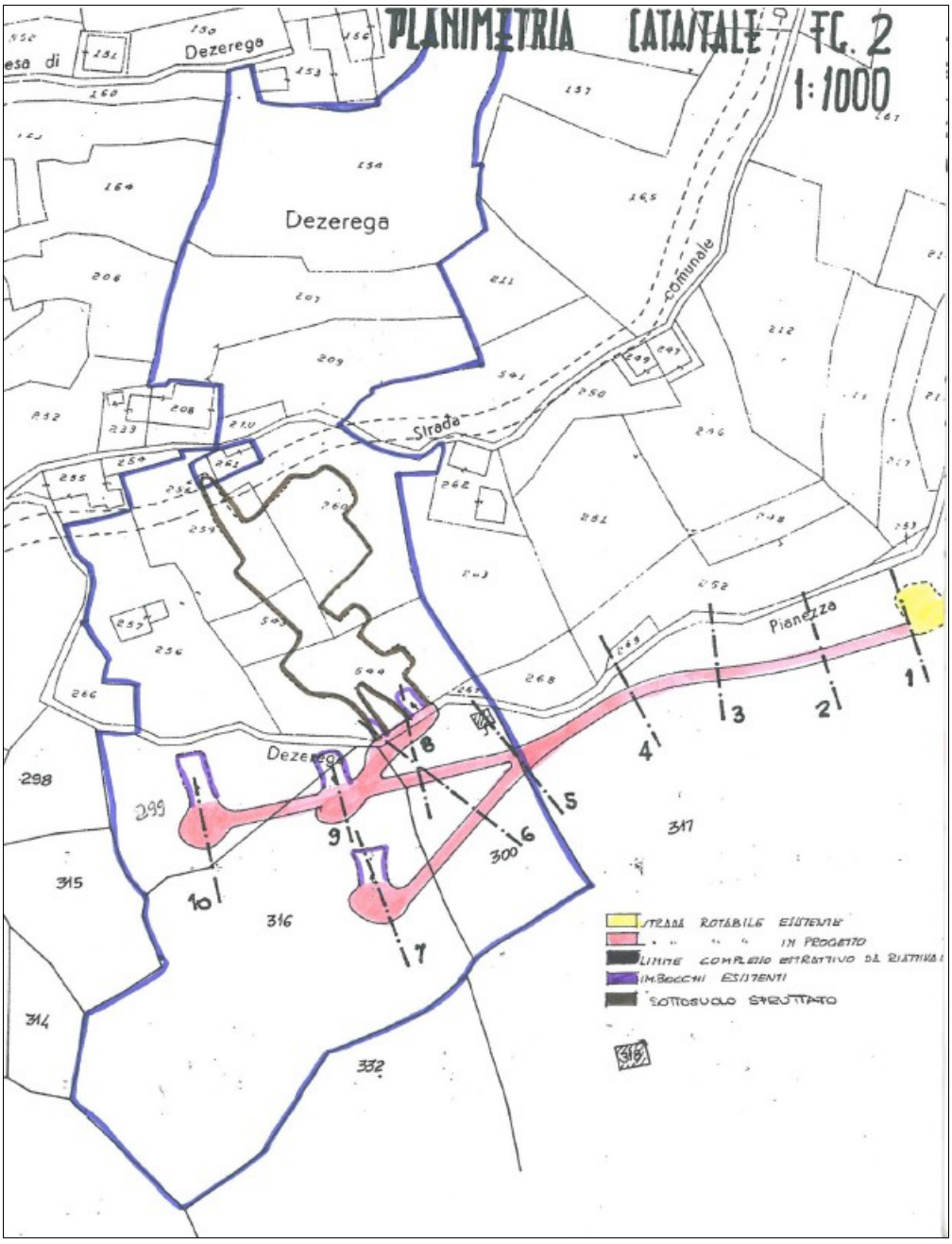
Il programma di coltivazione fu autorizzato con DGR N. 11 del 11/01/2001.
Il complesso estrattivo in allora autorizzato era costituito da n. 5 imbocchi al sotterraneo che interessavano vari filoni.
Per motivi aziendali non è stato possibile iniziare i lavori così come programmati.

Avendo modificato gli obiettivi oggi la ditta Cuneo Angiolino è intenzionata a riprendere i lavori di estrazione del banco ardesiaco ridimensionando la superficie del complesso estrattivo utilizzando un imbocco esistente sul mappale 299 e realizzandone uno nuovo da utilizzare come imbocco di sicurezza ,cosi la normativa in materia di sicurezza prevede.

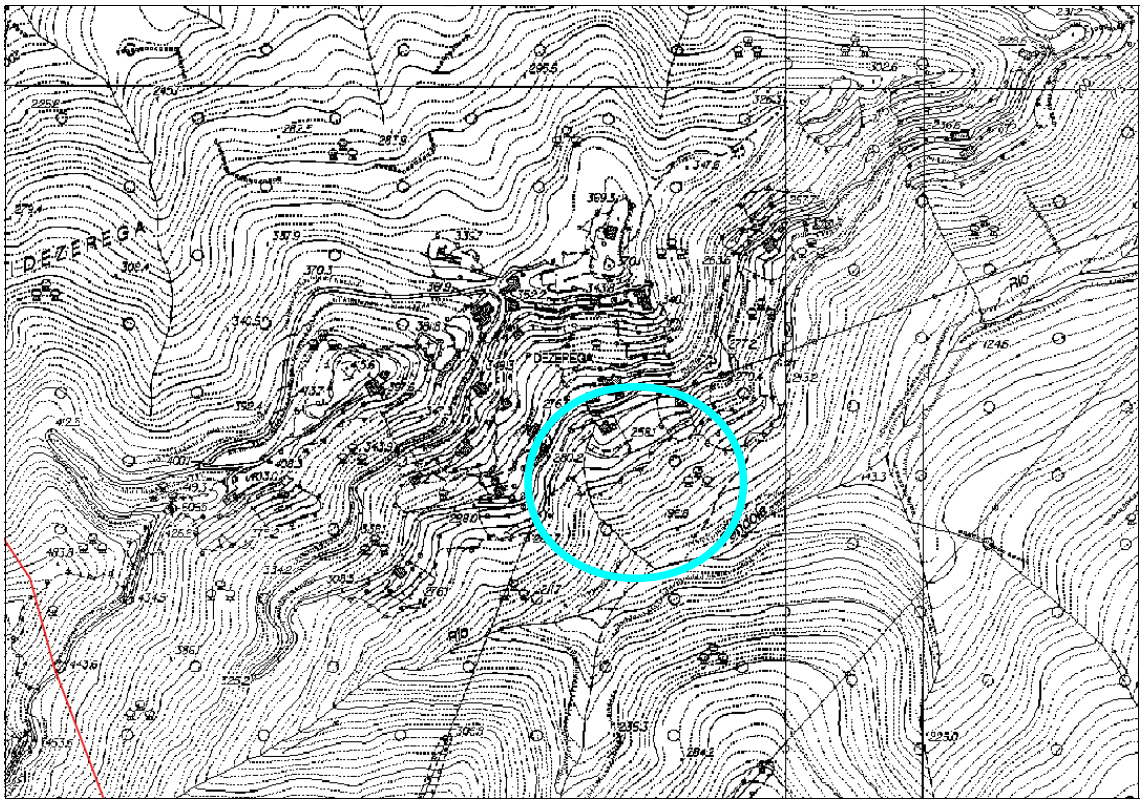
Sempre sul mappale 299 del foglio 2di Coreglia Ligure gli imbocchi esistenti, 4,ricompresi nel vecchio complesso estrattivo Costigliolo I e non più riutilizzati verranno chiusi con cancello in ferro dotati di catena e lucchetto.



ORTOFOTO E SINTESI DEGLI INTERVENTI



PLANIMETRIA CATASTALE E SINTESI DEGLI IMBOCCHI

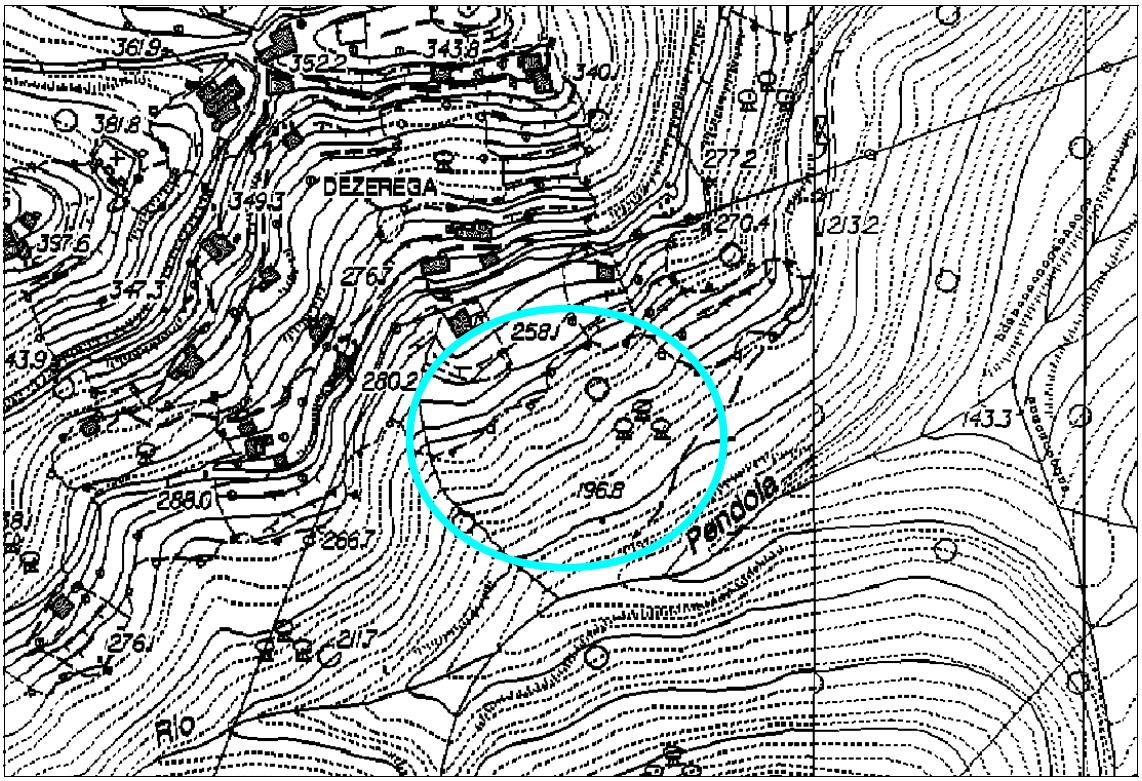


INQUADRAMENTO TERRITORIALE SU CTR – DA SCALA 1:10000

Legenda

Aree di cava

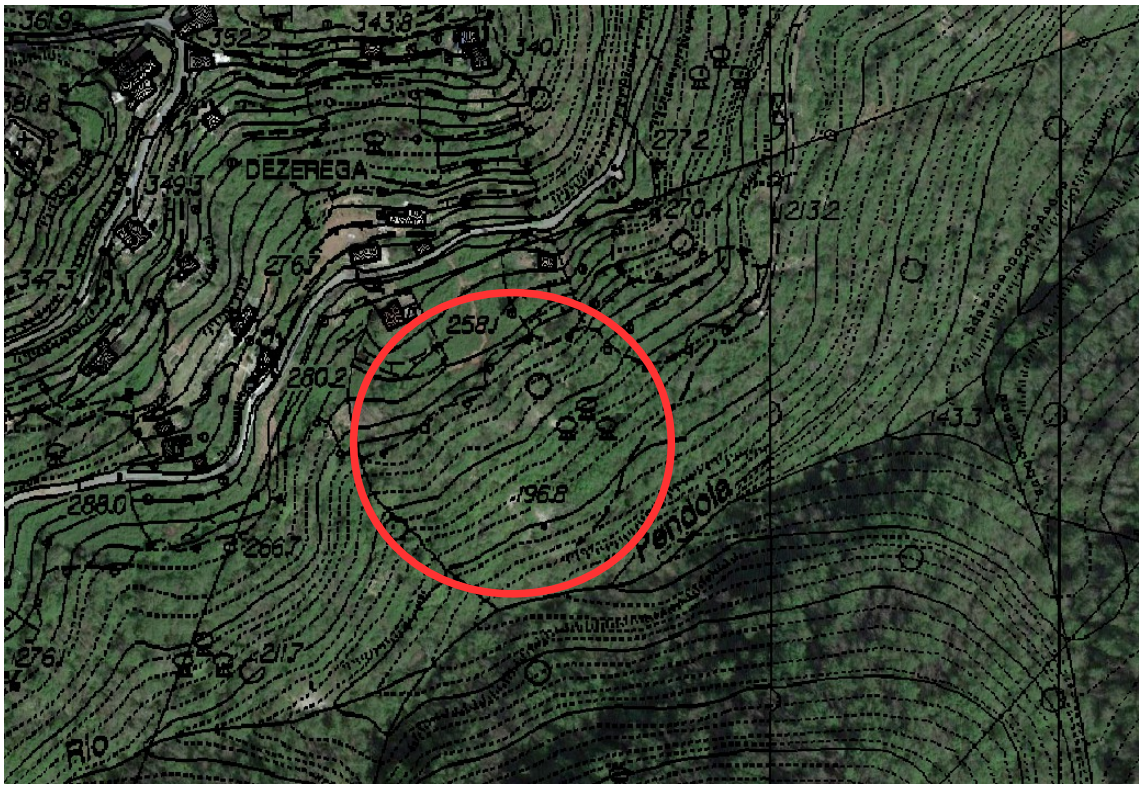
Area oggetto di studio



INQUADRAMENTO TERRITORIALE SU CTR – DETTAGLIO – DA SCALA 1:10000

Legenda

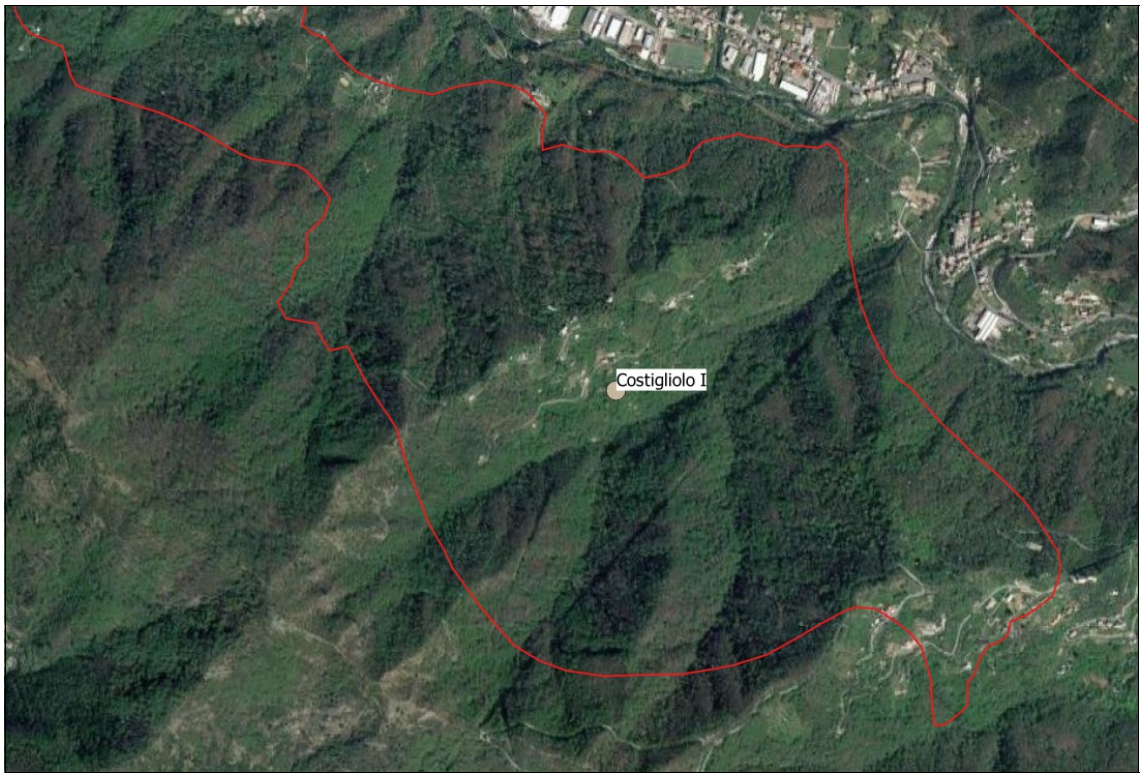
Area oggetto di studio



INQUADRAMENTO TERRITORIALE SU FOTO SATELLITARE SOVRAPPOSTO A CTR – NON IN SCALA

Legenda

Area di studio



POSIZIONE DELLA CAVA RISPETTO AL PTRAC – NON IN SCALA

Legenda

Limite aree di estrazione dell'ardesia del PTRAC (Cs)

2-ELEMENTI AUTORIZZATIVI

Il programma di coltivazione fu autorizzato con DGR N. 11 del 11/01/2001.
Il complesso estrattivo in allora autorizzato era costituito da n. 5 imbocchi al sotterraneo che interessavano vari filoni.
Per motivi aziendali non è stato possibile iniziare i lavori così come programmati.

Ad oggi non esiste quindi nessun titolo autorizzativo valido.

3-POSIZIONE DELLA CAVA RISPETTO AL P.T.C.P., AL PIANO DI BACINO E AI VINCOLI SUL TERRITORIO

Riguardo ai vincoli esistenti sul territorio, nella zona di cava e su tutta l'area circostante insiste il Vincolo Idrogeologico, di cui al R.D.L. 30/12/1923 n. 3267 e ss.mm. ed ii. e forestale L.R. n. 4 del 22 gennaio 1999 e suo regolamento attuativo "Prescrizioni di massima e Polizia Forestale".

La cava non risulta inserita in parchi regionali o statali ed è pure esclusa da zone SIC.

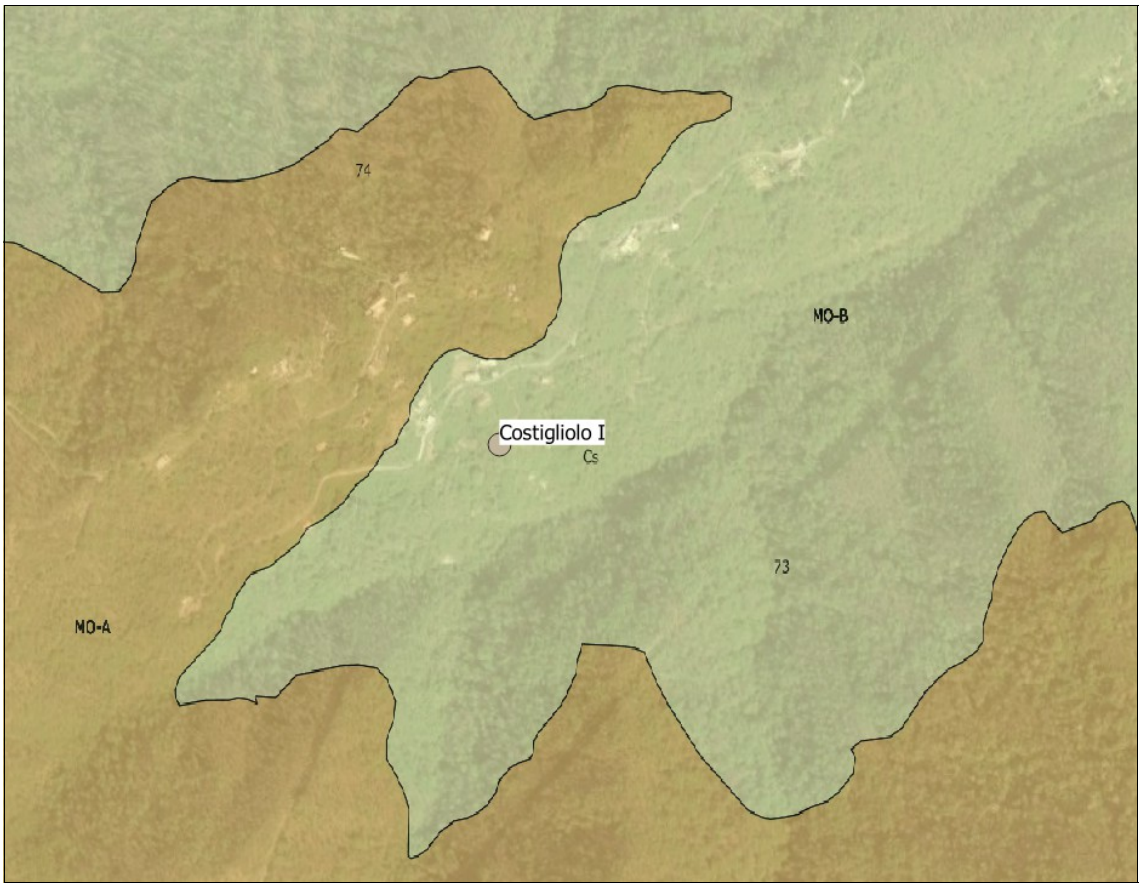
L'area di cava non ricade in zona d'interesse carsico così come specificato dalla L.R. 3 Aprile 1990 n. 14.

Per quanto riguarda le indicazioni puntuali del P.T.C.P., di seguito si commentano gli stralci del P.T.C.P., di cui alla Tav. 27 a scala 1:25.000, e alcuni stralci delle carte tematiche allegate agli "Studi propedeutici al P.T.C.P".

a) Assetto geomorfologico:
la cava è classificata Cs in ambito MO - B

b) Assetto vegetazionale:
l'area di cava ricade in zona COL ISS MA.

c) Assetto insediativo:
la zona è classificata come IS-MA.



PTCP ASSETTO GEOMORFOLOGICO – DA SCALA 1:10000

Legenda

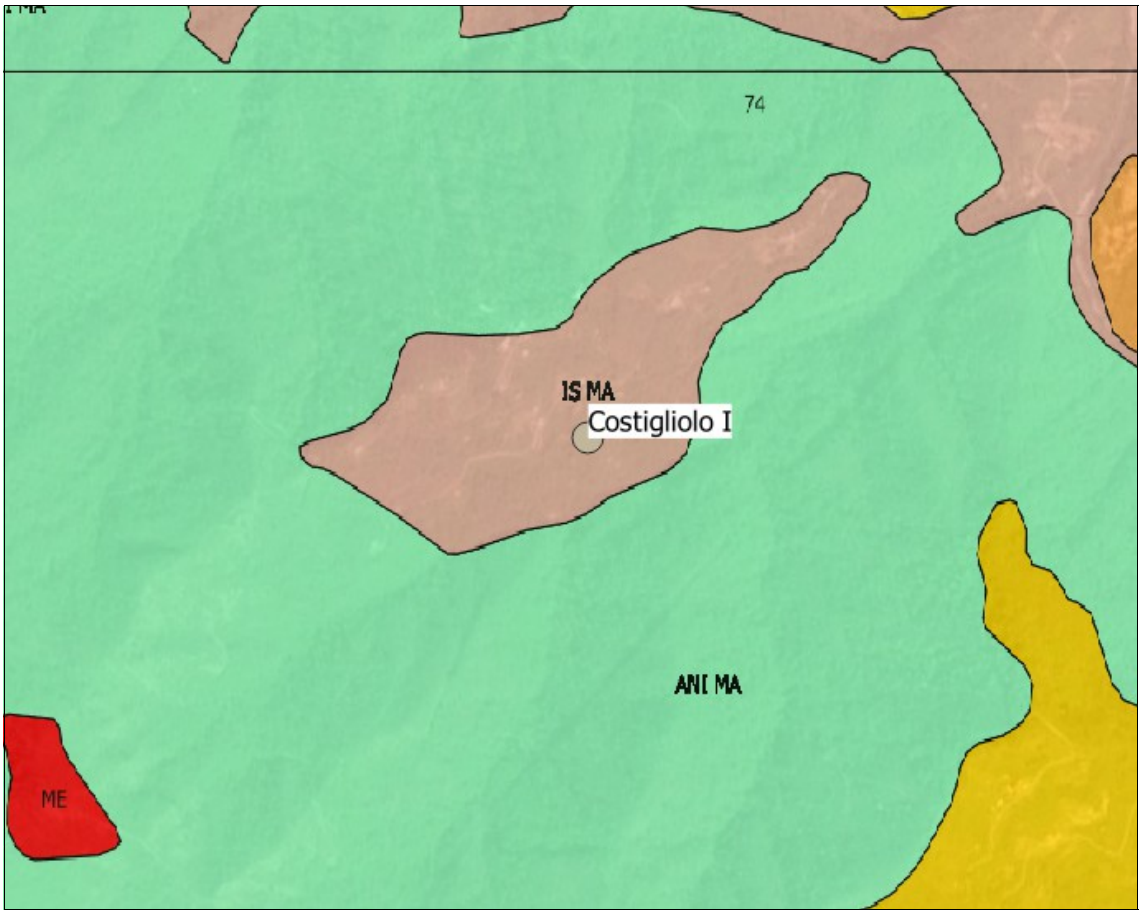
Cava Costigliolo I



PTCP ASSETTO VEGETAZIONALE – DA SCALA 1:10000

Legenda

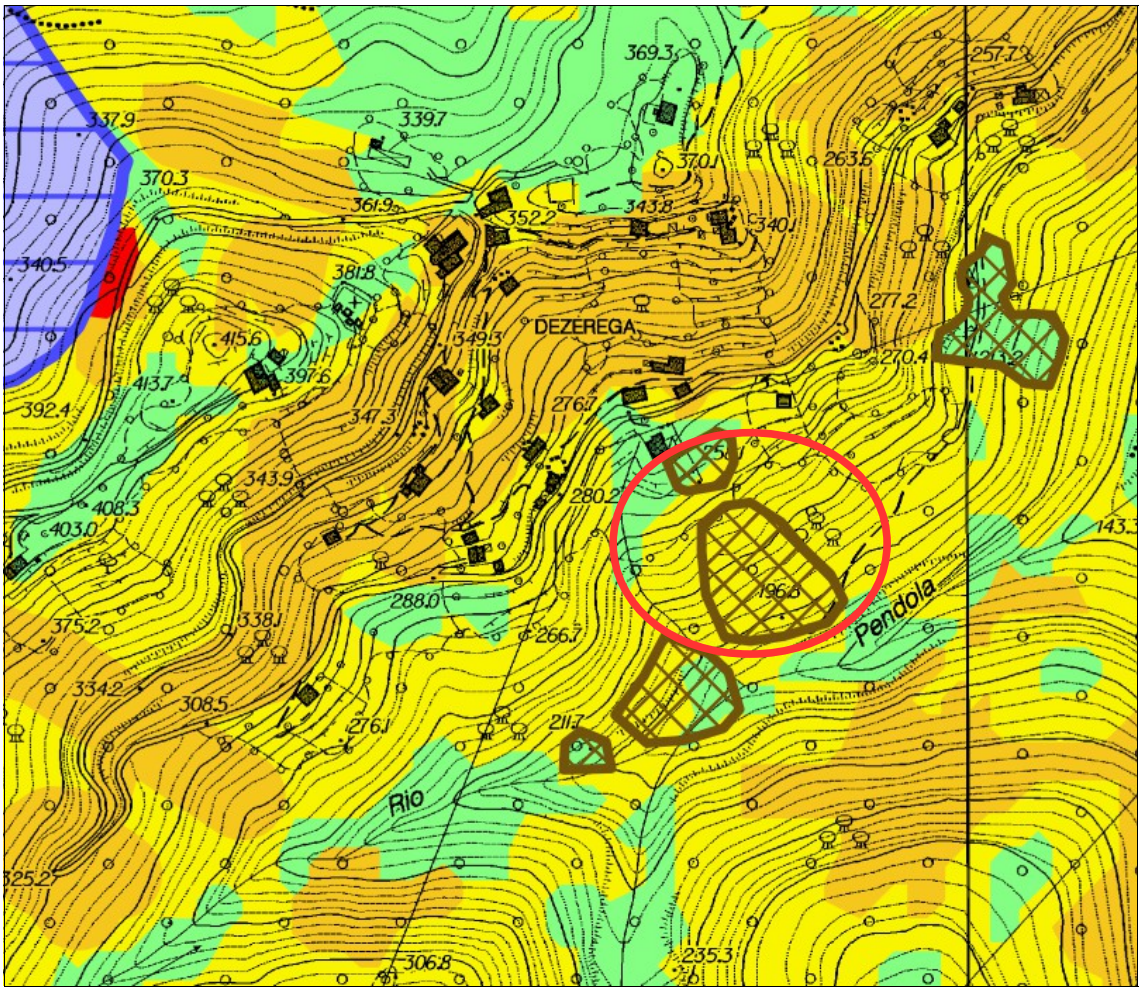
Cava Costigliolo I



PTCP ASSETTO INSEDIATIVO – SCALA 1:10000

Legenda

Cava Costigliolo I

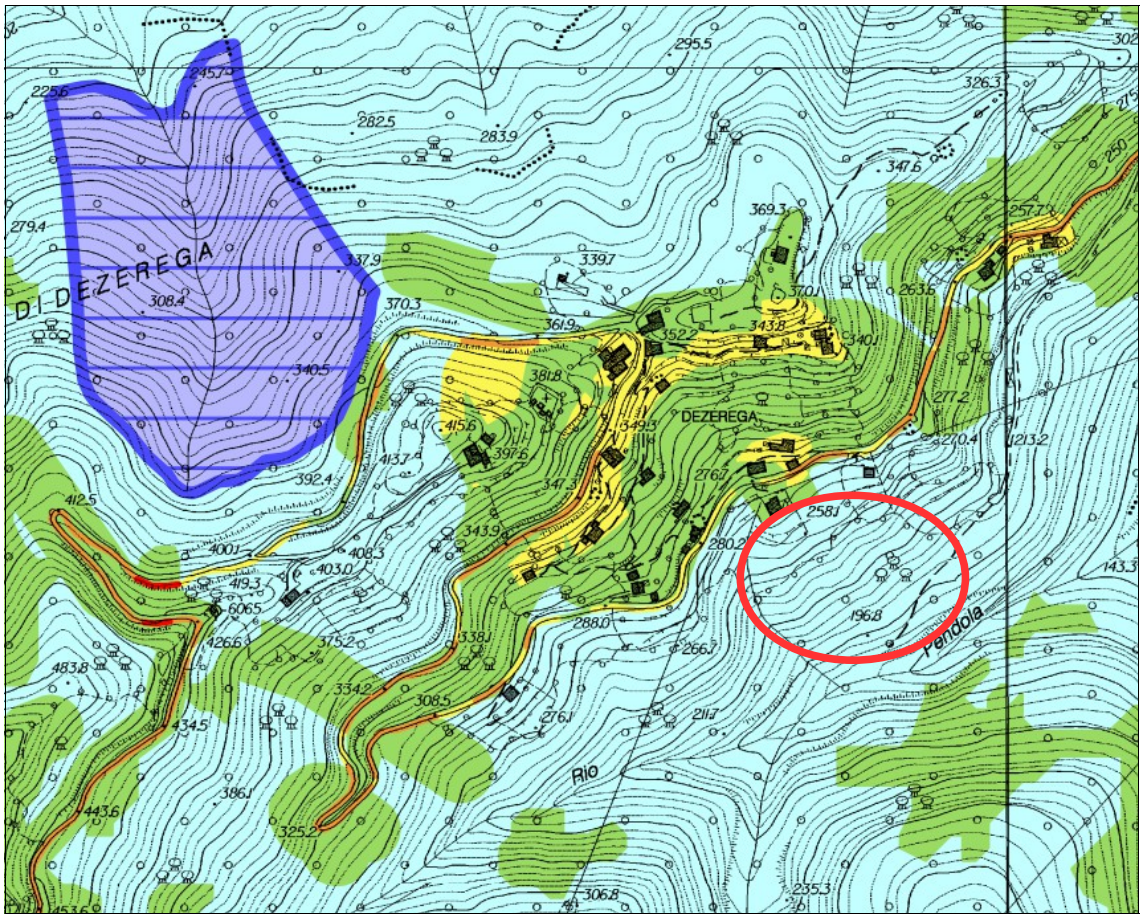


CARTA DELLA SUSCETTIVITÀ AL DISSESTO – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

Costigliolo I

CLASSI DI SUSCETTIVITA' AL DISSESTO			NORME DI ATTUAZIONE
	MOLTO ELEVATA	Pg4	Art. 16, c. 2 Art. 16ter
	ELEVATA	Pg3a	Art. 16, c. 3 Art. 16ter
	ELEVATA	Pg3b	Art. 16, c. 3-ter Art. 16ter
	MEDIA	Pg2	Art. 16, c. 4 Art. 16ter
	BASSA	Pg1	Art. 16, c. 4 Art. 16ter
	MOLTO BASSA	Pg0	Art. 16, c. 4 Art. 16ter
CLASSI SPECIALI			
	TIPO A - Cave attive, miniere attive e discariche in esercizio		Art. 16bis, c. 2
	TIPO B_1 - Cave inattive e miniere abbandonate		Art. 16bis, c. 3
	TIPO B_2 - Discariche dismesse e riporti antropici		Art. 16bis, c. 5



CARTA DEL RISCHIO GEOLOGICO – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

Costigliolo I

CLASSI DI RISCHIO GEOLOGICO:

Rg4 - RISCHIO MOLTO ELEVATO

Rg3 - RISCHIO ELEVATO

Rg2 - RISCHIO MEDIO

Rg1 - RISCHIO MODERATO

Rg0 - RISCHIO LIEVE O TRASCURABILE

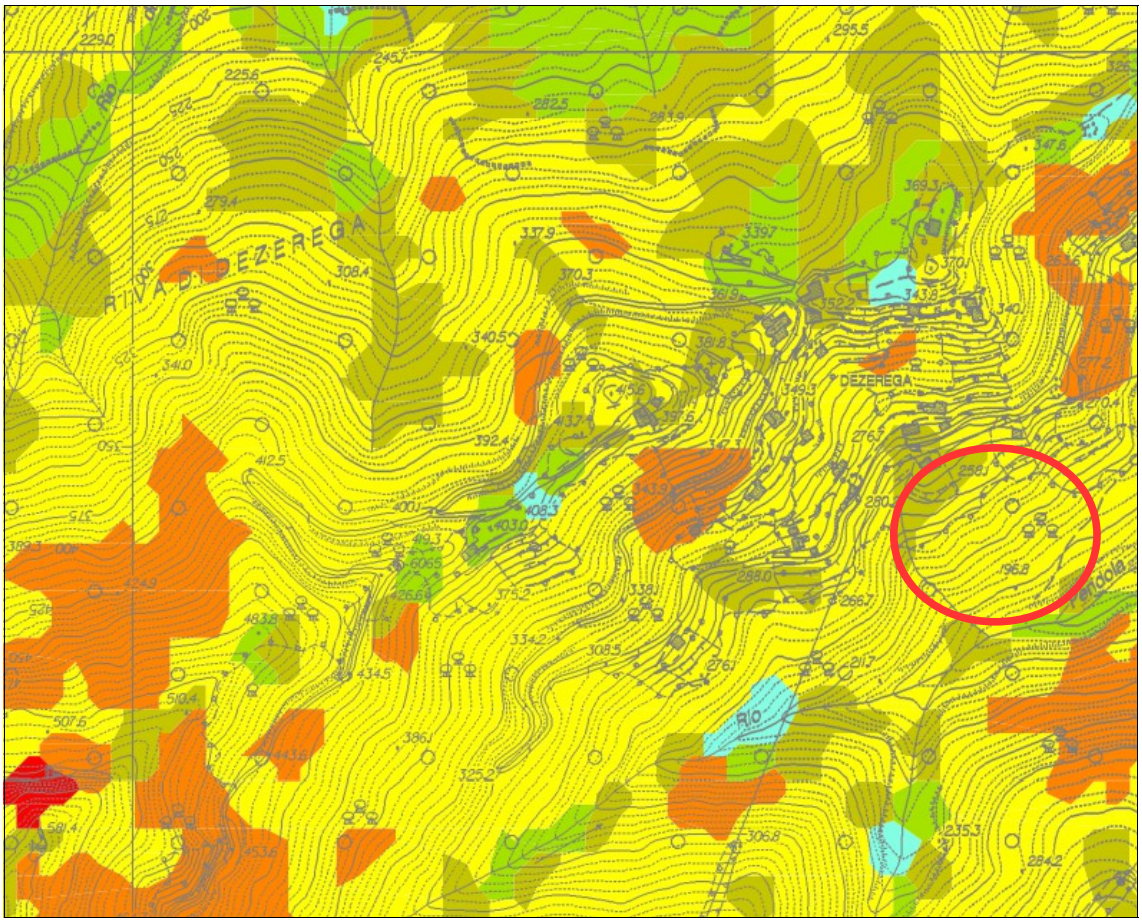
-

CLASSI SPECIALI:

CAVE ATTIVE, MINIERE ATTIVE E DISCARICHE IN ESERCIZIO

-

LIMITE DEL PIANO DI BACINO



CARTA DELL'ACCLIVITÀ DEI VERSANTI – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

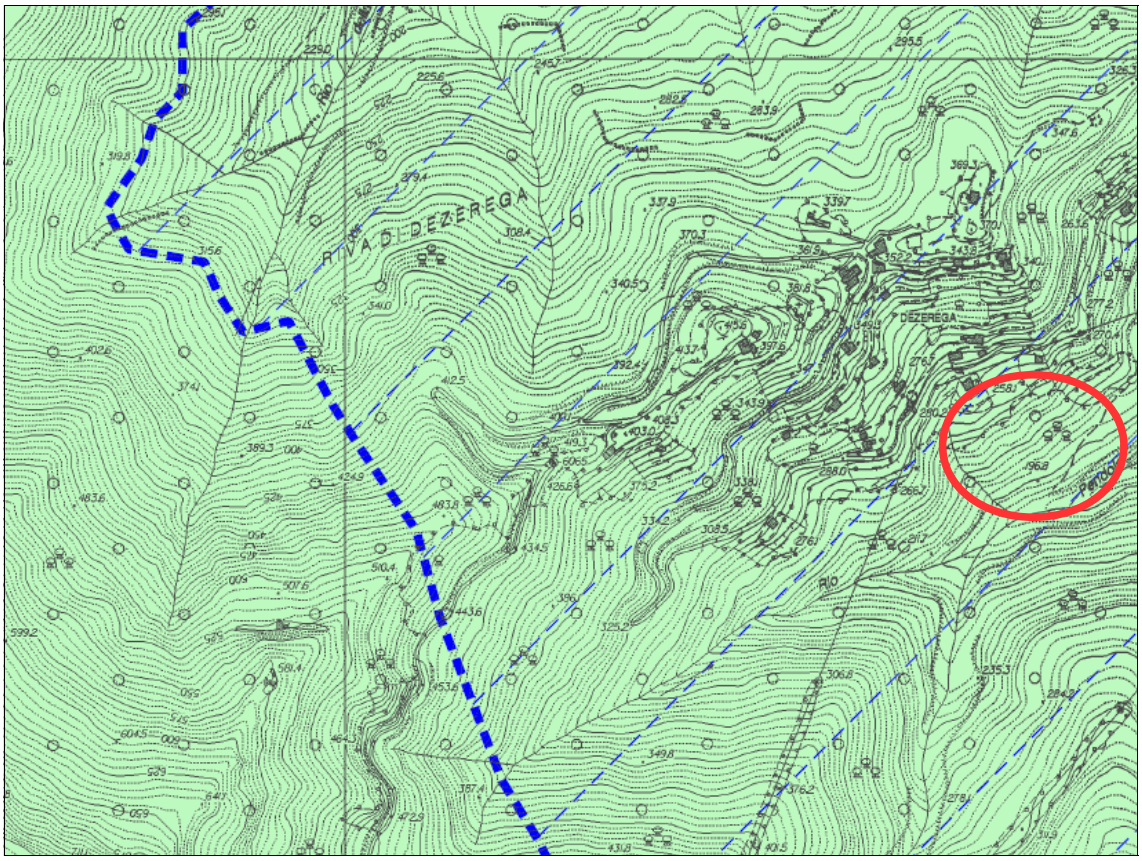
Legenda

Costigliolo I

CLASSI DI ACCLIVITA'

classe 1	0% –10%	
classe 2	10% –20%	
classe 3	20% –35%	
classe 4	35% –50%	
classe 5	50% –75%	
classe 6	75% –100%	
classe 7	>100%	

limite del bacino



CARTA DEI VINCOLI – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

Costigliolo I

aree sottoposte a vincolo idrogeologico

aree non sottoposte a vincolo idrogeologico

aree classificate "abitati da consolidare" (L. 64/1974)

siti di interesse comunitario pSIC (D.G.R. 646/2001)

parchi naturali regionali

Ambito con destinazione d'uso alla coltivazione di cave in sotterraneo secondo le indicazioni del Piano Regionale delle Attivita' di Cava

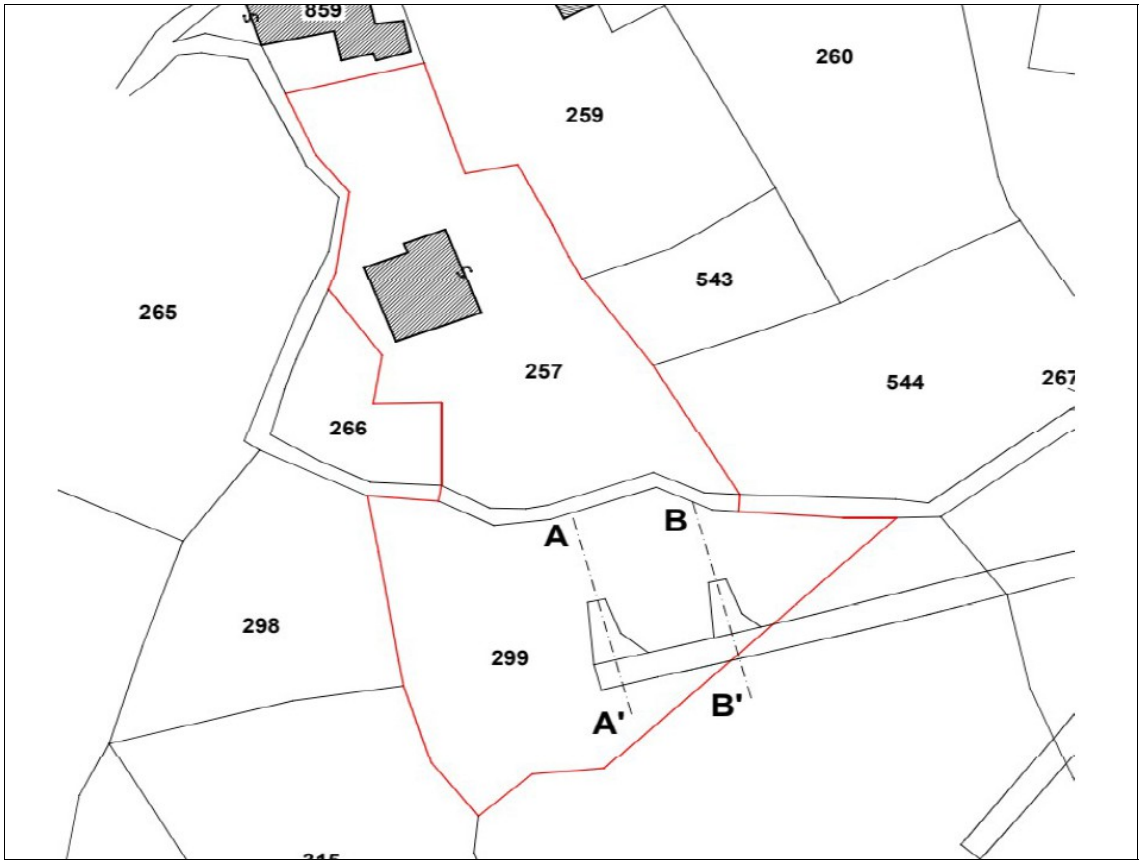
limite di bacino

4-STATO ATTUALE DEL SITO ESTRATTIVO E PROGETTO

Il complesso estrattivo ardesiaco da riattivare, Costigliolo I,verrà collegato alla viabilità esistente tramite un nuovo tronco stradale che avendo anche l'uso agro forestale è stato autorizzato seguendo l'iter Comunale.
L'attività estrattiva nella zona è stata iniziata verso la fine del 1800 e sospesa nei primi anni del 1940.
Nella zona sono presenti innumerevoli imbocchi al sotterraneo con antistanti discariche di detriti , la vegetazione spontanea ha ricoperto con rigogliosa alberatura tutta la zona, il materiale ardesiaco, contenendo un'alta percentuale di carbonato di calcio, crea un ottimo habitat naturale per l'attecchimento di alberi ad alto fusto come carpini, rovere castagni ecc.

I lavori in progetto si svilupperanno solo ed esclusivamente in sotterraneo all'interno del banco ardesiaco, esternamente verranno eseguiti lavori di adeguamento dell'imbocco principale in modo tale da renderlo accessibile con autocarri; l'attuale quota del piazzale antistante verrà abbassata di circa ml. 2,00 sino al raggiungimento del letto del filone; ciò comporterà una movimentazione di circa 200 mc. di terra e roccia.

Il piazzale oltre ad essere utilizzato come area di manovra per gli autocarri utilizzati per il trasporto del materiale verrà utilizzato anche come area per il posizionamento della baracca di cantiere, spogliatoi e servizio igienico del tipo chimico di cantiere. Tutte le attrezzature,fatta eccezione della pala meccanica, tagliatrici,perforatrici ecc. saranno elettriche. Nell'intero ciclo produttivo non verranno utilizzati sostanze e additivi di alcun genere.



IL NUOVO COMPLESSO ESTRATTIVO SU CARTOGRAFIA CATASTALE – NON IN SCALA

5-INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE GENERALE

Per meglio descrivere geologicamente la zona esaminata è necessario ripercorrere le tappe evolutive del territorio prendendo in esame le varie formazioni rocciose ed i loro rapporti, anche in un contesto di più ampia visione che comprende il complesso della catena montuosa.

Ciò perché le spinte tettoniche generarono grandi piegamenti, faglie, fratturazioni e causarono l'accavallamento di varie unità con grandi e piccoli scompaginamenti, disarticolazioni complesse talvolta di difficile interpretazione.

L'Appennino Settentrionale risulta dalla sovrapposizione tettonica di due grandi insiemi, diversi per litologia, struttura ed origine paleogeografica: un Insieme Esterno Umbro-toscano ed un Insieme Interno Ligure-emiliano.

L'insieme Esterno è costituito essenzialmente da uno zoccolo continentale, appartenente alla Placca Apula (Adriatico-Padana *Auctt.*) su cui poggiano, anche se scollate e deformate, le successioni mesozoico-terziarie che ne rappresentano l'originale copertura sedimentaria. L'insieme Interno consta di una serie di unità tettoniche che, per la presenza di ofioliti (rocce ignee basiche ed ultrabasiche tipiche della litosfera oceanica) si sono invece originate in un oceano estendendosi eventualmente anche sulla parte più assottigliata dei margini continentali adiacenti.

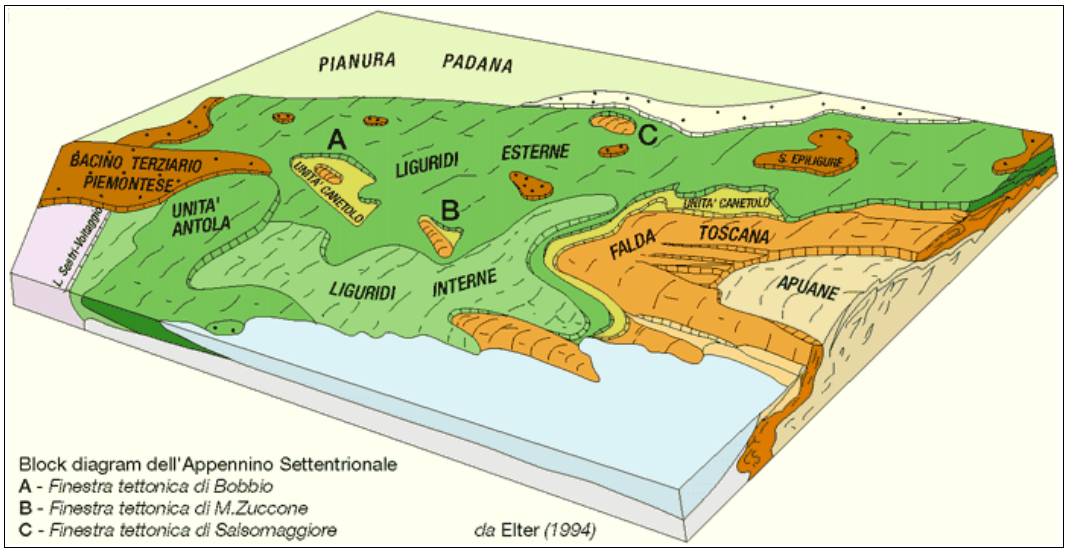


Fig. 1: Schema tettonico dell'appennino ligure-toscoemiliano (da Elter 1994, ridisegnato)

Queste unità hanno comunque abbandonato il loro substrato originario, che è scomparso in subduzione, per sovrascorrere da ovest verso est (vergenza appenninica) sull'Insieme Esterno, che ha avuto ruolo di avampaese, costituendo perciò una coltre alloctona.

Da un punto di vista geodinamico più generale l'Oceano Ligure (o Ligure-piemontese se si tiene conto del suo prolungamento nelle Alpi), da cui sono derivate queste unità, costituiva la separazione fra continente iberico-europeo da un lato e continente apulo-africano dall'altro, i cui margini hanno rappresentato gli avampaesi rispettivi delle Alpi e dell'Appennino.

Dalla sua subduzione hanno avuto origine unità alloctone obdotte con vergenza opposta, nell'una e nell'altra catena. La storia strutturale dell'Insieme Ligure-emiliano è perciò complessa: una parte delle unità tettoniche che lo costituiscono, prima di essere implicata nella tettonica miocenica a vergenza appenninica (apula), ha partecipato, nelle fasi

deformative precoci, anche a deformazioni alpine a convergenza principalmente europea.

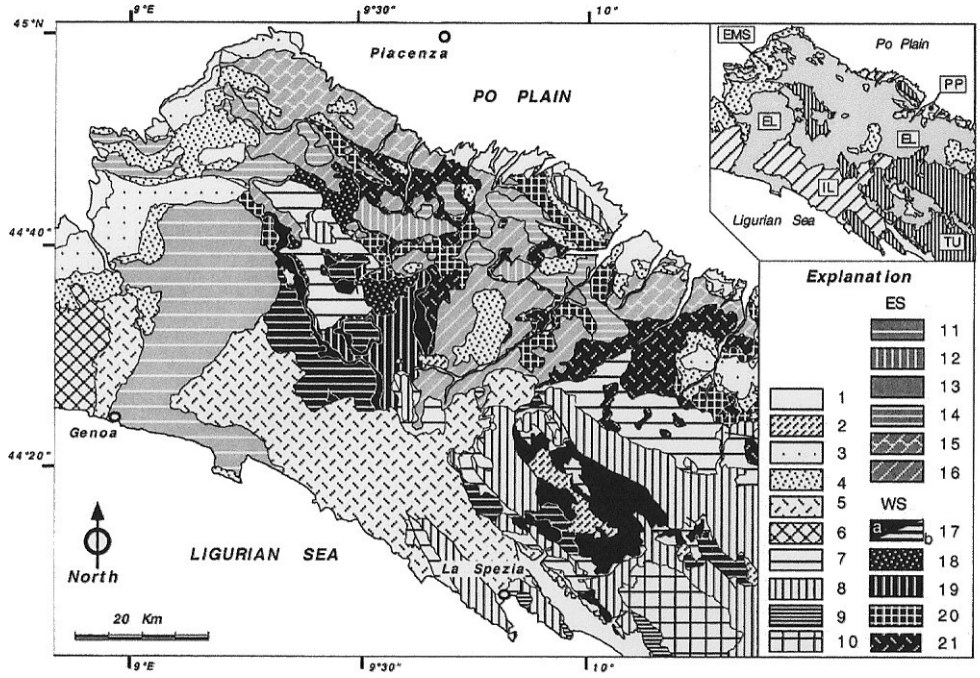


Figure 3. Tectonic sketch map of the Northern Apennines. 1. Plio–Quaternary deposits; 2. Plio–Pleistocene Intramontane Basins; 3. Miocene sedimentary sequences of the Tertiary Piedmont and Epiligurian; 4. Upper Eocene– Oligocene Epi–mesoalpine sedimentary sequences of the Tertiary Piedmont and Epiligurian; 5. Internal Liguride units; 6. Sestri–Voltaggio Zone and Voltri Group; 7. Canetolo units; 8. Tuscan Nappe; 9. Massa unit; 10. Low-grade metamorphic Tuscan units (Apuan Alps window). ES (Eastern successions; grey back-ground): 11. Antola unit; 12. Farini unit; 13. Solignano unit; 14. Cassio unit; 15. Sporno unit; 16. Media Val Taro unit. WS (Western successions; black background): 17a. Ottone unit (Elminthoid flysch); 17b. Ottone unit (Casanova Complex); 18. Mt. delle Tane unit; 19. Orocco unit; 20. Groppallo unit; 21. Caio and Bettola units. PP – Plio–Pleistocene deposits; EMS – Epimesoalpine successions; IL – Internal Liguride units; EL – External Liguride units; TU – Tuscan and Umbrian units.

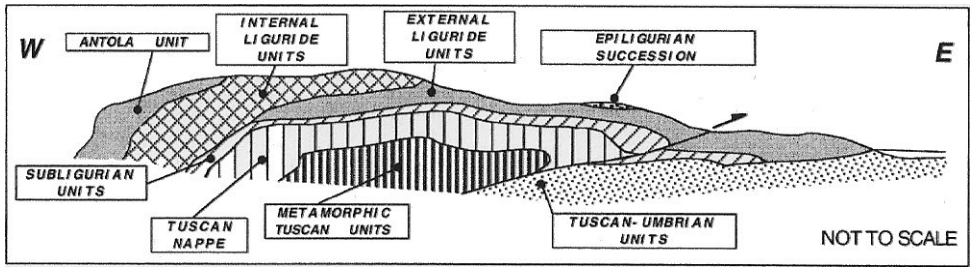


Fig. 2: Schema tettonico dell'appennino e sezione generale (da Marroni et al., 2001)

Il **Dominio Ligure**, presente nella zona di studio, comprende due domini detti rispettivamente Ligure Interno e Ligure Esterno (Liguridi), separati da un contatto tettonico lungo il quale il primo si accavalla solo parzialmente sul secondo, poggiando per il resto anche direttamente sulla Falda Toscana con l'interposizione della sola Unità di Canetolo.

Pur essendo entrambi caratterizzati dalla presenza di ofioliti, queste assumono un diverso significato nell'uno e nell'altro dominio.

Le Liguridi Interne hanno caratteristiche sicuramente oceaniche in quanto le maggiori masse ofiolitiche si trovano ancora in posizione primaria alla base della successione sedimentaria: esse rappresentano pertanto frammenti del fondo marino mesozoico. I primi sedimenti che le ricoprono e che datano l'apertura dell'oceano, sono i diaspri del Giurassico superiore.
Nelle Liguridi Esterne non si conoscono ofioliti che costituiscano sicuramente la base della

successione, essendo questa ultima scollata dalla sua originaria base evidentemente in corrispondenza di formazioni argillose del Cretaceo medio-superiore (i cosiddetti *"Complessi di base").*

Le ofioliti compaiono invece come masse, anche di dimensioni plurichilometriche (talvolta accompagnate da residui di una copertura giurassico-cretacica mt.), scivolate in gran parte nel bacino di sedimentazione ligure del Cretacico sup. e pertanto intercalate in quei sedimenti. Esse sono sempre accompagnate da un vistoso detritismo sottomarino *(debris-flows, slides blocks,* ecc.) costituito da un misto di elementi ofiolitici e sedimentari e sono esse stesse da considerarsi come megaclasti rimaneggiati.

Queste ofioliti dislocate ed in un certo senso estranee alla successione, mentre non danno alcuna indicazione sulla natura del substrato originario del bacino, sono invece un indizio della vicinanza di un rilievo oceanico tettonicamente attivo, situato verosimilmente al limite fra Ligure Interno ed Esterno.

A questo rilievo ipotetico, i cui primi prodotti compaiono dall'inizio del cretaceo superiore e che avrebbe in qualche modo separato i due domini, è stato dato il nome di "Ruga del Bracco".

Dominio Ligure interno

Comprende tre unità tettoniche sovrapposte: l'Unità Colli Tavarone-Serò, l'Unità Bracco-Val Graveglia e l'Unità Gottero. (Supergruppo della Val di Vara Auct.).

Nell'Unità Bracco-Val Graveglia è rappresentata la parte basale della successione con le ofioliti: queste compaiono spesso come nuclei di grandi pieghe coricate, sormontate dalla loro copertura sedimentaria.

Fra le ofioliti si può distinguere una "base" di peridotiti con inglobate masse magmatiche di gabbri ed ultramafiti cumulitiche. Su questo substrato, già deformato in ambiente oceanico, poggiano in discordanza i basalti che sono invece concordanti con i sedimenti soprastanti e fanno perciò parte della copertura.

Le condizioni sono quelle di un fondo accidentato da un'attività tettonica precoce collegabile con le fasi iniziali di apertura e di espansione oceanica. Ne sono indizi le rapide variazioni di spessore, la marcata discontinuità dei basalti e la presenza di detritismo ofiolitico (oficalciti, Brecce di case Boeno, di M. Capra, M. Rossola, M. Zenone, ecc.) che denota la presenza di scarpate attive.

La copertura sedimentaria è costituita alla base da Diaspri del Giurassico superiore in parte intercalati ai basalti.

Questi sono seguiti da Calcari a Calpionelle nel Cretaceo basale e poi da argille profonde cui si intercalano strati di calcilutiti torbiditiche (Argille a palombini) che si estendono fino all'inizio del Cretaceo superiore.

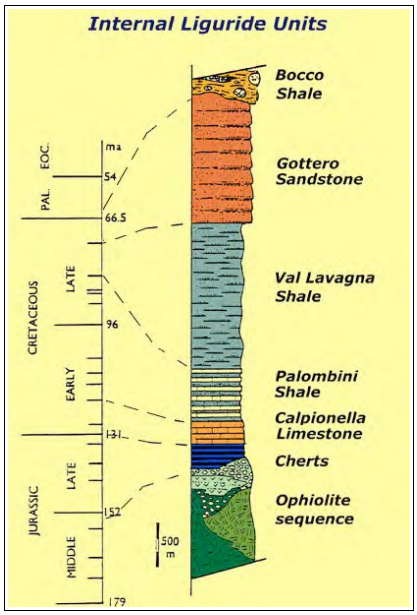


Fig. 3: Schema stratigrafico della Unità Ligure Interna

I termini inferiori di questa successione risentono ancora della morfologia irregolare del fondo oceanico, con discontinuità e rapide variazioni di spessore tendenzialmente coincidenti con quelle dei basalti.

Queste condizioni perdurano fino all'inizio del cretaceo ma cessano con le Argille a palombini che livellano le asperità, sedimentandosi uniformemente su tutto il fondo.

Infine la successione termina con forte discontinuità nella sedimentazione a causa del contatto tettonico con le altre unità, oppure perché sormontata in discordanza e profondamente canalizzata da una formazione caotica di età paleocenica (Formazione di Colli-Tavarone) contenente blocchi e *debris flows* di ofioliti e di elementi della loro copertura sedimentaria (anche più recenti delle Argille a palombini).

Questo nuovo detritismo ofiolitico, che è comune anche alle altre Unità Liguri Interne, si differenzia nettamente dal precedente e appare come la ripercussione di movimenti orogenetici convergenti e della surrezione di nuovi rilievi che potrebbero rappresentare un'ulteriore evoluzione della cosiddetta "Ruga del Bracco".

Le Unità Gottero e Colli Tavarone(-Serò) sono invece costituite da successioni scollate, in genere in corrispondenza delle Argille a palombini, e comprendono anche termini più recenti che non compaiono nell'Unità Bracco-Vai Graveglia.

Nell'Unità Gottero le Argille a palombini sono seguite, a partire dal Santoniano, dalla Formazione della Val Lavagna che passa a sua volta alle Arenarie di M. Gottero (Campaniano sup.-Maastrichtiano). Si tratta di due potenti formazioni torbiditiche, prima in facies distale e poi decisamente prossimale con alimentazione meridionale (Massiccio Sardo-Corso?).

Nell'Unità Colli-Tavarone(Serò) le Argille a palombini sono sormontate dai soli Scisti della Val Lavagna e solo localmente da pochi strati di Arenarie del Gottero.

Ambedue le successioni si chiudono a tetto con la comparsa degli "scisti a blocchi" paleocenici che contengono clasti ofiolitici e sedimentari, apparentemente più prossimali nell'Unità Colli-Tavarone(-Serò) (Formazione di Colli-Tavarone) e più distali in quella del Gottero (Formazione di Giaiette).

Evoluzione Tettonica

L'edificazione del settore settentrionale della Catena appenninica è il risultato di una storia strutturale complessa le cui fasi possono essere raggruppate in due cicli principali ben distinti fra loro.

Il primo comprende le cosiddette Fasi liguri ed ha interessato esclusivamente l'insieme interno, prima che si verificasse la sua traslazione sull'avampaese toscano. Esso si conclude con la "trasgressione" eocenica superiore-oligocenica del Bacino Terziario Piemontese sulle Liguridi Interne e del suo corrispondente (un po' più distale), rappresentato dalla Successione Epiligure, sul Liguride Esterno.

Il secondo ciclo comprende le Fasi dette toscane (che si manifestano per tutto il Miocene) e corrisponde alla messa in posto delle Liguridi, in gran parte già strutturate nel ciclo precedente, sull'insieme Esterno e alla contemporanea evoluzione tettonica di quest'ultimo.

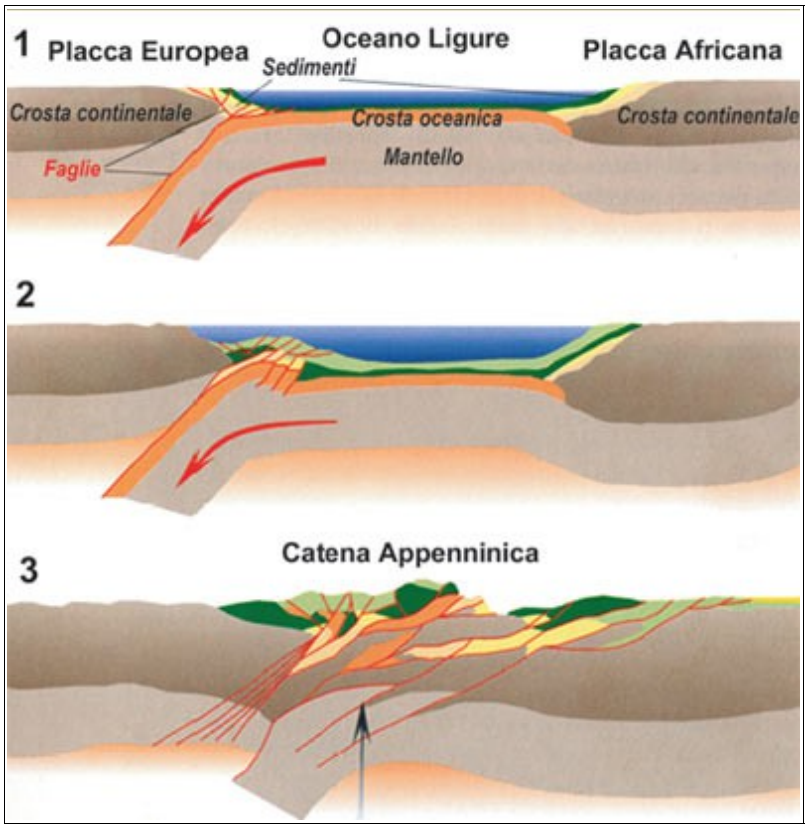


Fig. 4: Schema dell'orogenesi appenninica dal Cretaceo al Pliocene.

Questo ciclo in Toscana si conclude, nel Tortoniano sup., con la trasgressione del Bacino Neoautoctono del volterrano, che segna qui la fine delle traslazioni orizzontali. La Fase toscana è seguita da manifestazioni di tettonica distensiva che si traducono in grandi faglie, parallele alla costa tirrenica, ed in evidente relazione con l'apertura di questo mare.

Nei domini più esterni continua invece la tettonica compressiva con estesi piegamenti e con ulteriori traslazioni, almeno in parte gravitative, della coltre ligure.

Le ultime deformazioni interessano il Pliocene inferiore e sono ancora riconoscibili nelle strutture frontali sepolte sotto la Pianura Padana.

Evoluzione tettonica del Ligure Interno
La tettonica del Dominio Ligure Interno si differenzia da quella del Ligure Esterno soprattutto per una maggiore deformazione delle strutture che si palesa anche in un leggero metamorfismo in facies da anchi a epizonale.

A parte la traslazione certamente più tardiva che ha portato la falda del Gottero a sopravanzare le sottostanti Unità Bracco e Colli-Tavarone (-Serò) per sovrascorrere direttamente, per oltre trenta chilometri, sul Ligure Esterno o addirittura sulla Falda Toscana, l'essenziale della tettonica precede la deposizione del Bacino Terziario Piemontese ed è perciò interamente ascrivibile alle Fasi liguri.

Questa tettonica è strettamente dipendente da quella delle vicine Alpi Occidentali e Marittime a cui le Liguridi Interne sono del resto saldate dal bacino terziario stesso.

Le prime deformazioni del fondo oceanico, di cui la sola testimonianza nell'Appennino è rappresentata dal detritismo ofiolitico, sono forse correlabili con la più documentata tettonica eoalpina delle Alpi.

Le deformazioni più visibili, sigillate dalla trasgressione eocenica sup.-oligocenica, sono invece chiaramente coeve con quelle mesoalpine tanto più che, come nelle Alpi Marittime, l'edificio è sormontato da una falda di flysch ad elmintoidi: la Falda di M. Antola.

L'evoluzione tettonica si è sviluppata in tre fasi. La prima, caratterizzata da pieghe isoclinali compresse e sinmetamorfiche, corrisponde alla formazione di un primo impilamento di Unità Liguri Esterne su cui sovrascorre anche l'Unità di M. Antola. Soprattutto per analogia con le Alpi, appare probabile che questa prima fase abbia avuto una vergenza europea.

Una seconda fase è consistita in un ulteriore raccorciamento che ha ripiegato i contatti tettonici formati nella fase precedente.

La terza fase corrisponde a delle superfici di taglio lungo cui si sono verificati dei sovrascorrimenti in senso opposto (retrocarreggiamenti) che hanno ancora modificato la geometria portandola ad una situazione ormai simile all'attuale. In effetti, a parte alcuni scorrimenti più tardivi, attribuibili alle Fasi toscane, come quello già menzionato della Unità Gottero, la catena non subirà modifiche sostanziali negli sviluppi orogenetici successivi.

6-GEOGRAFIA, GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DI DETTAGLIO

6.1 Inquadramento geografico e morfologico

La cava in questione s'individua in località Costigliolo, a Sud del paese di Dezerega, su di un versante mediamente acclive, esposto a Sud/Est, tra le quote 200 e 250 m slm.

L'ideografia della zona è rappresentata dal Torrente Pendola, che scorre alcune decine di metri a Sud rispetto all'areale di cava, è presente, ad Ovest, un modesto impluvio, connesso idraulicamente al sopracitato torrente Pendola.

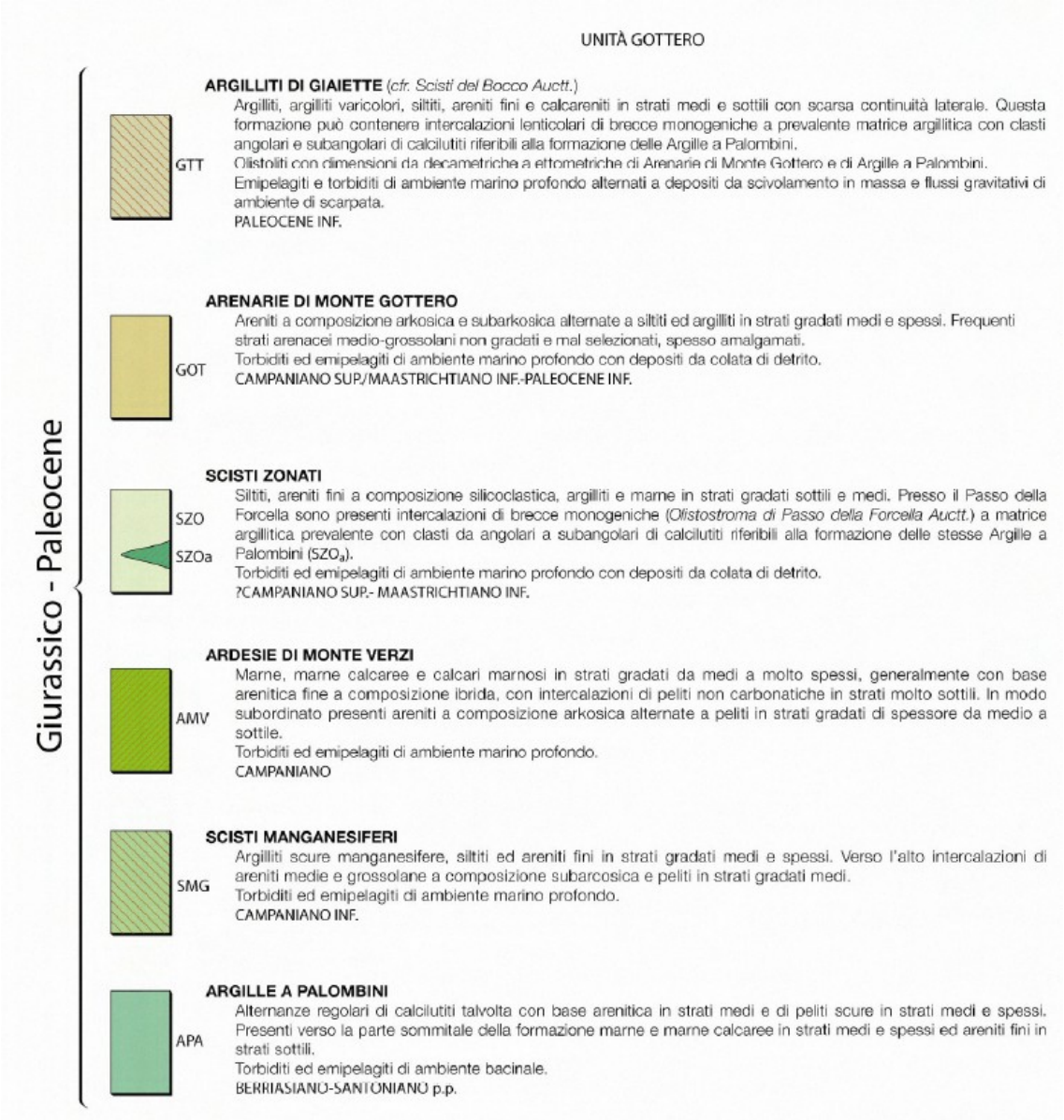
6.2 Inquadramento geologico, stratigrafico e tettonico di dettaglio

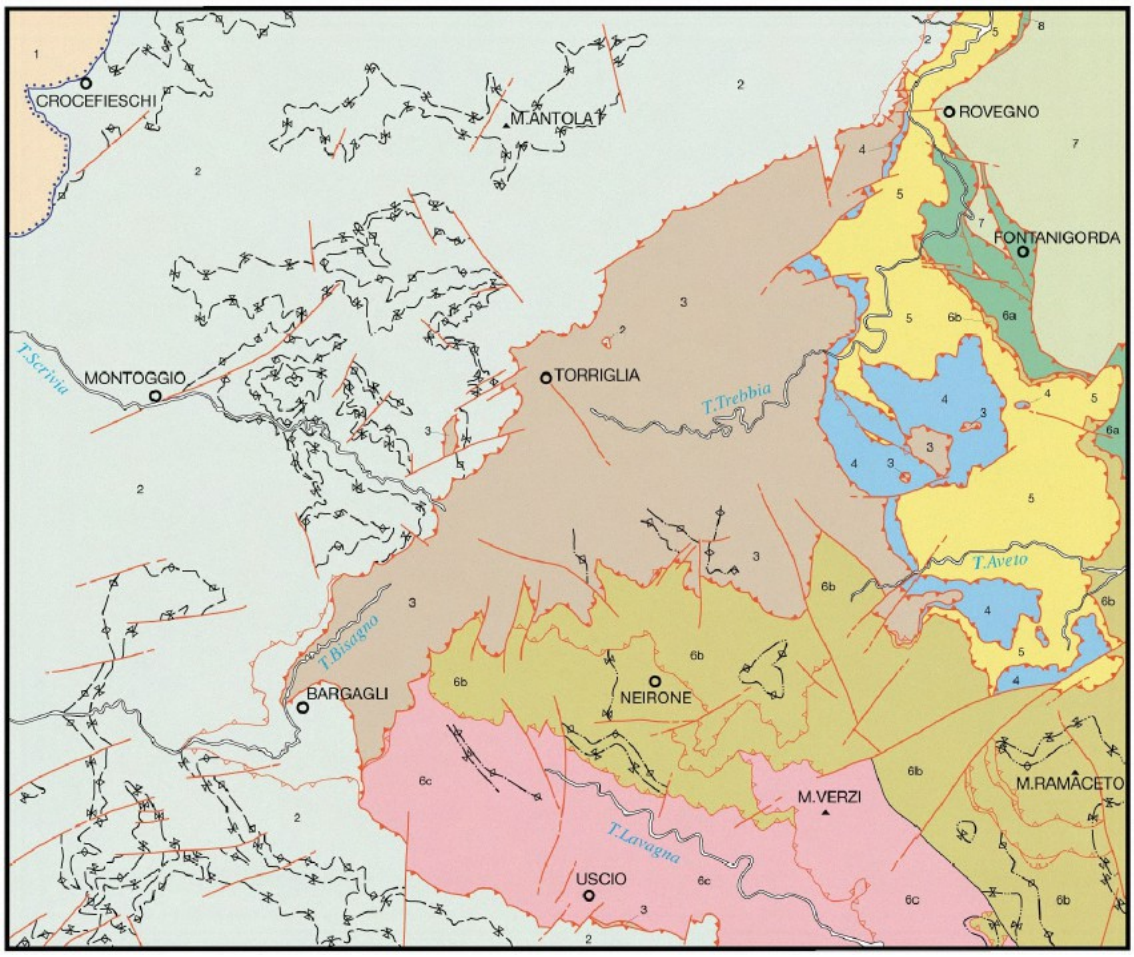
Nell'area di cava affiora l'unità tettonica delle liguridi interne, qui rappresentate dall'Unità Tettonica del Gottero, sottounità tettonica di Capenardo.

La successione stratigrafica di questa sottounità è caratterizzata dalla presenza delle Argille a Palombini, degli Scisti Manganesiferi e delle Ardesie di Monte Verzi. Nella zona esaminata

affiorano esclusivamente le Ardesie di Monte Verzi.

Tale litotipo è talvolta ricoperto da una coltre detritica di spessore variabile, trai 2 e i 4 metri. La stratificazione è in media N120 – N 150 e l'inclinazione variabile tra i 20 e 40 gradi.





1 SUCCESSIONE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

UNITÀ TETTONICHE LIGURI

2 UNITÀ ANTOLA

UNITÀ TETTONICHE LIGURI INTERNE

3 UNITÀ PORTELLO

4 UNITÀ VERMALLO

5 UNITÀ DUE PONTI

UNITÀ TETTONICA GOTTERO

6a Sottounità tettonica Loco

6b Sottounità tettonica Ramaceto

6c Sottounità tettonica Capenardo

UNITÀ TETTONICHE LIGURI ESTERNE

7 UNITÀ OTTONE

Faglie

Sovrascorrimenti di primaria importanza

Sovrascorrimenti di secondaria importanza

Contatti stratigrafici

Contatto discordante di base del BTP

Tracce dei principali piani assiali

anticlinale sinclinale

UNITÀ LIGURI INTERNE

Tracce dei principali piani assiali di fase D1

anticlinale sinclinale

Tracce dei principali piani assiali di fase D2

anticlinale sinclinale

L'Unità tettonica Gottero occupa un ampio settore del Foglio Bargagli. Essa è costituita da una spessa successione sedimentaria (fig.) che comprende le Argille a Palombini (Santoniano) che passano stratigraficamente a depositi torbiditici silicoclastici e carbonatici rappresentati dagli Scisti Manganesiferi (Santoniano - Campaniano inferiore), dalle Ardesie di Monte Verzi (Campaniano inferiore), dagli Scisti Zonati (Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore) e dalle Arenarie del Monte Gottero (Maastrichtiano inferiore - Paleocene inferiore). Seguono in continuità le Argilliti di Giaiette del Paleocene inferiore. Rispetto alle precedenti edizioni della Carta Geologica d'Italia (F.83 Rapallo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Servizio GeoloGico d'italia, 1968), gli Scisti Manganesiferi, le Ardesie di Monte Verzi e gli Scisti Zonati sono stati elevati al rango di formazioni, appartenenti al Gruppo degli Scisti della Val Lavagna.
Nel settore occidentale è direttamente sormontata dall'Unità Antola, che si sovrappone tettonicamente sia sugli Scisti Manganesiferi che sulle Ardesie di Monte Verzi. Nei settori orientali l'Unità Gottero è tettonicamente sormontata dall'Unità Due Ponti e Portello, tramite un contatto tettonico a basso angolo. Inoltre, l'Unità Gottero viene direttamente a contatto con le Unità Liguri Esterne, e più precisamente con l'Unità Ottone, nella parte nord-orientale del foglio mediante la "Linea Ottone- Levanto" (elter & PertUSati, 1973).
La successione stratigrafica dell'Unità Gottero, e più in generale quella delle Unità Liguri Interne, è stata interpretata come il risultato della sedimentazione pelagica e quindi torbiditica di mare profondo al di sopra della litosfera oceanica del Dominio oceanico Ligure-Piemontese rappresentata dalla sequenza ofiolitica giurassica. All'interno dell'Unità Gottero, per motivi legati alla evoluzione tettonica successiva, risulta bene sviluppata solo la parte torbiditica della successione, mentre è meno sviluppata la successione emipelagica limitata alle sole Argille a Palombini. A causa dell'intensa tettonizzazione questa successione presenta degli spessori difficilmente valutabili che comunque possono essere stimati tra i 1500 e i 2000m.

Nell'area del Foglio sono state riconosciute tre principali sottounità (Sottounità Loco, Sottounità Ramaceto e Sottounità Capenardo; cfr. marroni, 1990).
La Sottounità Loco affiora nel settore compreso fra il paese di Rovegno in Val Trebbia e quello di Cabanne, in Val d'Aveto. Superiormente questa unità è delimitata da un contatto tettonico dalla Sottounità Ramaceto che corre parallelo alla Val Sermigliasca e alla Val Trebbia. A Sud viene a contatto direttamente con le Unità Liguri Esterne. La successione stratigrafica di questa unità è costituita dalla sola formazione delle Argille a Palombini.
La Sottounità Ramaceto affiora nel settore centrale del Foglio della Val Cichero fino alla Val Trebbia, alla Val Neirone e alla Valle di Malvaro. Questa unità tettonica sovrascorre la Sottounità Loco nella parte orientale del Foglio, mentre in quella occidentale sovrascorre direttamente sulla Sottounità Capenardo. La successione stratigrafica di questa sottounità è caratterizzata dalla presenza delle Formazioni degli Scisti Zonati, delle Arenarie di Monte Gottero e dalle Argilliti di Giaiette.

La Sottounità Capenardo affiora lungo tutta la Val Lavagna dal paese di Monleone fino a quello di Bargagli. Questa sottounità tettonica è sovrascorsa dalla Sottounità Ramaceto nella parte orientale del Foglio. La successione stratigrafica di questa sottounità è caratterizzata dalla presenza delle Argille a Palombini, degli Scisti Manganesiferi e delle Ardesie di Monte Verzi.

*- Argille a Palombini (**APA**)*

Le Argille a Palombini affiorano estesamente nel fondovalle dell'alta Val Lavagna. Gli affioramenti principali sono quelli in prossimità dei paesi di Gattorna, Ferriere e Lumarzo. Lo spessore massimo apparente di questa formazione non supera i 200 m.
Le caratteristiche litostratigrafiche di questa formazione sono del tutto comparabili a quelle descritte per le Argille a Palombini dell'Unità Portello. Anche nelle Argille a Palombini dell'Unità Gottero, alla base degli strati più spessi sono stati riconosciuti frammenti carbonatici solitamente costituiti da *grainstone* a peloidi, ooliti e bioclasti. Fra i bioclasti sono riconoscibili in sezione sottile Radiolari e Calpionellidi e rari esemplari di microfossili (*Ticinella*

sp., *Globigerina sp., Hedbergella sp.*, *Pithonella ovalis* e *Stomiosphaera moluccana*) (fierro & terranova, 1963; abbate, 1969;

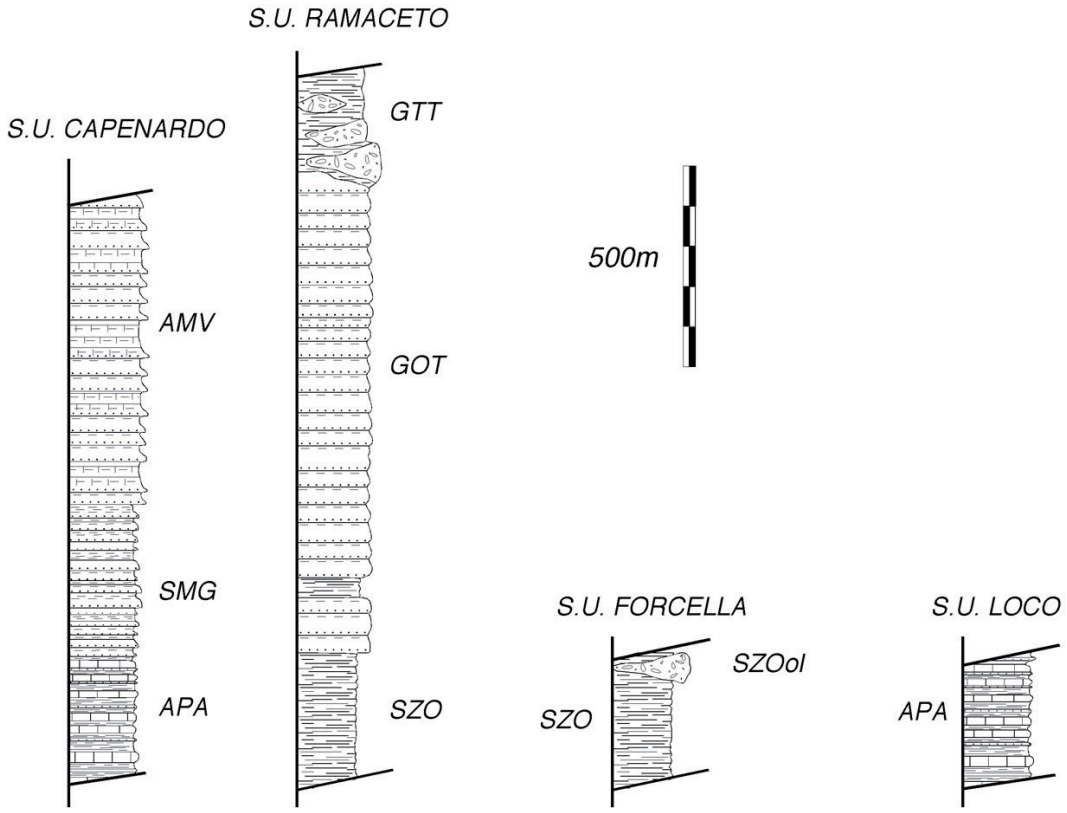


Fig. - Colonne stratigrafiche schematiche relative alla successione dell'Unità tettonica Gottero : Sotto-unità tettoniche Capenardo, Ramaceto, Forcella (affiorante immediatamente ad Est del Foglio) e Loco. APA (Argille a Palombini); SMG (Scisti Manganesiferi); AMV (Ardesie di Monte Verzi); SZO (Scisti Zonati); SZOa (intercalazioni di pebbly mudstone monogenici, cfr. "olistostroma di Passo della Forcella"); GOT (Arenarie di Monte Gottero); GTT (Argilliti di Giaiette).

decandia & elter, 1972; cobianchi & villa, 1992). In modo subordinato sono presenti granuli monocristallini di quarzo, feldspati, fillosilicati e frammenti di quarzo micro- e finecristallino. Questi strati più grossolani sono abbastanza diffusi nella Sottounità Loco (Zona del Lago Giacopiane, S.S. 586 Località "La Squazza" e SS45 presso il paese di Loco).
La presenza di processi di tipo torbiditi a bassa densità, la geometria piano-parallela degli strati torbiditici, la quasi totale assenza di strutture erosive (sono state riconosciute rarissime controimpronte da corrente del tipo *flute cast* di piccole dimensioni), la prevalenza della *facies* F9 di mUtti (1992) e la presenza dei livelli emipelagici privi di $CaCO_3$ fanno ipotizzare per questo tipo di depositi un ambiente di piana bacinale in accordo con quanto già proposto da diversi autori (casnedi, 1982; marini, 1990).
La parte alta della successione, visibile in Val Lavagna alla base stratigrafica della Sottounità Capenardo, è caratterizzata dalla presenza di strati torbiditici a composizione silicoclastica di spessore medio e sottile. Si tratta di strati in *facies* F9 di mUtti (1992) caratterizzati da grande sviluppo di *ripple*, *climbing ripple* e laminazioni piano parallele con evidenze di strutture di tipo *shear sorting* (stow & bowen, 1978, 1980). Queste strutture, indicative di processi di trazione e

decantazione, sono tipiche dell'evoluzione finale di flussi torbiditici a bassa densità. La composizione di queste torbiditi, a causa della granulometria compresa fra l'arenite fine o finissima ed il silt, è determinabile solo dal punto di vista qualitativo. Si tratta di areniti silicoclastiche in cui prevalgono granuli monocristallini di quarzo ed in modo subordinato feldspati e fillosilicati. Non sono riconoscibili frammenti litici e sono del tutto assenti frammenti di ofioliti e di rocce carbonatiche. Queste areniti, note in letteratura come "quarzoareniti" sono in realtà classificabili come sub-arcose (Pettijohn *et alii*, 1972).
Le torbiditi silicoclastiche diventano sempre più frequenti quando ci si avvicina al contatto con la Formazione degli Scisti Manganesiferi che secondo marroni & Perilli (1990) è di tipo stratigrafico per alternanze ed è visibile in bassa Val Lavagna nei pressi del paese di Leivi. La parte basale degli Scisti Manganesiferi (base del Gruppo degli Scisti di Val Lavagna) è per lo più costituito da questo tipo di torbiditi.
Le Argille a Palombini della sezione di Leivi hanno fornito associazioni a Nannofossili calcarei (marroni & Perilli, 1990) caratterizzate dalla presenza di *Braarudosphaera bigelowii* (Grand e Braarud 1935, Deflandre 1947), *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh, 1977), *Cretarhabdus crenulatus* (Bramlette e Martin,1964), *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966), *Lithastrinus grilli* (Stradner, 1962), *Litraphidites carniolensis* (Deflandre, 1963), *Lucianorhabdus cayeuxii* (Deflandre, 1959), *Micula staurophora* Gardet, 1955) Stradner, 1963), *Prediscosphaera cretacea* (Arkangelsky, 1912) Gartner, 1968), *Quadrum gartneri* (Prins e Perch-Nielsen in Manivit *et alii*, 1977), *Rucinolithus irregularis* (Thierstein in Roth e Thierstein, 1972), *Watznaueria barnesae* (Black in Black e Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968).
Queste associazioni sono indicative del Santoniano (Biozona a Calculites obscurus), mentre i dati relativi alle sezioni che sono state studiate nelle altre Unità Liguri Interne indicano un'età variabile dal Berriasiano all'Albiano (decandia & elter, 1972; andri & fanucci, 1973; cobianchi & villa, 1992). Le età più vecchie riconosciute all'interno del Foglio danno associazioni dell' Aptiano.

- ***Gruppo degli Scisti di***
- **Scisti Manganesiferi**

La Formazione degli Scisti Manganesiferi (cfr. Membro di Scurtabò, braga *et alii*, 1973 ed Argilliti di Montanesi, marini, 1990) è stata riconosciuta soltanto nella Sottounità Capenardo ed affiora estesamente lungo tutta la Val Lavagna nel settore compreso fra i paesi di Carasco e Gattorna con spessori fino a 300 m. Gli Scisti Manganesiferi sono stati riconosciuti anche in settori più meridionali all'interno dell'Unità Colli/Tavarone (Alta Val di Vara, marroni, 1990) e cartografati come "Membro di Scurtabò" da braga *et alii* (1973) e Galbiati (1976).
Gli Scisti Manganesiferi sono costituiti da una successione torbiditica di tipo pelitico-arenaceo a composizione esclusivamente silicoclastica. Il limite inferiore della formazione è dato dal contatto con la Formazione delle Argille a Palombini mentre il limite superiore è dato dal contatto con le Ardesie di Monte Verzi. L'intera successione, che mostra spessori apparenti di almeno 400m, è caratterizzata da un *trend coarsening upward* molto netto.
La parte basale della successione è caratterizzata da strati torbiditici con spessori da sottile a spesso che possono raggiungere e superare il metro. Il rapporto a/p è sempre minore di 1 e le granulometrie delle basi torbiditiche sono sempre comprese fra l'arenite fine e finissima. La continuità laterale è buona per gli strati più spessi, mentre non è valutabile per gli strati più sottili a causa di una intensa deformazione tettonica. Non sono evidenti fenomeni erosivi alla base degli strati ed anche le impronte da corrente sono molto rare. La parte basale degli strati a granulometria fine mostra laminazioni piano parallele (Td di boUma, 1962) e più raramente laminazioni convolute e *ripple* (Tc di Bouma). Fra le strutture post-deposizionali sono molto diffuse bioturbazioni tipo *Chondrites* nella frazione pelitica e piste di limivori alla base di alcuni strati. Sono state inoltre riconosciute concrezioni all'interno della frazione pelitica in livelli di concentrazione dei carbonati dello spessore massimo di qualche cm. Deve essere messa in evidenza, in questa parte basale della successione, la presenza diffusa di patine manganesifere che conferiscono il tipico aspetto ed il nome a questa formazione. La *facies* F9 di mUtti (1992) domina nella parte basale degli Scisti Manganesiferi, caratterizzati da sequenze incomplete di Bouma del tipo Tc-e e Td-e. Le *facies* e le strutture riconosciute indicano processi deposizionali del

tipo "*low density turbidites*" caratteristici di un ambiente di piana bacinale.
La parte arenitica fine mostra in sezione sottile composizioni dominate da granuli di quarzo ed in modo subordinato da feldspati e fillosilicati; la selezione è buona o molto buona, l'arrotondamento dei granuli di quarzo è sempre molto elevato ed i processi di silicizzazione sono piuttosto diffusi. La microfacies risulta del tutto confrontabile con quella osservata negli strati silicoclastici che caratterizzano il tetto delle Argille a Palombini.

La parte media e superiore della successione è caratterizzata da un graduale aumento della granulometria massima che passa da fine a media ed in alcuni casi a medio-grossolana. La frazione arenitica di questi strati silicoclastici è classificabile come arcose o subarcose e la composizione modale è confrontabile con quella delle Arenarie di Monte Gottero. Lo spessore degli strati non aumenta molto mentre il rapporto a/p aumenta e si avvicina ad 1. La *facies* prevalente è sempre la F9 (strati piano paralleli, *ripple*, laminazioni convolute e piano parallele), ma in alcuni strati sono presenti intervalli arenitici medio-grossolani scarsamente gradati, talvolta caratterizzati da strutture da fuga di fluidi e con evidenze di basi erosive (*clay chips*, piccoli *scour* basali e controimpronte del tipo *groove cast*) attribuibili alla *facies* F8 di mUtti (1992). In alcuni casi sono presenti strati in facies F8+F9 di arenite medio-grossolana molto mal sortita e ricca in matrice fine che contengono nella parte intermedia dell'intervallo F8 numerosi *clay-chips*. Queste strutture, abbastanza comuni nella parte più alta della successione, possono essere interpretate come l'evoluzione sottocorrente di strutture da impatto. La bioturbazione all'interno della frazione pelitica diminuisce in questa parte della successione fino quasi a scomparire del tutto, piste di nutrimento e movimento di limivori sono invece ancora diffuse alla base degli strati. Concrezioni del tipo *septaria*, confinate nella parte pelitica di alcune torbiditi sono riconoscibili negli strati più spessi, queste concrezioni presentano analogie morfologiche e composizionali con quelle descritte da andri & fanUcci (1975) nella sezione del Monte Ramaceto.
La presenza di torbiditi a granulometria più grossolana all'interno degli Scisti Manganesiferi era già stata segnalata da caSnedi (1982), marroni (1990) e marini (1990), ma non era mai stata messa in evidenza la grande diffusione di queste areniti medio-grossolane che diventano dominanti in prossimità del passaggio stratigrafico con le Ardesie di Monte Verzi. caSnedi (1982), interpreta la presenza di questi strati come l'arrivo di materiale più prossimale dalla progradante conoide del Monte Gottero. Questa ipotesi è confermata anche da una variazione delle *facies* (da F9 a F8+F9) indicative di settori più prossimi all'area sorgente del materiale silicoclastico o ad una maggiore produzione di detrito da parte dell'area sorgente stessa.
I campionamenti effettuati in questa litofacies durante questo lavoro o in lavori precedenti, mirati alla definizione dell'età degli Scisti Manganesiferi, hanno sempre prodotto campioni sterili. L'età Santoniano superiore - Campaniano inferiore attribuita agli Scisti Manganesiferi è stata ricavata indirettamente da marroni & Perilli (1990) in base all'età delle Argille a Palombini e delle sovrastanti Ardesie di Monte Verzi.
Il limite superiore di questa formazione risulta di difficile collocazione a causa di un passaggio alle Ardesie di Monte Verzi molto graduale. Nel Foglio Bargagli il limite è stato posto in corrispondenza della comparsa della prima torbidite a composizione calcareo-marnosa.

- **Ardesie di Monte Verzi *(AMV)***

Si tratta di torbiditi pelitico-arenacee caratterizzate dall'alternanza di strati silicoclastici medio spessi e strati calcareo-marnosi spessi e molto spessi, questi ultimi noti con il nome di "Ardesie" o "Lavagna".
La formazione delle Ardesie di Monte Verzi, presenta uno spessore di circa 400 m ed appartiene alla Sottounità Capenardo che affiora su entrambi i lati della media e bassa Val Lavagna. La base della successione è caratterizzata dal passaggio stratigrafico con gli Scisti Manganesiferi, mentre il tetto mostra un passaggio stratigrafico graduale con gli Scisti Zonati (caSnedi, 1982). La successione stratigrafica delle Ardesie di Monte Verzi è caratterizzata dalla presenza di due differenti tipi di strato torbiditico: uno a composizione silicoclastica ed uno a composizione calcareo-marnosa. La litofacies tipica è data dall'interferenza di questi due tipi di strato mentre le differenti litofacies riconosciute al suo interno (marini, 1993) derivano dalle diverse combinazioni fra questi due tipi di strato prodotte dalle variazioni nella sedimentazione dei due differenti tipi di torbiditi.
Contrariamente a quanto descritto in precedenza (caSnedi, 1982; marroni, 1990) la parte silicoclastica di questa litofacies è nettamente prevalente sulla parte calcareo-marnosa che

appare volumetricamente più importante a causa del maggior spessore degli strati e dell'intensa attività estrattiva dell'ardesia. Anche nell'area tipo di Monte Verzi la presenza dei livelli calcareo-marnosi è limitata a pochi strati rispetto al grande sviluppo degli strati silicoclastici.
Gli strati silicoclastici presentano una composizione della frazione arenitica del tutto comparabile con quelle degli Scisti Manganesiferi e delle Arenarie di Monte Gottero. Il trend *coarsenig upward* riconosciuto negli Scisti Manganesiferi prosegue all'interno di questa litofacies, relativamente agli strati a composizione silicoclastica, e si assiste ad un ulteriore cambiamento delle *facies* indicative di ambienti sempre più prossimi all'area sorgente. Lo spessore di questi strati varia da sottile a spesso, ma sono presenti anche strati di spessore nettamente superiore al metro (fino a 5m nelle sezioni di Monte Verzi e di Orero). Il rapporto a/p è generalmente minore o molto minore di 1. La *facies* dominante nelle torbiditi silicoclastiche continua ad essere la F9, ma nella parte sommitale della successione sono presenti anche associazioni F8+F9 e in modo subordinato F5+F9. La capacità erosiva degli strati è evidenziata da piccoli *scours* basali, da strati amalgamati, dalla presenza di *clay chips* all'interno della *facies* F8 e da piccoli intervalli "caotici" sempre all'interno della *facies* F8 o F5 che possono essere interpretati come il prodotto di strutture da impatto. Fra le strutture sedimentarie post-deposizionali sono state riconosciute bioturbazioni localizzate alla base degli strati in *facies* F9 e concrezioni diagenetiche del tipo *septarie*.
Gli strati di "ardesie" si riconoscono facilmente per la presenza di una frazione
pelitica a composizione calcareo-marnosa molto potente e nettamente prevalente sulla frazione arenitica (a/p<<1). Lo spessore degli strati varia da medio a spesso fino a molto spesso (alcuni strati sfruttati per l'estrazione dell'ardesia superano i 10m). La frazione arenitica ha granulometria che difficilmente raggiunge la taglia dell'arenite media, solitamente si tratta di areniti fini o finissime. La composizione di questi strati è di tipo misto dominata da quarzo e fillosilicati monocristallini, ma con presenza importante di frammenti carbonatici micritici (>20% dell'ossatura) del tutto assenti negli strati silicoclastici. Nonostante lo spessore questi strati sono costituiti da *facies* di tipo F9 e generalmente caratterizzati da sequenze incomplete Td-e della sequenza di Bouma. In modo subordinato sono presenti *ripple* e laminazioni ondulate (Tc di Bouma). Il tetto della frazione pelitica è talvolta caratterizzato da livelli emipelagici di spessore <5cm privi di $CaCO_3$.

L'età di questa successione è stata determinata da Marroni & Perilli (1990) nella località tipo in base a una ricca associazione a Nannofossili Calcarei provenienti dalla frazione pelitica delle ardesie. Questa associazione è costituita da *Aspidolithus parcus*, (Stradner, 1963) Noel, 1969), *Biscutum blackii* (Gartner, 1968), *Braarudosphaera bigelowii* (Grand e Braarud 1935, Deflandre 1947), *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh, 1977), *Cyclagelosphaera margerelii* (Noel, 1965), *Cretarhabdus crenulatus* (Bramlette e Martin,1964), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkangelsky, 1912) Deflandre in Pivetau, 1952), *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968), *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre in Deflandre e Fert, 1954) Reinhardt, 1965), *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966), *Kamptnerius magnificus* (Deflandre, 1959), *Lithastrinus grillii* (Stradner, 1962), *Litraphidites carniolensis* (Deflandre, 1963), *Lucianorhabdus cayeuxii* (Deflandre, 1959), *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre in Manivit, 1965 (Thierstein, 1971), *Microrarhabdolus decoratus* (Deflandre, 1959), *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963), *Parabdolithus embergeri* (Noel, 1965), *Stradner, 1963), Praediscosphaera cretacea (Arkangelsky, 1912) Gartner, 1968), Praediscosphaera spinosa (Bramlette e Martini, 1964) Gartner, 1969), Quadrum gartneri (Prins e Perch-Nielsen in Manivit et alii, 1977), Reinhardtites anthophorus (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen, 1968), Rucinolithus irregularis (Thierstein in Roth e Thierstein, 1972), Tranolithus orionatus (Rheinhardt, 1966) Perch-Nielsen, 1968), Vagalapilla matalosa (Stover, 1966) Thierstein, 1973), Watznaueria barnesae (Black in Black e Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968), Zygodiscus diplogrammus ((Deflandre) Gartner, 1969). In base a questa associazione le Ardesie di Monte Verzi possono essere considerate come non più vecchie del Campaniano inferiore (biozona ad Aspidolithus parcus).*

- Scisti Zonati

La formazione degli Scisti Zonati è presente nella Sottounità Ramaceto, che affiora principalmente lungo le Valli di Malvaro e di Boasi e nei pressi dei paesi di Roccatagliata e di Neirone. Gli Scisti Zonati sono molto diffusi anche nei settori adiacenti il Foglio Bargagli all'interno dell'Unità Colli/Tavarone e della stessa Unità Gottero (Monte Zatta, Monte Ghiffi, Punta Mesco, Val di Vara, etc.).

Gli Scisti Zonati presentano un spessore di circa 400 m e sono costituiti da torbiditi sottili a composizione silicoclastica che raramente superano i 50 cm di spessore. Il rapporto a/p è mediamente uguale a 1. La geometria degli strati appare piano- parallela anche se la deformazione molto intensa impedisce di riconoscere questa caratteristica su distanze superiori a qualche decina di metri. Fra le caratteristiche stratigrafiche principali vanno evidenziate la granulometria fine o finissima dell'intervallo arenitico, il *sorting* buono, la sostanziale mancanza di superfici erosionali, la presenza diffusa di sequenze di Bouma incomplete del tipo Tc-e e Td-e ed la buona diffusione di strutture legate a decantazione più trazione quali *ripple*, *climbing ripple* e *shear sorting*.
All'interno degli Scisti Zonati la *facies* F9a (mUtti, 1992) risulta prevalente e le torbiditi possono essere interpretate come legate a correnti di torbidità a bassa densità tipiche degli ambienti torbiditici molto distali (piana bacinale e/o frangia di conoide). La base stratigrafica di questa unità è rappresentata dalle Ardesie di Monte Verzi (caSnedi, 1982; van zUtPhen *et alii*, 1985; thio & van wamel, 1990), anche se il passaggio stratigrafico non è mai ben esposto. Abbastanza chiari sono invece i rapporti stratigrafici con la sovrastante formazione delle Arenarie di Monte Gottero. Passaggi stratigrafici fra le due unità sono bene esposti sulle pendici settentrionali del Monte Ramaceto, al Monte Caucaso ed al Monte Carpena (caSella & terranova, 1963; boni *et alii*, 1968; marini, 1991). Nell'area studiata sono pure evidenti rapporti di tipo laterale fra queste due unità che caratterizzano tutto il lato sinistro dell'alta Val Lavagna.
Nella zona a nord-ovest di Monte Ramaceto è molto ben evidente il passaggio stratigrafico per alternanze fra gli Scisti Zonati ed alcuni corpi arenitici grossolani con composizione analoga a quella delle Arenarie di Monte Gottero che caSnedi (1982) interpreta come delle prime frange di conoide che precedono la messa in posto del grosso corpo arenaceo del Monte Ramaceto. In questo settore sono state riconosciute anche strutture da impatto di alcune di queste torbiditi su di un substrato di torbiditi sottili tipo Scisti Zonati che vengono strappati, erosi ed incorporati dalle torbiditi più grossolane dotate di una buona capacità erosiva.
Gli Scisti Zonati sono caratterizzati da alcune intercalazioni di pebbly-mudstone ***(SZOa)*** *derivati dallo smantellamento di una successione di tipo Argille a Palombini. Queste intercalazioni, presenti alla base occidentale del Monte Pagliaro e sopra*
il paese di Roccatagliata, sono note in letteratura come "Olistostroma di Passo della Forcella" (fierro & terranova, 1963; PaSSerini, 1965; naylor, 1981). Si tratta di depositi prossimali classificabili sulla base della grande quantità di matrice pelitica presente, della tessitura fango sostenuta e della scarsa presenza di fenomeni erosivi basali, come il prodotto di *cohesive debris flow* (*facies* F1, mUtti, 1992) ed in modo subordinato *hyperconcentrated flow* (*facies* F2, mUtti, 1992). La composizione di questi olistostromi è caratterizzata principalmente da clasti centimetrici e decimetrici subarrotondati di calcari micritici derivati da una successione tipo Argille a Palombini e da subordinati clasti di siltiti silicoclastiche derivate chiaramente dagli stessi Scisti Zonati. I corpi affioranti nel Foglio Bargagli hanno spessori che raggiungono i 20-30 m, ma non è da escludere che questo spessore rappresenti il prodotto di diversi eventi.
All'interno degli Scisti Zonati, in corrispondenza degli affioramenti ad est del Monte Ramaceto, sono state riconosciute delle torbiditi di spessore sottile a composizione calcarea la cui presenza era già stata segnalata nei lavori di fierro & terranova (1963) e caSella & terranova, (1963). L'analisi in sezione sottile di questi livelli ha messo in evidenza caratteristiche diverse dalle torbiditi silicoclastiche che contraddistinguono gli Scisti Zonati: granulometria arenitica medio-grossolana, tessitura moderatamente classata, composizione costituita principalmente da frammenti carbonatici micritici tipo Argille a Palombini ed intraclasti siltitici silicoclastici derivati dagli stessi Scisti Zonati. Il livello a granulometria medio-grossolana è rappresentato dall'intervallo Ta della sequenza di Bouma (f8 di mUtti, 1992) mentre la parte superiore dello strato può essere classificata come una *facies* F9. La composizione e la *facies* di queste torbiditi fanno ipotizzare la loro derivazione dai *cohesive debris flow* descritti in precedenza e potrebbero rappresentare la loro naturale evoluzione sottocorrente in una evoluzione di *facies* del tipo F1→F2→F3→F8→F9.
L'età del tetto degli Scisti Zonati è stata attribuita da marroni & Perilli (1990) nel vicino settore del Monte Zatta (presso il contatto stratigrafico con le Arenarie di Monte Gottero) all'intervallo Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore sulla base della presenza di Nannofossili calcarei (*Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins e Sissingh in Sissingh, 1977), *Eiffelithus eximius* (Deflandre in Deflandre e Fert, 1954) Reinhardt, 1965), *Lucianorhabdus cayeuxii* (Deflandre, 1959), *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963), *Quadrum gothicum* ((Deflandre, 1959) Prins e Perch-Nielsen in Manivit *et alii*., 1977).

- *Aenarie di Monte Gottero (GOT)*

Le Arenarie di Monte Gottero (cfr. Arenarie Superiori, Arenarie del Monte Ramaceto, Arenarie del Monte Zatta, Arenarie del Monte Molinatico) affioranoestesamente nell'area del Monte Ramaceto e sul lato sinistro della Val Lavagna, nel settore compreso fra Monte Carpena e Monte Caucaso ed i paesi di Gattorna e Lorsica, sempre all'interno della Sottounità Capenardo dove possono raggiungere uno spessore massimo di circa 1000 m. Gli studi fino ad oggi realizzati hanno messo in evidenza come questa successione sia caratterizzata da torbiditi arenaceo-pelitiche a composizione silicoclastica (arcose e subarcose), contraddistinte da alti valori del rapporto a/p (sempre maggiore di 1), granulometria arenitica grossolana e ruditica, strati spessi e molto spessi, geometrie piano-parallele e prevalenza degli intervalli Ta-e e Tb-e della sequenza di Bouma (Parea, 1964, 1965; mUtti & ricci lUcchi, 1972; caSnedi, 1982; nilSen & abbate, 1976; 1983, marini, 1991, 1992, 1994).

Tutti gli Autori che si sono occupati di questo sistema deposizionale (Parea, 1965; mUtti & ricci lUcchi, 1972; caSnedi, 1982; nilSen & abbate, 1976, 1983; abbate & SaGri, 1982; marini, 1991, 1992, 1994) sono concordi nel ritenerlo il prodotto di una conoide progradante sulla base dei modelli proposti da mUtti & ricci lUcchi (1972). Alcuni autori (nilSen & abbate, 1983 e marini, 1991, 1994) riconoscono all'interno del sistema torbiditico le diverse associazioni di *facies* che caratterizzano i diversi ambienti deposizionali caratteristici di una conoide con la presenza di cicli di progradazione e retrogradazione anche alla scala dell'intero sistema deposizionale (marini, 1991). In particolare nilSen & abbate (1983) riconoscono nell'attuale disposizione degli affioramenti di Arenarie di Monte Gottero della Liguria orientale, dell'Emilia-Romagna e della Toscana settentrionale una coerenza con la disposizione geometrica originaria della "Conoide del Monte Gottero" attiva nel Cretacico superiore. Questi autori, sulla base dell'analisi di *facies* e dello studio delle paleocorrenti, ricostruiscono la paleomorfologia della conoide riconoscendo associazioni di *facies* caratteristiche di: *inner fan, middle fan, outer fan e basin plain.*

Sulla base dei dati sulla composizione della frazione arenitica (Parea, 1964; maleSani, 1966; valloni & zUffa, 1984; van de kamP & leake, 1994) e dei minerali pesanti (Gazzi, 1965a-b e wildi, 1985) la maggior parte degli autori ritiene che l'area sorgente della conoide fosse ubicata nel Massiccio Sardo-Corso o nel Blocco Iberico mentre differenti opinioni si hanno sull'interpretazione del *setting* geodinamico in cui si sedimentava il sistema deposizionale: *trench-slope* (nilSen & abbate 1983; marroni, 1990), *trapped crust* (abbate & SaGri, 1982; treveS, 1984; PrinciPi & treveS, 1984; SeStini *et alii*, 1986; Gardin *et alii*, 1994), sul margine interno di una scarpata (SaGri & marri, 1980) o vicino al margine passivo europeo (elter & marroni, 1991; elter, 1993).

All'interno della successione sono riconoscibili strati da spessi a molto spessi a banchi (fino a 3m), rapporto a/p>>1, granulometrie da ruditiche medio-fini ad arenitiche medio-grossolane, presenza diffusa di strutture erosive basali (piccoli scour, strati amalgamati, larga diffusione di intraclasti pelitici e arenitici erosi dal substrato, impronte da corrente di tipo groove-cast e strutture da impatto), sorting moderato, gradazione diretta o in alcuni casi assenza di gradazione, sequenze di Bouma incomplete di tipo Ta, Ta-d e Ta-c, strutture da sfuggita di fluidi diffuse. La messa in posto di questi strati può essere attribuita a meccanismi deposizionali di tipo torbiditi ad alta densità ed indicano una deposizione in massa in una zona ad alta efficienza del sistema deposizionale in cui si depositavano essenzialmente sabbia e ghiaia. Le caratteristiche stratigrafiche di questa parte della sezione risultano compatibili con un ambiente di lobo di conoide secondo quanto ipotizzato da caSnedi (1982). A questo tipo di associazioni si alternano successioni di strati di spessore medio a granulometria arenitica medio-grossolana caratterizzati da geometrie piano parallele e da un rapporto a/p mediamente uguale ad 1. Gli strati sono caratterizzati da sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e ed in modo subordinato da sequenze complete Ta-e. La scarsa presenza di strutture erosive è concentrata all'interno di questi ultimi strati ed è costituita da controimpronte di fondo e da clasti intraformazionali. Questi strati sono attribuibili a correnti di torbidità a bassa densità e le loro caratteristiche sono state interpretate come il risultato di una deposizione in un ambiente di frangia di lobo. L'insieme della successione è caratterizzato dall'alternarsi di associazioni di lobo ed associazioni di frangia che rappresentano le fasi di attivazione e disattivazione della conoide.

Le Arenarie di Monte Gottero sono caratterizzate da una composizione di tipo arcosico. Nell'ossatura

sono riconoscibili frammenti di quarzo e feldspati ed in quantità subordinate da frammenti di rocce granitoidi, rocce metamorfiche di basso grado, vulcaniti acide e rari frammenti carbonatici di piattaforma (*grainstone* ad ooliti e peloidi). Nella parte alta della successione in prossimità del passaggio con le Argilliti di Giaiette sono stati recentemente riconosciuti strati arenitici contenenti frammenti di ofioliti (Pandolfi, 1997).
Gli studi biostratigrafici effettuati sulla successione delle Arenarie di Monte Gottero in alta Val di Vara indicano un'età Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore per il passaggio agli Scisti Zonati (monechi & treveS, 1984; marroni & Perilli, 1990). Sempre in Val di Vara, marroni & Perilli (1990) hanno rinvenuto al tetto della formazione una associazione paleocenica caratterizzata dalla presenza di Taracosphaera saxea (Stradner, 1961), Toracosphaera operculata (Bramlette e Martini, 1964), Chiasmolithus sp. (Hay, Mohler e Wade, 1966), Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1870), Biantolithus sp. (Bramlette e Martini, 1964) in associazione con nannofossili cretacici rimaneggiati. Questa datazione conferma l'assegnazione al Paleocene inferiore del tetto della Formazione della Arenarie di Monte Gottero effettuata da PaSSerini & Pirini (1964) in base al contenuto in microforaminiferi.

- Argilliti di Giaiette (GTT)

Le Argilliti di Giaiette (cfr. Scisti del Bocco, Argilloscisti di Giaiette o Giariette ed Argilloscisti di Cichero) rappresentano la formazione più giovane della successione di tipo ligure interno (Paleocene inferiore, PaSSerini & Pirini, 1964; Galbiati, 1968; monechi & treveS, 1984; marroni & Perilli, 1990) e sono costituiti da strati torbiditici pelitico-arenacei sottili a composizione silicoclastica a cui si intercalano depositi clastici grossolani, contenenti ofioliti, che rimaneggiano principalmente una successione di tipo ligure interno.
Le Argilliti di Giaiette affiorano nel Foglio Bargagli a nucleo della sinclinale del Monte Ramaceto con spessori massimi di 200 m. Questa formazione affiora estesamente anche nei settori ad est del Foglio Bargagli in corrispondenza dei rilievi del Monte Zatta e del Monte Ghiffi. Nel Dominio Ligure Interno al tetto dell'Unità Colli/Tavarone è stata riconosciuta una unità analoga (Formazione di Colli/Tavarone, decandia & elter, 1972) che è stata correlata (PertUSati, 1972) agli Argilliti di Giaiette. Litofacies correlabili alle Argilliti di Giaiette ed alla Formazione di Colli/ Tavarone affiorano anche nel settore dell'alta Val Trebbia nelle Unità Portello e Vermallo (Formazione di Cassingheno e Formazione di Monte Lavagnola; Pandolfi & marroni, 1996).
All'interno delle Argilliti di Giaiette sono riconoscibili differenti litofacies, non cartografabili alla scala 1:50.000, che sono state ritenute indicative di un ambiente sedimentario di scarpata (*lower slope*, treveS, 1984; marroni, 1990) o di piana bacinale (caSnedi, 1982; marini, 1991). Secondo PertUSati (1972) il contatto fra le Argilliti di Giaiette e le Arenarie di Monte Gottero è di tipo stratigrafico discordante; questi rapporti sono visibili sia a scala dell'affioramento (Passo del Bocco, Monte Ramaceto) sia alla scala regionale in quanto Argilliti di Giaiette e Formazione di Colli/Tavarone riposano sia sulle Arenarie di Monte Gottero che sulle formazioni degli Scisti di Val Lavagna e delle Argille a Palombini. caSnedi (1982) e marini (1994) ritengono invece questo contatto concordante ed indicativo della chiusura del ciclo di retrogradazione della "Conoide del Gottero"; pertanto questa formazione assumerebbe lo stesso significato delle Argille a Palombini e di parte degli Scisti Manganesiferi (cfr. Argilliti di Montanesi e Argilliti del Monte Vallai di marini, 1992).
Nel settore del Foglio Bargagli la Formazione delle Argilliti di Giaiette è caratterizzata da una associazione di facies molto complessa e spesso di difficile interpretazione. In modo schematico nella sezione del Monte Ramaceto è possibile dividere le Argilliti di Giaiette in due gruppi di facies: il primo è dominato da torbiditi sottili pelitico arenacee (Td-e e Tc-e di boUma, 1962) a composizione silicoclastica ed a granulometria arenitica fine depositate attraverso correnti di torbidità a bassa densità (facies F9 di mUtti, 1992). Nel secondo gruppo prevalgono depositi clastici grossolani (pebbly mudstone, pebbly sandstone, slide block, argilliti; cfr. olistostromi ed olistoliti, abbate et alii, 1970) che sono attribuibili a meccanismi deposizionali di tipo cohesive debris flow, hyperconcentrated flow e subordinatamente gravelly high density turbidity current. La facies F2 è nettamente prevalente, ma sono stati riconosciuti depositi di tipo F1, F3 e F4. I rapporti fra questi due gruppi di facies sono molto complessi e spesso porzioni di successione di torbiditi pelitico arenacee costituiscono degli slide-block, mentre pebbly-mudstone possono trovarsi intercalati all'interno delle torbiditi pelitico arenacee che sono caratterizzate da strutture da impatto e vistosi fenomeni di slumping.

Da un punto di vista composizionale deve essere messo in evidenza che le torbiditi in *facies* F9 presentano composizione silicoclastica dominata da quarzo (subarcose) e in modo subordinato da feldspati. Una analisi petrografica qualitativa mostra composizioni confrontabili con le Arenarie di Monte Gottero. Il secondo gruppo di depositi è invece dominato da materiale derivato da una successione di tipo ligure interno.
Fra il materiale detritico presente le Argille a Palombini (sia come clasti nei *pebbly-mudstone* che come *slide-block*) sono nettamente prevalenti, ma sono stati rinvenuti clasti di serpentiniti, basalti, radiolariti e areniti di composizione analoga a quella delle Arenarie di Monte Gottero (cfr. anche PERTUSATI, 1972).
La frazione argillitica domina, dal punto di vista volumetrico, queste *facies*. All'interno delle *facies* F1, F2 e F3 le argilliti sono chiaramente rimaneggiate (Argille a Palombini?) e sarebbe forse più corretto parlare di *pebbly-sandstone* in cui la matrice è costituita da clasti di taglia arenitica a composizione argillitica; in altri casi l'argillite non sembra rimaneggiata e spesso appaiono colorazioni caratteristiche (rosse, verdi e nere) note in letteratura come "Argilliti Varicolori" o "Scisti Policromi". L'aspetto varicolore di queste *facies* argillitiche mostra però una chiara origine post-deposizionale legata alla circolazione dei fluidi durante la diagenesi e raramente le zonature colorate coincidono con la stratificazione.

Alcune sezioni di dettaglio al Monte Ramaceto hanno messo in evidenza la presenza di una discordanza angolare fra Arenarie di Monte Gottero e Argilliti di Giaiette in accordo da quanto osservato da PERTUSATI (1972). Il contatto, sebbene tettonizzato in alcuni punti, conserva ancora la giacitura originaria e può essere considerato di tipo stratigrafico.
Le Argilliti di Giaiette hanno fornito nella località tipo associazioni di microforaminiferi indicativi sia di età cretaciche (BARBIERI, 1964) che di età paleoceniche basali (PASSERINI & PIRINI, 1964). I campioni per Nannoplancton Calcareo prelevati in questa formazione nella sezione del Monte Ramaceto sono risultati sterili o hanno dato forme indicative di età cretaciche inferiori (si tratta molto probabilmente di marne associate a slide-block di Argille a Palombini).

Evoluzione strutturale di dettaglio

Le Unità Liguri Interne sono caratterizzate da un complesso assetto strutturale acquisito principalmente nel Paleocene superiore-Eocene inferiore durante il coinvolgimento di queste unità in una zona di subduzione sviluppatasi durante le fasi di chiusura del bacino oceanico Ligure-Piemontese. In particolare queste deformazioni sembrano essere state acquisite durante i processi di underthrusting, underplating coerente e di esumazione nell'ambito di un prisma di accrezione intraoceanico (MARRONI & PANDOLFI, 1996). Su queste deformazioni si sono successivamente sovraimposte ulteriori fasi deformative legate alla tettonica intracontinentale oligo-miocenica.L'evoluzione strutturale delle Unità Liguri Interne è stata quindi estremamente articolata ed è costituita da almeno quattro fasi di piegamento sovrapposte ed associate a sovrascorrimenti che hanno determinato un assetto tettonico complesso sia a scala dell'affioramento che alla scala della carta geologica. Il loro metamorfismo è sempre di bassissimo grado, variabile dal limite Diagenesi-Anchizona fino al limite Anchizona-Epizona. Non esistono datazioni radiometriche, ma la presenza di clasti riferibili a litologie delle successioni liguri interne (di biaSe et alii, 1997) caratterizzati dalla presenza di due foliazioni fornisce un vincolo importante per discriminare le deformazioni pre-oligoceniche da quelle più recenti.

Le Unità tettoniche Antola ed Ottone presentano invece un grado minore di tettonizzazione anche se sono presenti più fasi di piegamento (MARINI, 1981). Il loro grado metamorfico rimane confinato nella piena Diagenesi.

Va messo in evidenza che in tutte le unità tettoniche studiate è stata riconosciuta una fase deformativa tarda (denominata fase D4) caratterizzata da pieghe blande a piano assiale da sub-verticale a molto inclinato e con direzioni assiali N120E-N140E che ripiegano l'edificio strutturale. Si tratta di pieghe di tipo concentrico a grande lunghezza d'onda caratterizzate

dalla presenza di un sistema di joint sub-verticali. La loro presenza è riconoscibile soprattutto alla scala cartografica ed interessano anche la successione del Bacino Terziario Piemontese, risultando quindi sicuramente post-oligoceniche. La storia deformativa che verrà descritta è precedente a questa fase di piegamento comune a tutte le unità. Va sottolineato che la storia deformativa verrà descritta separatamente per ogni unità tettonica e le fasi deformative, anche se hanno la stessa posizione nella cronologia della deformazione, possono non avere nelle diverse unità lo stesso significato e la stessa età.

7-IL MATERIALE OGGETTO DI ESTRAZIONE

Con il termine "ardesia" si identifica una roccia caratterizzata da un metamorfismo *Very Low Grade* (grado di metamorfismo molto basso) il cui protolite (roccia originaria) era rappresentato da una roccia sedimentaria torbiditica di granulometria compresa tra la sabbia fine ed il silt.
Il termine metamorfismo di *Very Low Grade* deriva da una definizione di Winkler (1979) ; questa considera l'inizio delle condizioni metamorfiche in s.s. in corrispondenza del termine della Diagenesi ovvero quando si hanno paragenesi mineralogiche che non sono tipiche di ambienti sedimentari. Il *Very Low Grade* è un evento che si sviluppa con la condizione P.f.=P.tot (pressione dei fluidi uguale alla pressione totale). In questa *facies* metamorfica avvengono le prime trasformazioni che, in un contesto di più bassa temperatura, preludono alle reazioni metamorfiche specifiche di ciascun tipo di metamorfismo (D'Amico et Alii, 1987).

La definizione commerciale di ardesia a cui è stato associato il termine inglese *slate* (normativa C.E.N.) è la seguente:

- "Rocce che sono facilmente divisibili lungo piani di clivaggio dovuti ad una scistosità di flusso, causata da un metamorfismo di *Low Grade* o di *Very Low Grade* causato da una compressione tettonica. Esse si distinguono dalle rocce sedimentarie che invariabilmente si spaccano lungo il *bedding* o lungo i piani di stratificazione. Gli *slates* sono originati da rocce sedimentarie e metamorfiche e termina con le Formazioni fillitiche epizonali."
- Con il termine *Carbonate Slate* si intende "Roccia contenente fillosilicati e una minima percentuale di contenuto carbonatico pari al 20% e che mostra un prominente "*slaty cleavage".*
- Con il termine *Roofing Slate* si intende "Roccia dove i fillosilicati sono i predominanti ed i principali componenti mostrano un prominente "*slaty cleavage".*

In base alle analisi petrografiche eseguite le ardesie della Val Fontanabuona sono delle metamarne scistose caratterizzate da un metamorfismo di grado inferiore alla *facies* degli Scisti Verdi e pertanto si possono definire come "filladi con carbonati".
Presentano paragenesi mineralogica costituita da quarzo + calcite + dolomite + muscovite + clorite + +illite + accessori.
La tessitura è microcristallina a granulometria finissima; sono però presenti granuli detritici di quarzo, calcite, clorite e di solfuri che si ritrovano sparsi con forme tondeggianti (generalmente pirite). Tale tessitura è determinata dalla ricristallizzazione e riorientazione meccanica dei minerali sotto l'influsso di temperature e soprattutto pressioni orientate.
Le superfici di scistosità mostrano un fitto sistema di corrugamenti subparalleli, costituenti la lineazione della roccia, indicata nel gergo ligure dei cavatori con il termine "So". Tali impronte, che si definiscono di *stress* possono essere messe in relazione a fenomeni di metamorfismo regionale che hanno stretta connessione causale con i movimenti orogenetici.
La sopra evidenziata lineazione risulta molto utile dal punto di vista della tecnica di coltivazione, in quanto la direzione di queste minute pieghe costituisce, dopo i piani di scistosità, una direzione lungo la quale orientare il taglio consentendo la divisione della roccia in lastre sottili di elevata resistenza.

La condizione ottimale perché l'ardesia sia lavorabile con facilità (in particolare a spacco) e

che abbia buone caratteristiche tecniche di resistenza agli urti, a trazione ed a flessione è che i piani di scistosità S1 ed S2 si intersechino a basso angolo. L'intersezione ad alto angolo comporta che le lastre, staccate lungo la foliazione principale, siano interessate da una seconda fissilità disposta trasversalmente al piano di spacco.

L'ardesia presenta notevole elasticità e resistenza meccanica, una scarsissima conducibilità elettrica, forte refrattarietà al calore, caratteristiche che la rendono ricercata tra i materiali edilizi e trova ideale impiego nelle coperture dei fabbricati e nei piani da biliardo.
Le percentuali medie degli ossidi principali costituenti la roccia, desunte da analisi chimiche quantitative, i cui valori mediati su vari campioni, sono i seguenti:

Silice SiO2	21% - 45%
Allumina Al2=3	2% - 19%
Ossido di calcio CaO	11% - 37%
Ossido di Magnesio MgO	0,25% - 2%
Ossido di ferro FeO	0,6% - 9,2%
Silice libera	2 % circa

La paragenesi minerale maggiormente riscontrata è composta da:

Quarzo; Calcite; Muscovite; Clinocloro; Dolomite

Il grado di tenacità, decrescente dalla base alla sommità dello strato ardesiaco, può essere messo in relazione alla composizione chimica e mineralogica della roccia.

Particolare importanza riveste, per la coltivazione e lavorabilità dell'Ardesia, il rapporto tra la scistosità S1 (*crenulation cleavage*) e la scistosità S2 (*crenulation cleavage*). Tali rapporti variano da poco angolati lungo i fianchi della mega-piega (circa 10° - 15°) ad alto angolo nelle zone di cerniera. I rapporti angolari tra le due scistosità incidono in modo determinante sulla qualità del materiale lapideo.

L'intersezione fra il piano S1 ed S2 genera delle lineazioni che simulano le figure da corrente e rappresentano, per il cavatore, il "contro" dello spacco dei blocchi cavati laddove i piani S1 e S2 di incrociano ad alto angolo.

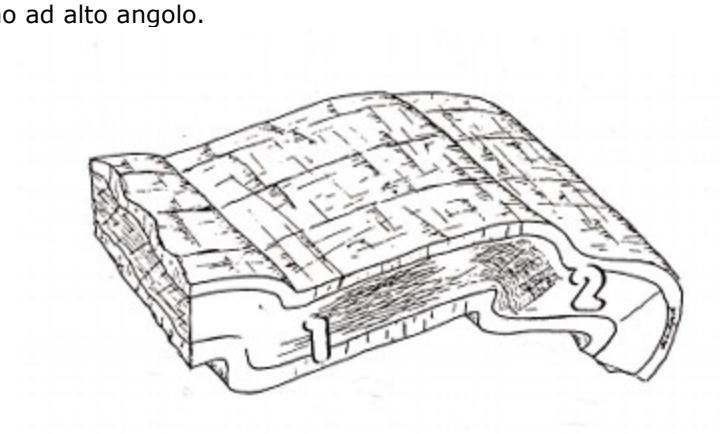


Fig. Schema fuori scala dei rapporti S1-S2 lungo i fianchi di una piega (1) e nelle zone di cerniera (2).

8-COLTIVAZIONE CAVE DI ARDESIA - GENERALITÀ

La giacitura della formazione rocciosa e quindi degli strati ardesiaci può variare, a seconda della tettonica località, da sub-orizzontale a verticale, per cui le tecniche di coltivazione in sotterraneo, pur rientrando nella classificazione per "camere e pilastri naturali a sostegno del tetto" vengono adattate alla situazione strutturale riscontrata.
Gli strati di ardesia risultano industrialmente sfruttabili in quanto incassati, a letto ed a tetto, fra due strati di arenaria che consentono la lavorazione in sotterraneo senza la necessità di porre in opera armature artificiali del tetto. Lo spessore utile coltivabile varia da strato a strato con una media di circa 4 - 8 metri.
La coltivazione avviene in sotterraneo mediante asportazione del materiale utile e lascio in posto, a sostegno del tetto, di pilastri naturali (in caso di giaciture sub-orizzontali) o di pilastri artificiali (in caso di giaciture sub-verticali) dimensionati a seconda della frequenza dei sistemi di fratturazione della roccia in posto. In tal modo la coltivazione avviene contemporaneamente in più camere di coltivazione o cantieri.

L'accesso alle camere di coltivazione avviene tramite galleria/e di carreggio in direzione e/o traverso banco il cui ingresso deve essere opportunamente sbarrato agli estranei.
Nel caso di una cava impostata in uno strato sub-orizzontale, al fine di poter procedere alla asportazione della ardesia mediante macchinari è necessario abbattere, di volta in volta, la parte superiore dello strato stesso, a contatto con l'arenaria di tetto, con la effettuazione di piccole volate di mine, in modo tale da creare lo spazio per l'alloggiamento di macchine tagliatrici a catena. Nelle cave a cannone l'utilizzo dell'esplosivo è limitato alla realizzazione delle gallerie di tracciamento.

Con le tagliatrici a catena lo strato di ardesia viene opportunamente delimitato con tagli verticali in modo da formare blocchi commercialmente utilizzabili. Il blocco delimitato viene successivamente scalzato dallo strato, sfruttandone la naturale caratteristica di sfaldabilità, mediante utilizzo di un martello pneumatico, dopodiché, mediante un cavo in acciaio collegato ad una gru a braccio (mancina) viene asportato dal proprio alloggiamento e caricato su autocarri per essere trasportato ai laboratori di utilizzazione; in alcune cave il materiale viene asportato dalla propria sede utilizzando mezzi meccanici.
Il materiale commercialmente non utilizzabile, quello proveniente dall'avanzamento a tetto e quello derivante dalla eventuale realizzazione di gallerie di collegamento, viene caricato su pale gommate e trasportato in struttura di deposito esterna o reimpiegato per la ripiena dei cantieri esauriti.
Lo strato ardesiaco viene quindi sezionato e asportato mediante macchine tagliatrici a catena con denti di widia fino al raggiungimento, per sbassi successivi, della arenaria al letto (per le cave sub-orizzontali) oppure via via approfondito (per le cave a cannone).

ESEMPLIFICAZIONE FASI DI LAVORAZIONE

a) realizzazione galleria di accesso e tracciamento;

b) abbattimento della parte superiore dello strato di ardesia;

c) sezionamento dello strato ardesiaco;

d) estrazione del blocco sezionato;

e) asportazione, caricamento e trasporto del materiale utile;

f) caricamento e trasporto del materiale di scarto;

g) gallerie di avanzamento nello strato;

h) gestione dei materiali di scarto in struttura di deposito e/o per ripiena cantieri esauriti.

I principali difetti rilevabili nelle ardesie concernono "alterazioni" che incidono sia sulla definizione di *slate* data dalla C.E.N. che sugli esami petrografici e non che possono essere condotti sia macroscopicamente che in sezione sottile.
Il difetto più importante è l'assenza delle condizioni che determinano la qualificazione di una roccia come slate perché automaticamente il litotipo è escluso dalla norma europea. Cioè in assenza di paragenesi di *Very Low Grade* e/o microstrutture legate alla scistosità di flusso non si parlerà più di *slates* ma semplicemente di *stones* indicando così una pietra naturale sedimentaria o una roccia di grado metamorfico più alto (calcescisto, gneiss, micascisto, quarzite etc..).
Il tenore in ossidi di calcio non determina, invece, un limite di qualità ma differenzia semplicemente la classificazione dell'ardesia.

d) Disposizione ad alto angolo fra la S1 e la S2. Comporta che le lastre, staccate lungo la foliazione principale, siano interessate da una seconda fissilità disposta trasversalmente al piano di spacco, la quale determina dei piani disgiuntivi che influenzano negativamente le caratteristiche di resistenza alle sollecitazioni. Per tale motivo la suddivisione dei ceppi, sia in cava che negli stabilimenti, diventa più difficile e maggiormente soggetta a rotture.

e) Concentrazioni in *layers* di particolari minerali come calcite, miche o quarzo. Può determinate una diminuzione della resistenza alle sollecitazioni poichè costituiscono disomogeneità strutturali.

f) La "faglia" o *rotta*: comporta lo spostamento relativo delle porzioni di banco utile. Sono fratture estese che interessano tutti gli strati di roccia incassante e di ardesia. creano soluzioni di continuità che comportano onerosi lavori di preparazione, chiodatura del tetto e produzione di molto sterile e lavori di ricerca, quando è necessario, del banco utile oltre la faglia.

g) I "rissoni": sono corsi di roccia sterile dura, bianca quarzitica, inseriti nel banco di ardesia utile.

h) Le "spaisse": da sparisce in estensione; sono piani di separazione trasversali rispetto ai piani di scistosità.

i) Le "file-coltelline": da lame di coltello; sono fasci di lame di ardesia, quasi sempre parallele fra loro, verticali, inserite nel giacimento; sono quasi impercettibili e creano fitti e dannosi piani di separazione dando luogo al cosiddetto *scoglio matto*.

j) I "peli": in superficie appaiono come fili neri, obliqui; sono quasi come le coltelline, però non sono verticali; sono sottilissimi quasi invisibili e creano anch'essi pericolose e dannose soluzioni di continuità nella massa ardesiaca.

k) Il "cannetto": è duro, nero per la maggior presenza di sostanze carboniose e microgranuli di quarzo che formano liste bianche nella massa nera. E' solo o anche a gruppi formanti un fascio di cannetti, allungati a sezione ellittica o circolare. Sono anch'essi incorporati nel giacimento.

l) La "torta": costituita da liste di quarzo incrociate, dello spessore variabile da 1mm a 10mm.

m) Le "bianche": sono venature di quarzite che interessano il banco ardesiaco e sono disposte obliquamente rispetto al piano di scistosità; lo spessore varia da da pochi millimetri a circa cinque centimetri.

n) Presenza di materiale carbonioso o di solfuri quali pirite e marcasite. Costituiscono difetti estetici e strutturali in quanto punti di debolezza all'erosione meteorica e causa di diminuzione delle resistenze alle sollecitazioni.

o) I "nodi": sono gibbosità o noduli rocciosi diffusi nella massa ardesiaca e costituiscono la parte più dura della roccia, ricca di silice.

p) I "lasci": sono fratture riempite di materiali argillosi disposte trasversalmente alla direzione di immersione dello strato; si dispongono in fasci paralleli e la loro spaziatura può incidere sulla coltivabilità del giacimento di ardesia.

q) Lo "scoppio": rottura improvvisa dei piani di scistosità di un banco di ardesia in lavorazione a causa della diminuzione della pressione di confinamento.

9-RILIEVO STRUTTURALE E GEOMECCANICO

9.1 Caratteristiche di fratturazione e famiglie di discontinuità

Il rilievo eseguito è stato effettuato allo scopo di misurare tutti i parametri delle discontinuità dell'ammasso roccioso necessari per una sua caratterizzazione.

Sono state eseguite diverse scan line, è stata scelta in modo da campionare in modo completo e informativo le giaciture e le discontinuità presenti nel fronte di cava sottoposto a verifica.

I dati del rilievo dell'area di cava sono stati analizzati con apposito software (Dips© di Rocscience) cercando di determinare la distribuzione e le rispettive caratteristiche dei principali raggruppamenti di discontinuità nell'ipotesi che i dati siano rappresentati da una distribuzione di tipo normale. Tale assunzione, ovviamente, ha talvolta carattere di arbitrarietà e, del resto, sovente i dati di campagna non permettono di poter stabilire se la distribuzione possa essere di tipo diverso, pur se concettualmente sia possibile.

Tale asserzione trova riscontro anche nelle recenti note "Rock Engineering – course notes by E. Hoek" (2001), laddove si sottolinea come la distribuzione statistica dei parametri geomeccanici sia ben approssimata da una distribuzione di tipo normale, a meno di non avere a disposizione una rilevante mole di dati da cui derivare un tipo diverso di rappresentazione.

La distribuzione spaziale per settori delle stesse è stata successivamente indagata mediante l'ausilio delle rappresentazioni stereografiche per evidenziare all'interno dell'area eventuali distribuzioni locali dei giunti.

Tramite detto software è stato possibile produrre lo stereogramma delle linee delle discontinuità, dei poli delle discontinuità, e l'analisi statistica dei dati.

L'elaborazione statistica delle giaciture è stata eseguita prendendo come campioni di popolazione le giaciture rilevate lungo gli stendimenti effettuati in prossimità del fronte di cava considerato.

Avendo riscontrato una omogeneità nelle giaciture rilevate in sito, le analisi di stabilità sono state effettuate sulla base delle famiglie di discontinuità ottenute elaborando i dati osservati in campagna.

I dati sono stati analizzati statisticamente per ricavare i parametri tipici delle caratteristiche strutturali dell'ammasso roccioso:

- numero di famiglie
- spaziatura
- persistenza
- apertura
- caratteristiche superficiali

9.2 Classificazione di Beniawski dell'ammasso roccioso

Circa l'attribuzione dei parametri fisico-meccanici del substrato, sono stati utilizzati i dati geomeccanici e geofisici ricavati sul terreno uniti a valori reperibili in bibliografia applicando il metodo di Bieniawski (1979) che, ferma restando l'ipotesi del modello di Mohr-Coulomb, si basa sulla determinazione dell'indice RMR come sommatoria di indici parziali relativi a:

1. resistenza a compressione uniassiale della roccia intatta;
2. indice RQD (Rock Quality Designation), estrapolato dai valori di spaziatura;
3. spaziatura dei giunti di discontinuità;
4. condizione dei giunti di discontinuità (scabrezza, alterazione delle pareti, apertura, presenza di materiale di riempimento);
5. condizioni idrauliche;

I valori degli indici parziali sono stati determinati sulla base della seguente tabella, scegliendo, parametro per parametro, la classe che meglio rappresenta l'effettiva situazione dell'ammasso roccioso in esame.

A - Classification parameters and their ratings

PARAMETER			RANGES OF VALUES						
1	Streing of intact rock material	Point-load strengt index	> 10 MPa	4 - 10 MPa	2 - 4 MPa	1 - 2 MPa	For this low range uniaxial compressive test is preferred		
		Uniassial compressive strengt	> 250 MPa	100 - 250 MPa	50 - 100 MPa	25 - 50 MPa	5 - 25 MPa	1 - 5 MPa	< 1 MPa
	Rating		15	12	7	4	2	1	0
2	Drill core quality RQD		90% - 100%	75% - 90%	50% - 75%	25% - 50%	< 25%		
	Rating		20	17	13	8	3		
3	Spacing of discontinuities		> 2 m	0.6 - 2 m	200 - 600 mm	60 - 200 mm	< 60 mm		
	Rating		20	15	10	8	5		
4	Condition of discontinuities		Very rough surfaces Not continuous No separation Unweathered wall rock	Slightly rough surfaces Separation < 1 mm Slightly weathered walls	Slightly rough surfaces Separation < 1 mm Highly weathered walls	Slickensided surfaces OR Gouge < 5 mm thinck OR Separation 1-5 mm Continuous	Soft gouge > 5 mm thinck OR Separation > 5 mm Continuous		
	Rating		30	25	20	10	0		
5	Ground water	Inflow per 10 m tunnel lenght	None	< 10 litres/min	10 - 25 litres/min	25 - 125 litres/min	>125 litres/min		
		Ratio joint water pressure / maior principal stress	0	0.0 - 0.1	0.1 - 0.2	0.2 - 0.5	> 0.5		
		General condition	Completely dry	Damp	Wet	Dripping	Flowing		
	Rating		15	10	7	4	0		

La sommatoria dei coefficienti numerici dei cinque fattori fornisce un indice globale delle condizioni geomeccaniche della massa (Rock Mass Rating).

In particolare si ha:

1) La resistenza alla compressione uniassiale (R1) è stata misurata in superficie mediante lo sclerometro ed operando la media di almeno 10 valori ottenuti per punto di campionamento.
2) I valori dell'RQD (Rock Quality Designation - R2) sono stati ottenuti dai dati medi ricavati dai carotaggi e confrontati con i dati ricavati attraverso l'espressione di

Palmstrom nella forma: RQD=115 - 3,3 jv dove jv rappresenta il numero medio delle discontinuità per metro nelle tre dimensioni.

3) La spaziatura delle discontinuità (R3) è stata misurata considerando la distanza tra discontinuità aventi la stessa direzione. La valutazione risulta dalla media delle spaziature dei diversi sets individuati nell'area di saggio.
4) Le condizioni di discontinuità (R4) sono state valutate misurando 5 parametri descrittivi delle discontinuità in ciascuna area di saggio: persistenza, separazione, ruvidità della superficie, riempimento ed alterazione.
5) Le condizioni idrauliche (R5) dell'ammasso roccioso sono state valutate qualitativamente in quanto in nessuna area campione mostra insorgenze di acqua quantificabili.

La classe di qualità dell'ammasso roccioso risulta dalla somma RMR base = R1 + R2 + R3 + R4 + R5 attraverso la quale si ottiene la valutazione fisico meccanica dell'ammasso roccioso come riportato nella tabella seguente:

Total Rating	100 – 81	80 - 61	60 – 41	40 – 21	< 20
Classe	I	II	III	IV	V
Descrizione	Ottimo	Buono	Discreto	Scadente	Pessimo

Oltre alla classificazione di Bieniawski, l'ammasso roccioso è stato classificato anche tramite il GSI (Geological Strenght Index), un indice di qualità dell'ammasso roccioso variabile da 5 a 100, funzione delle condizioni geomeccaniche e del grado di alterazione. Per la determinazione di questo parametro esistono relazioni che lo legano all'RMR di Bieniawski o all'indice Q di Burton.

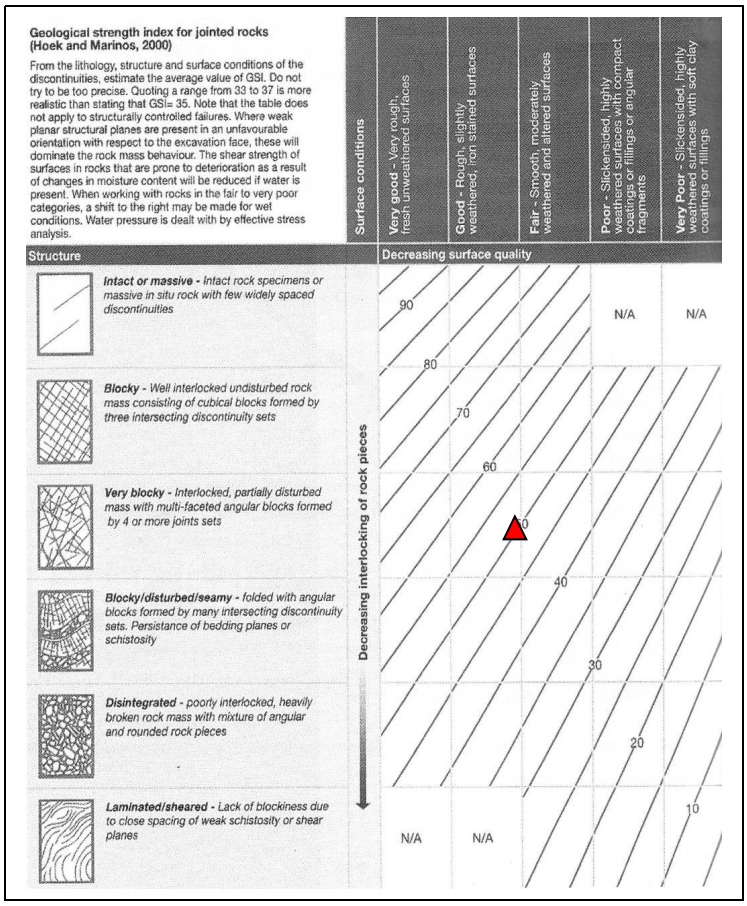


Fig. - Abaco per la stima del GSI. ▲ Ardesia;

Ardesia

GSI	RMR	Descrizione
47	52	discreto

9,3 Parametrizzazione degli ammassi rocciosi

I dati ottenuti dal rilievo strutturale e dalle indagini geognostiche hanno permesso di stimare i valori dei parametri di deformabilità e di resistenza al taglio dell'ammasso roccioso attraversato dallo scavo.

Parametri di resistenza al taglio secondo Bieniawski
Dal valore di RMR è possibile pervenire ad una valutazione dei valori della Coesione (C) e Angolo di attrito (φ), come riportato nella tabella sottostante.

Ardesia

Angolo di attrito	φ	31,00	°	Bieniawski (1970)
Coesione	c	0,26	MPa	Bieniawski (1970)

Parametri di resistenza al taglio secondo Hoek & Brown
Hoek & Brown (1980a, 1980b) hanno proposto un metodo per ottenere delle stime attendibili della resistenza di ammassi rocciosi discontinui basato sulla valutazione della qualità meccanica degli ammassi stessi. Nell'ultima versione (1997) il criterio di rottura è definito:

$$\sigma_1' = \sigma_3' + \sigma_{ci}\left(m_b \frac{\sigma_3'}{\sigma_{ci}} + s\right)^a \quad \text{[MPa]}$$

dove:
"σ′1″ e "σ′3″ sono i valori degli sforzi efficaci massimo e minimo alla rottura
"*mb*" è il valore della costante di Hoek & Brown per gli ammassi rocciosi
"*s*″ e "*a*″ sono costanti che dipendono dalle caratteristiche degli ammassi rocciosi
"σci" è il valore della resistenza a compressione uniassiale della roccia intatta.
La definizione dei parametri *mb* , *s* e *a* è stata recentemente riformulata (Hoek et alii, 2002) secondo le equazioni seguenti sempre utilizzando i valori di GSI per riferirsi alle condizioni geomeccaniche degli ammassi

$$m_b = m_i \exp\left(\frac{GSI - 100}{28 - 14D}\right)$$

$$s = \exp\left(\frac{GSI - 100}{9 - 3D}\right)$$

$$a = \frac{1}{2} + \frac{1}{6}\left(e^{-GSI/15} - e^{-20/3}\right)$$

Il fattore D dipende dal grado di disturbo a cui è stato soggetto l'ammasso per effetto della tecnologia di scavo (esplosivo o meccanizzato) e del rilascio tensionale successivo allo scavo; esso può variare da 0 per ammassi non disturbati a 1 per ammassi molto disturbati.
La scelta del fattore di disturbo (D), utile per il calcolo dei parametri *mb* ed *s*, è stata fatta utilizzando le linee guida presentate dagli stessi autori. Quelle interessanti per lo scavo di una galleria sono:

Description of rock mass	Suggested value of D
Excellent quality controlled blasting or excavation by Tunnel Boring Machine results in minimal disturbance to the confined rock mass surrounding a tunnel	D = 0
Mechanical or hand excavation in poor quality rock masses (no blasting) results in minimal disturbance to the surrounding rock mass	D = 0
Where squeezing problems result in significant floor heave, disturbance can be severe unless a temporary invert is placed	D = 0.5 (No invert)

Sulla base di questi suggerimenti si è scelto di adottare un fattore di disturbo pari a zero.

Per quanto riguarda la resistenza a compressione della roccia intatta (σ*ci*) le uniche determinazioni sperimentali disponibili sono state desunte dalle prove sclerometriche effettuate sulle pareti della galleria che hanno fornito un valore di 60 MPa.

Utilizzando il criterio di Hoek e Brown è possibile calcolare i parametri di Mohr Coulomb (φ e *c*) applicando le seguenti equazioni:

$$\phi = sen^{-1}\left[\frac{6am_b(s+m_b\sigma_{3n})^{a-1}}{2(1+a)(2+a)+6am_b(s+m_b\sigma_{3n})^{a-1}}\right]$$

$$c = \frac{\sigma_c\left[(1+2a)s+(1-a)\sigma_{3n}\right](s+m_b\sigma_{3n})^{a-1}}{(1+a)(2+a)\sqrt{1+\left[6am_b(s+m_b\sigma_{3n})^{a-1}\right]/\left[(1+a)(2+a)\right]}}$$

Ponendo σ3 = 0 si ottiene la resistenza alla compressione monoassiale dell'ammasso roccioso:

$$\sigma_c = \sigma_{ci}s^a$$

e la resistenza a trazione:

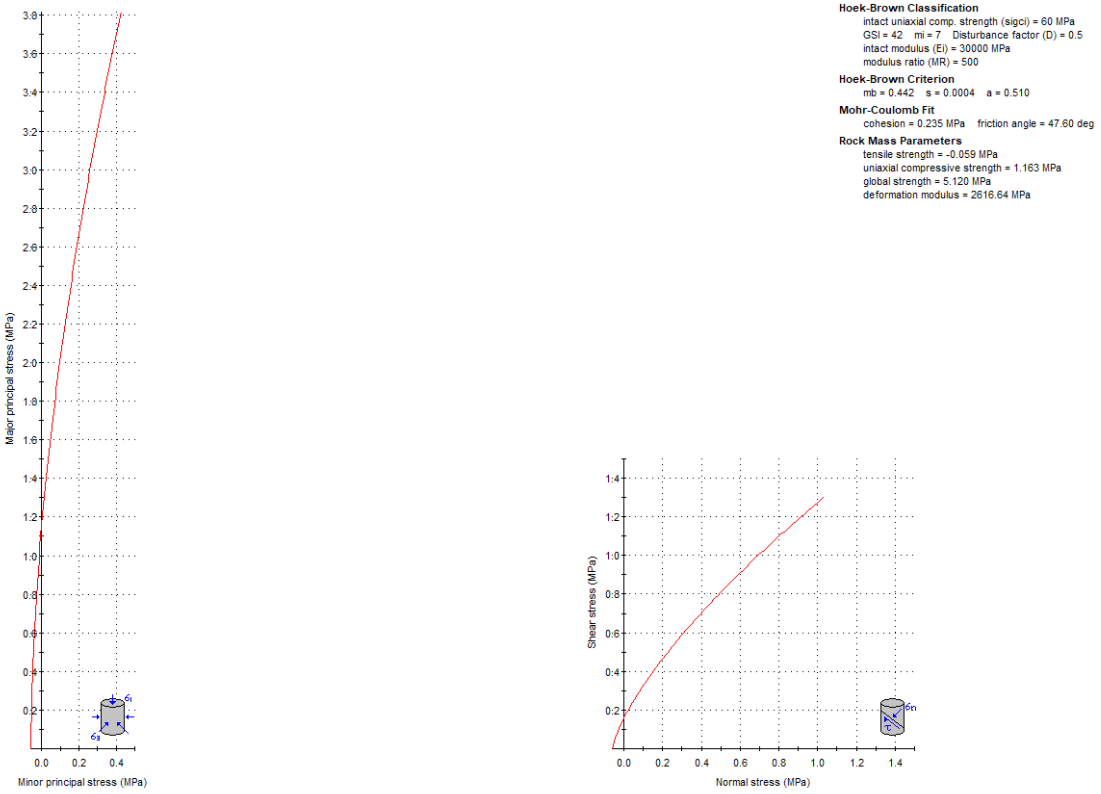
$$\sigma_t = \frac{s\sigma_{ci}}{m_b}$$

La resistenza a compressione globale dell'ammasso roccioso è data dalla seguente equazione:

I calcoli precedentemente descritti sono stati fatti utilizzando uno specifico software (RocLab della *RocScience*) in cui devono essere inseriti i parametri σ*ci* , GSI, m e D.

Nella tabella che segue sono riportati i valori dei parametri di resistenza al taglio secondo l'ultima versione del criterio di Hoek & Brown (Hoek et alii, 2002).

Ardesia



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial comp. strength (sigci) = 60 MPa
GSI = 42 mi = 7 Disturbance factor (D) = 0.5
intact modulus (Ei) = 30000 MPa
modulus ratio (MR) = 500

Hoek-Brown Criterion

mb = 0.442 s = 0.0004 a = 0.510

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 0.235 MPa friction angle = 47.60 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.059 MPa
uniaxial compressive strength = 1.163 MPa
global strength = 5.120 MPa
deformation modulus = 2616.64 MPa

Moduli di deformabilità dell'ammasso roccioso
Per la determinazione del modulo di deformabilità sono state utilizzate delle equazioni basate sui valori delle classificazioni geomeccaniche (RMR, Q e G.S.I.).
In letteratura sono stati pubblicati numerosi studi che suggeriscono varie formule per determinare il valore del modulo di deformabilità di un ammasso roccioso in assenza di prove specifiche in sito (dilatometro o misura delle velocità delle onde sismiche); tali equazioni si basano sui valori delle classificazioni geomeccaniche.

Tutte le equazioni descritte considerano l'ammasso roccioso come un mezzo omogeneo ed isotropo; purtroppo, molto spesso gli ammassi rocciosi non rispecchiano queste condizioni.

Ardesia

Modulo di deformazione	E_d	11,22	GPa	Serafim e Pereira(1983)
Modulo di deformazione	E_d	2,75	GPa	Mehrotra et al. (1991)
Modulo di deformazione	E_d	5,26	GPa	Iasarevic e Kovacevic (1996)
Modulo di deformazione	E_d	9,27	GPa	Berardi e Bellingeri (1998)

Parametri riassuntivi del litotipo
Di seguito vengono riportati i valori medi dei litotipi esaminati, in base a dati di bibliografia, dati di laboratorio, di campagna e dalle analisi precedentemente descritte.

	Ardesia
Peso di volume	2,6-2,8 t/mc
Res. a compressione	100-200Mpa
Res. a trazione	7-20 Mpa
Res. a taglio	3-30 Mpa
Res. a flessione	6Mpa
Coeff. di attrito	0,25-0,6
Porosità	0,4-3,14%
Imbibizione	0,5-1,8%
Permeabilità	10^{-6}
Angolo di attrito - RMR	31°
Coesione - RMR	0,26 Mpa
Modulo di deformazione	2-11 Gpa
GSI	47
Angolo di attrito – Hoek e Brown	47,60°
Coesione – Hoek e Brown	0,235 Mpa

10 – SCELTA DEI PARAMETRI DI PROGETTO

Dalle prove in situ e di laboratorio effettuate e dai rilevamenti geomeccanici, si è ottenuto un chiaro modello geologico e geomeccanico del sito oggetto di studio; di seguito sono riportati i parametri medi (Vm) i parametri caratteristici (Vk) e i parametri di progetto (Vd) calcolati per poi essere di seguito utilizzati nelle verifiche di stabilità dei fronti così come prevedono le NTC 2008 (par. 6.2.3.1.2)

Valori medi (Vm)

Ardesia
I valori medi del litotipo sono:

Angolo di attrito	39,3°*
Coesione non drenata	0,247Mpa*
Peso di Volume	2,7 t/mc
Res. Comp Uniassiale	150 MPa

*media tra i dati ottenuti con l'analisi di Morh-Coulomb e di Hoek-Brown.

Valori caratteristici (Vk)
Applicando quanto contenuto nelle istruzioni del CSLP si sono assunti quali valori caratteristici del deposito i valori medi: Vm=Vk.

Infatti, come riportato nel C6.2.2 del CSLP "appare giustificato il riferimento a valori prossimi ai valori medi quando nello stato limite considerato è coinvolto un elevato volume di terreno, con possibile compensazione delle eterogeneità o quando la struttura a contatto con il terreno è dotata di rigidezza sufficiente a trasferire le azione dalle zone meno resistenti a quelle più resistenti".

Valori di progetto (Vd)
I valori di progetto di c, cu e φ da adottare nel calcolo si ottengono per combinazioni contenenti M2, dividendo i valori caratteristici per un coefficiente riduttivo parziale secondo quanto indicato nell'eurocodice 7 e nel D.M. 14/01/2008 NTC.

I valori di progetto si ottengono tramite le seguenti formule:

- tgφd=tgφk/1,25
- cd=ck/1,25
- cud=cuk/1,4
- qud=quk/1,6 (resistenza a compressione uniassiale)

Ardesia

Angolo di attrito	33,22°
Coesione non drenata	0,18Mpa
Peso di Volume	2,7 t/mc
Res. Comp Uniassiale	93,75 MPa

I valori ottenuti sono utilizzati per i calcoli nelle verifiche di stabilità di seguito eseguite.

Tabella 6.2.II – *Coefficienti parziali per i parametri geotecnici del terreno*

PARAMETRO	GRANDEZZA ALLA QUALE APPLICARE IL COEFFICIENTE PARZIALE	COEFFICIENTE PARZIALE γ_M	**(M1)**	**(M2)**
Tangente dell'angolo di resistenza al taglio	$\tan \varphi'_k$	$\gamma_{\varphi'}$	1,0	1,25
Coesione efficace	c'_k	$\gamma_{c'}$	1,0	1,25
Resistenza non drenata	c_{uk}	γ_{cu}	1,0	1,4
Peso dell'unità di volume	γ	γ_γ	1,0	1,0

11-VITA NOMINALE, CLASSE D'USO, PERIODO DI RIFERIMENTO

Vita Nominale
La vita nominale di un'opera strutturale V_N è intesa come il numero di anni nel quale la struttura, purché soggetta alla manutenzione ordinaria, deve potere essere usata per lo scopo al quale è destinata (par. 2.4.2 NTC).
La vita nominale dell'opera in progetto è 50 anni.

Classe d'uso
In presenza di azioni sismiche, con riferimento alle conseguenze di una interruzione di operatività o di un eventuale collasso, le opere sono suddivise in classi d'uso; le classi d'uso delle opere in progetto sono:

- Classe I: Costruzioni con presenza solo occasionale di persone, edifici agricoli

Il coefficiente C_U in questo caso risulta pari a 0,7 come dalla tabella 2.4.II delle NTC.

Fermo restando che la decisione delle classi d'uso è del progettista che ne determina quindi il ruolo, a favore di sicurezza si sono considerati anche i vuoti di galleria come "opera" e classificati come Classe I;

Periodo di riferimento per l'azione sismica
Le azioni sismiche su ciascuna costruzione vengono valutate in relazione ad un periodo di riferimento V_R che si ricava, per ciascun tipo di costruzione, moltiplicandone la vita nominale V_N per il coefficiente d'uso C_U (par. 2.4.3 NTC):
$V_R = V_N \times C_U =$

Tabella riepilogativa

Vita nominale V_N	50 anni
Classe d'uso	I
Coefficiente d'uso C_u	0,7
Periodo di riferimento dell'azione sismica V_R	35

12-NOTE SISMICHE

Dall'esame della cartografia di zonazione sismogenetica ZS9 l'area in esame si colloca nella zona 911 che è classificata come meccanismo di fagliazione prevalentemente trascorrente, con profondità tra 8 e 12 km.

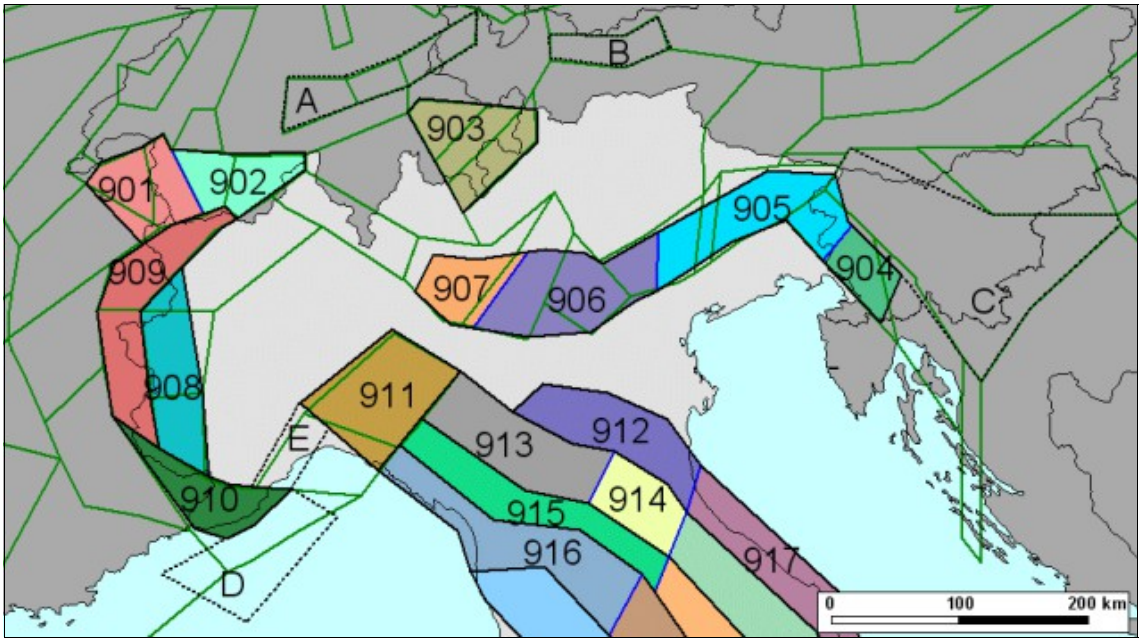


Fig. Zonazione sismogenetica dell'Italia del Nord

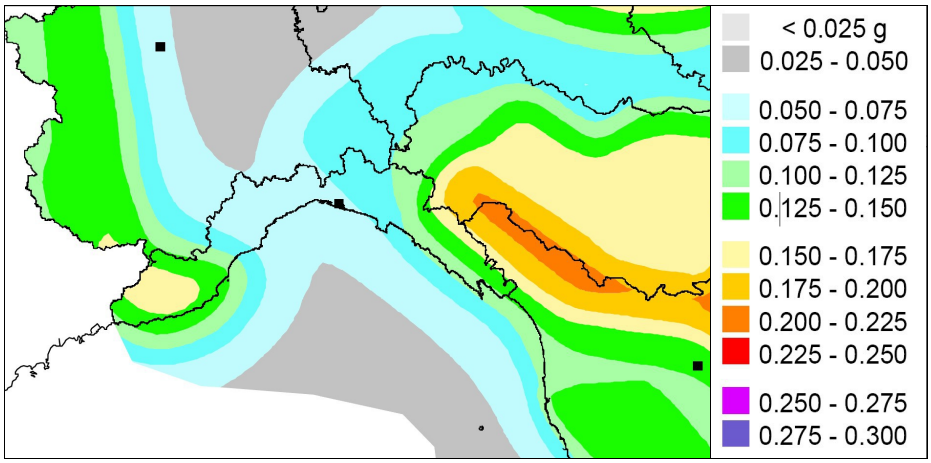


Fig. Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (da INGV)

Classificazione sismica

In base al D.G.R. n. 1308 del 24/10/2008 ("Nuova classificazione sismica del territorio della Regione Liguria"), il territorio del Comune di Coreglia Ligure è inserito in zona 3, corrispondente ad un valore di accelerazione orizzontale ag = 0,15 g.

Zona sismica	Descrizione	accelerazione con probabilità di superamento del 10% in 50 anni [a_g]	accelerazione orizzontale massima convenzionale (Norme Tecniche) [a_g]	numero comuni con territori ricadenti nella zona (*)
1	Indica la zona più pericolosa, dove possono verificarsi fortissimi terremoti.	$0,25 < a_g \leq 0,35$ g	0,35 g	740
2	Zona dove possono verificarsi forti terremoti.	$0,15 < a_g \leq 0,25$ g	0,25 g	2.367
3	Zona che può essere soggetta a forti terremoti ma rari.	$0,05 < a_g \leq 0,15$ g	0,15 g	3.014
4	E' la zona meno pericolosa, dove i terremoti sono rari ed è facoltà delle Regioni prescrivere l'obbligo della progettazione antisismica.	$a_g \leq 0,05$ g	0,05 g	1.788

Categoria di suolo

Per quanto riguarda i valori delle Vs, sulla base della bibliografia e dai dati acquisiti direttamente in campagna, si possono stimare i valori medi. Pertanto, la categoria del suolo, ai fini della definizione dell'azione sismica è assimilabile alla categoria "A" e cioè:

Tab. 3.2.II – *Categorie di sottosuolo che permettono l'utilizzo dell'approccio semplificato.*

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
A	*Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi* caratterizzati da valori di velocità delle onde di taglio superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie terreni di caratteristiche meccaniche più scadenti con spessore massimo pari a 3 m.
B	*Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti*, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 360 m/s e 800 m/s.
C	*Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti* con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 180 m/s e 360 m/s.
D	*Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti*, con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 100 e 180 m/s.
E	*Terreni con caratteristiche e valori di velocità equivalente riconducibili a quelle definite per le categorie C o D*, con profondità del substrato non superiore a 30 m.

Coefficiente di amplificazione topografica St

Per quanto riguarda l'amplificazione sismica la morfologia dei luoghi influenza gli effetti del sisma, ed infatti si identificano tre conformazioni tipiche:

a) **conca**: conformazione rocciosa a conca con un riempimento di terreno soffice. Si realizzano fenomeni di rifrazione delle onde sismiche che risultano concentrate in una zona localizzata al centro della conca.
b) **pendio**: è dimostrato che le accelerazioni lungo il pendio sono maggiori rispetto al suolo pianeggiante.
c) **vetta**: rappresenta il caso più pericoloso. Le azioni sismiche si focalizzano sul punto sommitale in cui le azioni risultano notevolmente incrementate.

Il sito di intervento è collocato in un pendio, pertanto sono possibili fenomeni di maggiori accelerazioni sismiche. La categoria topografica è T2 (tabella 3.2.IV NTC) e il coefficiente di amplificazione topografica risulta St=1,2

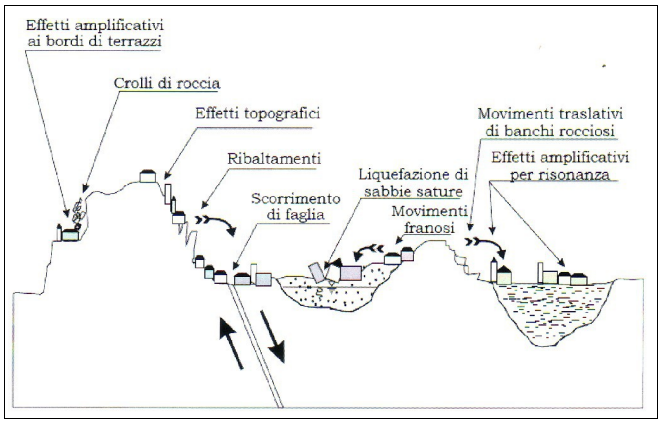


Fig.14 Schema dei fattori di amplificazione topografica

Azione sismica

Le azioni sismiche di progetto si definiscono a partire dalla "pericolosità sismica di base" del sito di costruzione, che è descritta dalla probabilità che, in un fissato lasso di tempo ("periodo di riferimento" V_R espresso in anni), in detto sito si verifichi un evento sismico di entità almeno pari ad un valore prefissato; la probabilità è denominata "Probabilità di eccedenza o di superamento nel periodo di riferimento" P_{VR}.
La pericolosità sismica è definita in termini di:
-accelerazione orizzontale massima attesa "ag" in condizioni di campo libero su sito di riferimento rigido, con superficie topografica orizzontale categoria T1;
-ordinate dello spettro di risposta elastico in accelerazione ad essa corrispondente Se(T), con riferimento a prefissate probabilità di eccedenza P_{VR} nel periodo di riferimento V_R.

Nei confronti delle azioni sismiche gli stati limite, sia ultimi che di esercizio, sono individuati riferendosi alle prestazioni della costruzione nel suo complesso, includendo gli elementi strutturali, quelli non strutturali e gli impianti.
Gli stati limite ultimi (SLU) dinamici sono:

- Stato Limite di salvaguardia della Vita (SLV)
- Stato Limite di prevenzione del Collasso (SLC)

Gli stati limite di esercizio (SLE) dinamici sono:

- Stato Limite di Operatività (SLO)
- Stato Limite di Danno (SLD)

Con l'entrata in vigore del D.M. 14 gennaio 2008, infatti, la stima della pericolosità sismica viene definita mediante un approccio "sito dipendente"; l'azione sismica di progetto in base

alla quale valutare il rispetto dei diversi *stati* limite presi in considerazione viene definita partendo dalla "pericolosità di base" del sito di costruzione, che è l'elemento essenziale di conoscenza per la determinazione dell'azione sismica.

Ai fini delle NTC le forme spettrali sono definite, per ciascuna delle probabilità di superamento nel periodo di riferimento PVR, a partire dai valori dei seguenti parametri su sito di riferimento rigido orizzontale:

- ag accelerazione orizzontale massima al sito;
- Fo valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T*C periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale;

PARAMETRI SISMICI

Sito in esame.

latitudine:	44,395883
longitudine:	9,250526
Classe:	1
Vita nominale:	50

Siti di riferimento

Sito 1	ID: 16922	Lat: 44,4081	Lon: 9,2215	Distanza: 2677,703
Sito 2	ID: 16923	Lat: 44,4106	Lon: 9,2914	Distanza: 3633,236
Sito 3	ID: 17145	Lat: 44,3607	Lon: 9,2949	Distanza: 5268,799
Sito 4	ID: 17144	Lat: 44,3582	Lon: 9,2251	Distanza: 4656,096

Parametri sismici

Categoria sottosuolo:	A		
Categoria topografica:	T2		
Periodo di riferimento:	35anni		
Coefficiente cu:	0,7		
Operatività (SLO):			
Probabilità di superamento:	81	%	
Tr:		30	[anni]
ag:		0,032 g	
Fo:		2,501	
Tc*:		0,204	[s]
Danno (SLD):			
Probabilità di superamento:	63	%	
Tr:		35	[anni]
ag:		0,034 g	
Fo:		2,514	
Tc*:		0,209	[s]
Salvaguardia della vita (SLV):			
Probabilità di superamento:	10	%	
Tr:		332	[anni]
ag:		0,083 g	
Fo:		2,524	
Tc*:		0,280	[s]
Prevenzione dal collasso (SLC):			
Probabilità di superamento:	5	%	
Tr:		682	[anni]
ag:		0,109 g	
Fo:		2,498	
Tc*:		0,288	[s]

Coefficienti Sismici Fronti di scavo e rilevati

SLO:

Ss:	1,000
Cc:	1,000
St:	1,200
Kh:	0,000
Kv:	0,000
Amax:	0,374
Beta:	0,000

SLD:

Ss:	1,000
Cc:	1,000
St:	1,200
Kh:	0,019
Kv:	0,010
Amax:	0,398
Beta:	0,470

SLV:

Ss:	1,000
Cc:	1,000
St:	1,200
Kh:	0,038
Kv:	0,019
Amax:	0,971
Beta:	0,380

SLC:

Ss:	1,000
Cc:	1,000
St:	1,200
Kh:	0,000
Kv:	0,000
Amax:	1,278
Beta:	0,000

Le coordinate espresse in questo file sono in ED50
Geostru

Coordinate WGS84	
latitudine:	44.394923
longitudine:	9.249488



Fig. Nodi del reticolo sismico di riferimento della zona in esame

13-GENERALITÀ E CONSIDERAZIONI STATICHE DEI VUOTI IN SOTTERRANEO

Normalmente ciò che condiziona maggiormente le dimensioni e la geometria dei vuoti in sotterraneo è lo stato della roccia che costituisce il giacimento da coltivare e il suo tetto.

Le instabilità che si possono avere possono essere ricondotte a due situazioni specifiche:

a) cedimento dei pilastri
b) cedimento del tetto.

Per quanto concerne il cedimento dei pilastri, è noto che rappresentano elementi validi di supporto quando sono correttamente dimensionati ed è rispettata la disposizione geometrica in rapporto al giacimento.

E' evidente che, per ragioni economiche, la tendenza è quella di realizzare pilastri con minima dimensione per non "perdere" il materiale del giacimento, ma queste devono comunque essere tali da garantire la stabilità globale della struttura estrattiva.

L'interesse minerario è usualmente rivolto alla determinazione della capacità di resistenza dei pilastri sottoposti ad un carico limite, per il quale tendono a rispondere, prima elasticamente e poi plasticamente ad un certo incremento dello stress della roccia.

Il comportamento dei pilastri sottoposti a carico di rottura dipende dalla loro dimensione, dalla natura geologica e dalla fratturazione presente.

In particolare il tipo di rottura predominante si presenta sotto forma di successivi, piccoli distacchi corticali, verso la parte mediana del pilastro e che tendono a ridurne la sezione.

Per quanto concerne le condizioni di stabilità delle camere di coltivazione, è noto che il fattore principale è l'integrità del tetto delle stesse, da mettere in correlazione alla resistenza della soletta in roccia.

La stabilità può essere analizzata, in modo diverso, in funzione della geometria delle camere, dell'orientamento in rapporto alla distribuzione dei sistemi di discontinuità principali, del tipo di materiale presente al tetto e copertura sovrastante.

In effetti ogni tipo di roccia è in grado di autosostenersi su certe luci di scavo; infatti, se lo spessore della copertura lo consente, si ha la formazione di un arco naturale di sostegno della roccia stessa.

Anche la distribuzione delle tensioni attorno alla cavità, già soggetta ad un campo di tensioni primarie, risulta conforme al concetto di arco.

Arco, che sarà stabile (inteso come sostentamento) quando le tensioni indotte non superano la resistenza a compressione della roccia nelle sezioni critiche in chiave e all'imposta dell'arco portante.

Quando lo stato tensionale in tali strutture raggiunge valori prossimi a quelli di rottura del materiale, gli strati subiscono delle fratturazioni subverticali che suddividono la struttura in elementi più piccoli.

La fratturazione comporta cioè la suddivisione dell'arco in blocchi che tendono a muoversi generando sforzi di compressione e taglio i cui limiti sono legati alla resistenza alla compressione monoassiale della roccia e resistenza al taglio dei giunti.

Inoltre, nel caso soprattutto di roccia stratificata, è possibile che la soletta del tetto sia scollata dal resto della roccia e quindi deve essere considerata come una trave vincolata ai

due estremi.

Fatte queste premesse e considerazioni sulle condizioni statiche, di seguito sono trattate le verifiche di stabilità dei vuoti in sotterraneo per la coltivazione della cava.

14-VALUTAZIONE DEL DIMENSIONAMENTO TEORICO DELLE CAMERE E DEI PILASTRI

Nelle verifiche preventive che seguono sono affrontate le tematiche che riguardano la stabilità dei pilastri e del tetto della futura coltivazione.

E' chiaro che si tratta di differenti situazioni che però sono riconducibili ad un unico problema che riguarda la stabilità dello scavo nel sottosuolo, e che per semplicità di approccio ed anche per confronto tra i vari metodi di calcolo vengono affrontate separatamente.

1)Dimensionamento delle camere

Il dimensionamento delle camere di coltivazione, ai fini della loro stabilità, viene eseguito con il metodo classico di verifica sviluppato da Potvin e Milne e da Nickson, integrato dall'analisi puntuale delle discontinuità dell'ammasso roccioso e sulla reale situazione di fratturazione e stato tensionale rilevato in sito.

Sinteticamente il metodo (Stability Graph Method) prende in considerazione:
- la resistenza della roccia e la sua struttura;
- lo stato tensionale attorno al cavo;
- la forma, la dimensione e l'orientamento del cavo.

La procedura si basa sulla determinazione di due fattori:

- a) fattore di stabilità N, che rappresenta la capacità di autosostentamento di una cavità ed è dato dalla formula : N' = Q x A x B x C
Dove:
- Q = indice di qualità modificato Q di Barton ponendo SFR e Jw uguali ad 1;
- A = tensioni agenti attorno alla cavità;
- B = influenza della giacitura delle discontinuità principali sul vuoto;
- C = influenza della gravità sulla stabilità della parete della camera.

Questi tre fattori sono valutati attraverso l'ausilio dei grafici seguenti:

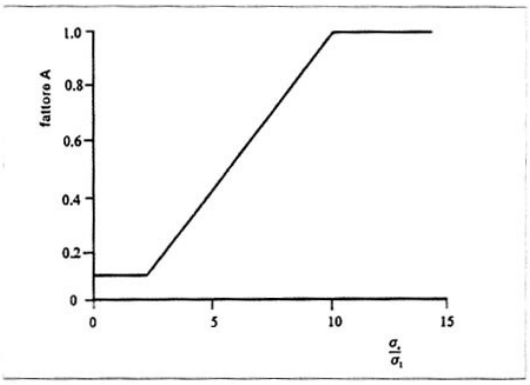


Figura 10.20. Fattore A di Potvin

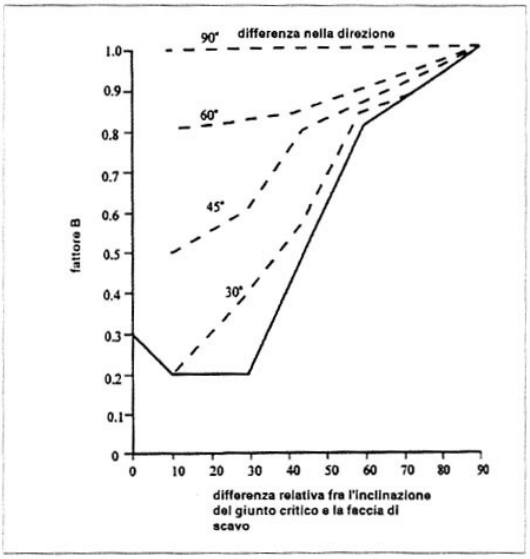


Figura 10.21. Fattore B di Potvin

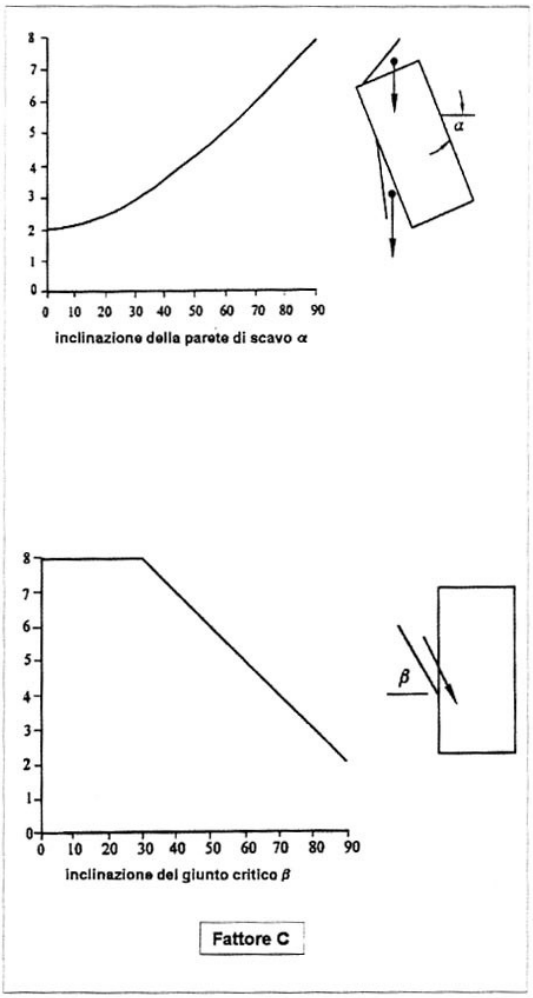
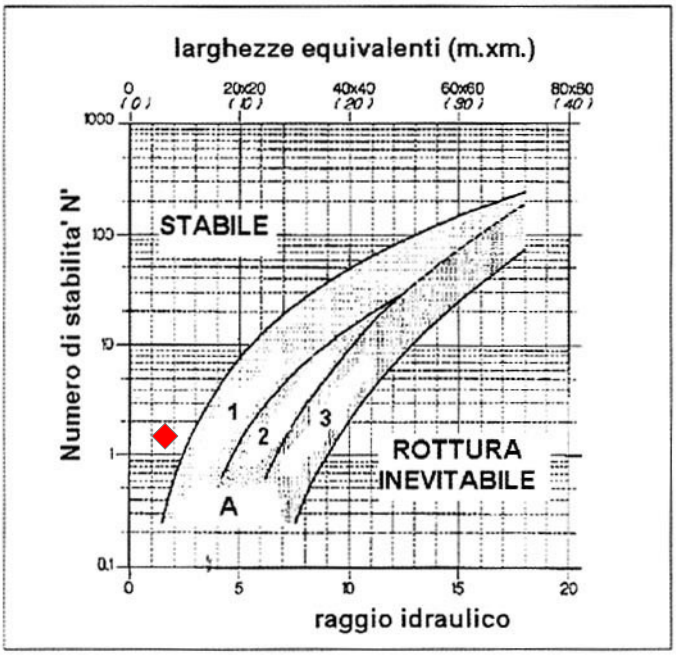


Figura 10.22. Fattore C di Potvin

- b) fattore HR, che rappresenta il fattore di forma e quindi le dimensioni della camera sotterranea, ed è dato dalla relazione:

HR = w x h/ 2w + 2h

Noti i valori di N' e HR si introducono nel grafico di Potvin e Nickson che permette di individuare le varie zone di stabilità.



Nel caso in questione con un valore di Q = 7,3 di A = 0,3 B = 0,3 e C = 2 si ottiene un valore di **N' = 1,314**.

Il valore di HR considerando una camera teorica di altezza h = 4 metri, corrispondente solo al banco di ardesia, ed una larghezza di 14 metri, è pari a **HR = 1,5**.

Inserendo i dati nel grafico si evince che il tetto della camera con le dimensioni ipotizzate è stabile.

Nel caso in questione, a favore della sicurezza, per tener conto delle variazioni locali di resistenza, dello stato tensionale creato dalle cavità già esistenti, per dare un contributo alla stabilità delle pareti, è consigliabile non superare dimensioni di base delle camere dell'ordine di 12-14 metri, così da consentire la formazione di un "arco portante" in grado di garantire nel tempo l'autoportanza dei vuoti.

2)Dimensionamento dei pilastri

Il dimensionamento dei pilastri in roccia da lasciare in posto durante la coltivazione è stato effettuato con la relazione di Salamon e Munro che prende in considerazione la resistenza intrinseca del pilastro in funzione della dimensione (w) e della sua altezza (h) secondo la formula: $S = 7{,}18\ h^{-0{,}66}\ w^{0{,}46}$.

Il tutto in funzione della tensione assiale media del pilastro funzione dello stato tensionale al contorno che è pari al carico litostatico ed alla dimensione del vuoto.

Pertanto, considerando un'altezza massima di copertura di 30 metri, una larghezza del pilastro di 4 metri (quadrato), un'altezza del pilastro di 4 metri, un interasse medio di 14 metri e tenuto conto che la roccia presenta un'inclinazione (presunta) di 22°, si ottiene un coefficiente di sicurezza pari a Fs = **1,61 > 1,6**, che rappresentano pertanto le dimensioni minime dei pilastri e massime di ampiezze della distanza tra gli stessi.

Dimensioni differenti vanno verificate dalla Direzione Lavori nel corso della lavorazioni.

INPUT			
w_p	=	4 m	Dimensione del pilastro
h	=	4 m	Altezza del pilastro
γ	=	0,027 MN/mq	Peso di volume della roccia
s	=	30 m	Altezza volume di roccia al tetto del pilastro (misurata in verticale)
i	=	22 °	Inclinazione strato di tetto (solo se portante, altrimenti mettere zero)
w_o	=	14 m	Interasse tra i pilastri

OUTPUT				
(1-r)	$= w_p/(w_o+w_p)$	=	0,2222222	Termine funzione della larghezza pilastro
p_z	$= \gamma$ s cos(i)	=	0,7510189 MN/mq	Pressione litostatica
S	$= 7{,}18\ h^{-0{,}66}\ w^{0{,}46}$	=	5,4414225 MN/mq	Resistenza intrinseca nel pilastro
σ_p	$= p_z[1/(1-r)]$	=	3,3795851 MN/mq	Tensione assiale media nel pilastro

F_s	$= S/\sigma_p$	=	1,6100859	Coefficiente di sicurezza del pilastri

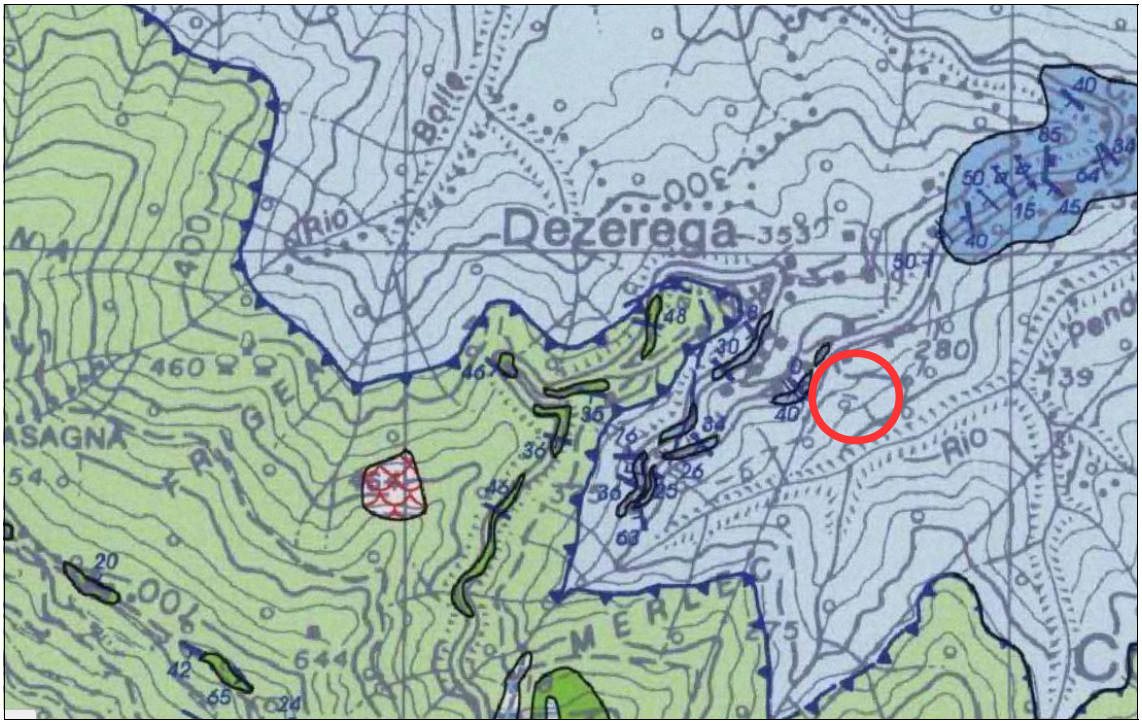
Tutte le condizioni di cui sopra sono propedeutiche al dimensionamento effettivo dei vuoti, ma andranno verificate con lo stato tensionale effettivo della cava, misurando tutte le discontinuità ed effettuando un dettagliato studio esecutivo dei vuoti, anche in rapporto allo sviluppo dell'escavazione.

Si prescrive pertanto di approfondire tale tema una volta iniziati gli scavi, con opportune rilevazioni, anche strumentali (ad esempio con celle di carico) per rilevare lo stato geomeccanico effettivo e predisporre una efficace analisi di stabilità.

15-BIBLIOGRAFIA

- Abbate E., Bortolotti V., Galbiati B., Principi G., 1980, Carta Geologica delle ofioliti del Bargognasco e dell'alta Val Graveglia, scala 1:25000, ed. L.A.C. Firenze;
- Bieniawski Z.T., 1989, Eigineering rock mass classification, J. Wiley & Sons;
- Boccaletti & Tortorici - Appunti di Geologia strutturale. Patron Editore (Bologna);
- Butler & Bell -1988- Lettura e interpretazione delle carte geologiche. Zanichelli (Bologna);
- Coppola B., Mancini M., Marchese F., Pedemonte S., Rossi F.M., 1992, La classificazione geomeccanica di Bieniawski: modalità di applicazione nella progettazione di gallerie in roccia, Geologia Tecnica e Ambientale, n° 4/92;
- Coppola B., Mancini M., Marchese F., Pedemonte S., Rossi F.M., 1994, Considerazioni tecniche e contrattuali relative all'applicazione del sistema RMR, Geologia Tecnica e Ambientale, n° 2/94;
- Faccini F., Marescotti P., Robbiano A., 2000, La Val Graveglia,: un tesoro geologico nell'appenino ligure, editore Fassicomo Genova;
- Falcioni C., Nosengo S., Paoletti L., Pedemonte S., 1995., Caratteristiche di resistenza al taglio di discontinuità in roccia di alcuni litotipi liguri, Professione Geologo, n° 1-2 1995;
- Geostru, Manuale del software Slope 2010;
- Giani G.P. Analisi di stabilità dei pendii parte 1°, GEAM quaderno n°8;
- Hoek E., Brown E.T., The Hoek-Brown failure criterion - a 1998 update, 18° Canadian Rock Mech. Symposium, Toronto, 1988;
- I.S.R.M., 1993, Raccomandazioni ISRM sulle metodologie per la descrizione quantitativa delle discontinuità nelle masse rocciose, Rivista Italiana di Geotecnica n° 2 1993.
- McClay -1987- The mapping of geological structures. Geol. Soc. London, handbook series, 161pp;
- Mercier & Vergely - Tettonica. Lezioni di geologia strutturale. Pitagora Editore (Bologna);
- Pozzi R., Clerici A., 1985, L'applicazione della classificazione di Z.T. Beniawski alla stabilità delle scarpate in roccia, Costruzioni, anno XXXIV, n°2;
- Ragan -1985- Structural geology An introduction to geometrical techniques. J. Wiley & Sons (New York), 393 pp.;
- Rocscience, Manuale del software Dips;
- Rocscience, Manuale del software Plane;
- Rocscience, Manuale del software Swedge;
- Twiss & Moores - Structural Geology. Freeman and Company (New York);

16-ALLEGATI



CARTA GEOLOGICA – CARG 1:25000

Legenda

Costigliolo I

UNITA' DEL MONTE ANTOLA (Campaniano - Maastrichtiano)

Flysch del Monte Antola (FAN) (Campaniano superiore - Paleocene). Calcari, calcari marnosi, calcareniti e marne con intercalazioni di argilliti grigio scure affioranti.

Flysch del Monte Antola (FAN) (Campaniano superiore - Paleocene). Calcari, calcari marnosi, calcareniti e marne con intercalazioni di argilliti grigio scure non affioranti.

UNITA' DEL MONTE GOTTERO (Campaniano - Daniano)

Areanarie del Monte Gottero (Maastrichtiano Superiore -Paleocene Superiore). Torbiditi grossolane silicoclastiche, affioranti.

Areanarie del Monte Gottero (Maastrichtiano Superiore -Paleocene Superiore). Torbiditi grossolane silicoclastiche, non affioranti.

Scisti Zonati (Campaniano Superiore - Maastrictiano inferiore).
Alternanze di sottili livelli torbiditici, scisti neri e rari livelli di calcari nerastri, affioranti.

Scisti Zonati (Campaniano Superiore - Maastrictiano inferiore).
Alternanze di sottili livelli torbiditici, scisti neri e rari livelli di calcari nerastri, non affioranti.

Marne di Monte Verzi (Campaniano Inferiore - Campaniano Superiore). Alternanze di calcari nerastri, scisti neri e marne giallastre, affioranti.

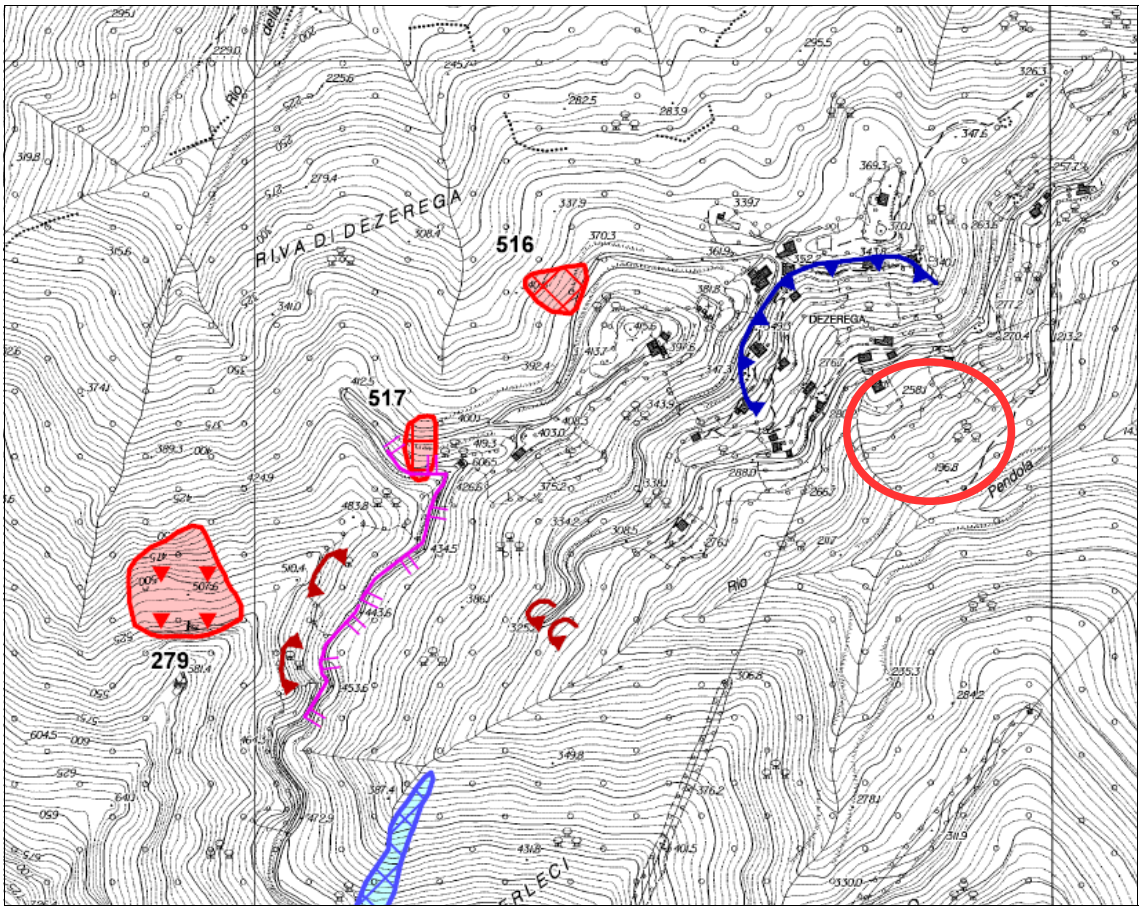
Marne di Monte Verzi (Campaniano Inferiore - Campaniano Superiore). Alternanze di calcari nerastri, scisti neri e marne giallastre, non affioranti.

Scisti Manganesiferi (Campaniano Inferiore).
Scisti nerastri ossidati intercalati a livelli sottili di calcari nerastri e/o livelli arenaceicolor tabacco, affioranti.

Scisti Manganesiferi (Campaniano Inferiore).
Scisti nerastri ossidati intercalati a livelli sottili di calcari nerastri e/o livelli arenacei color tabacco, non affioranti.

Argille a Palombini (Valanginiano - Santoniano)
Argilliti nerastre con intercalazioni di calcari marnosi nerastri e/o livelli arenacei micacei color tabacco affioranti.

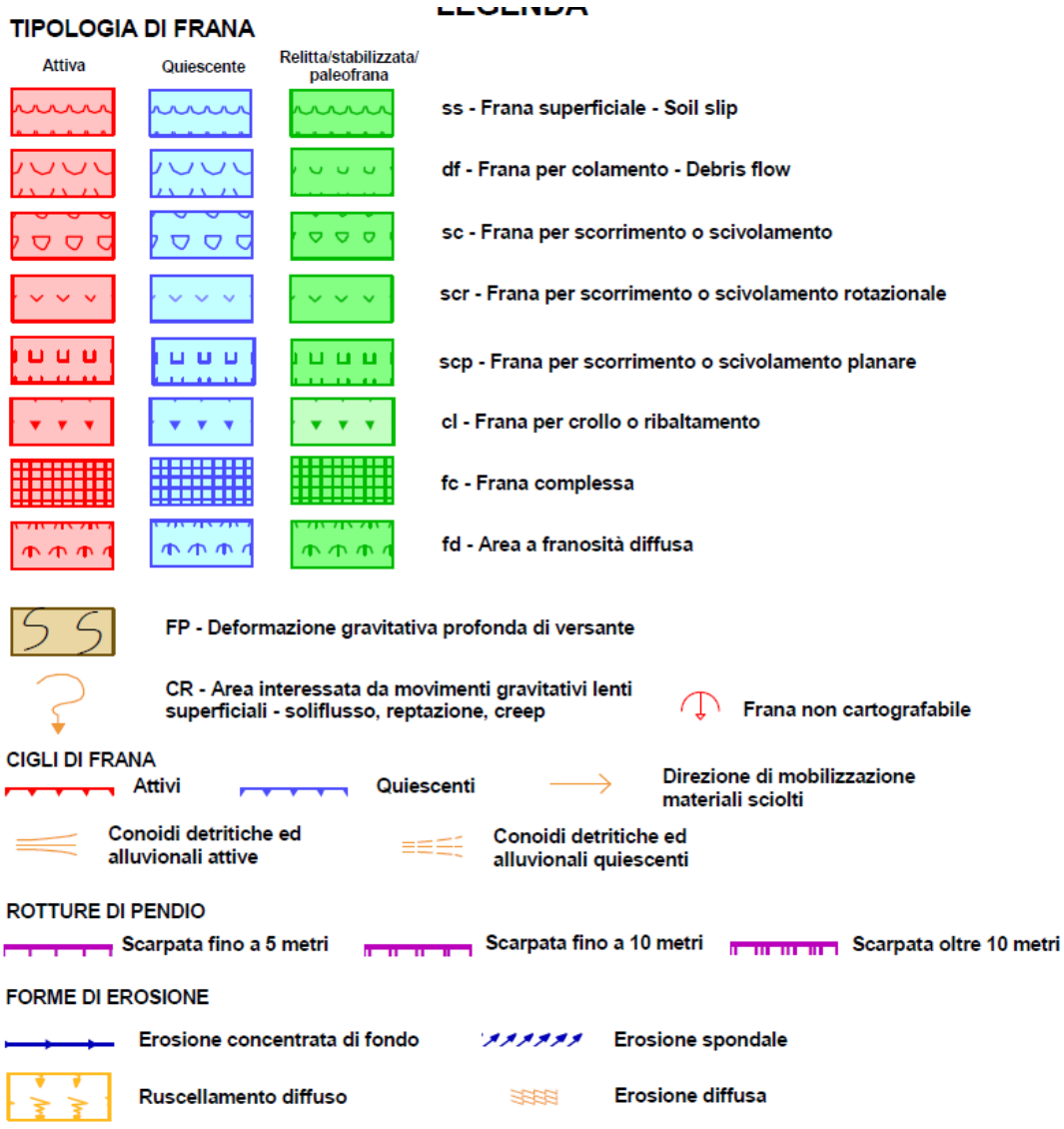
Argille a Palombini (Valanginiano - Santoniano)
Argilliti nerastre con intercalazioni di calcari marnosi nerastri e/o livelli arenacei micacei color tabacco non affioranti.

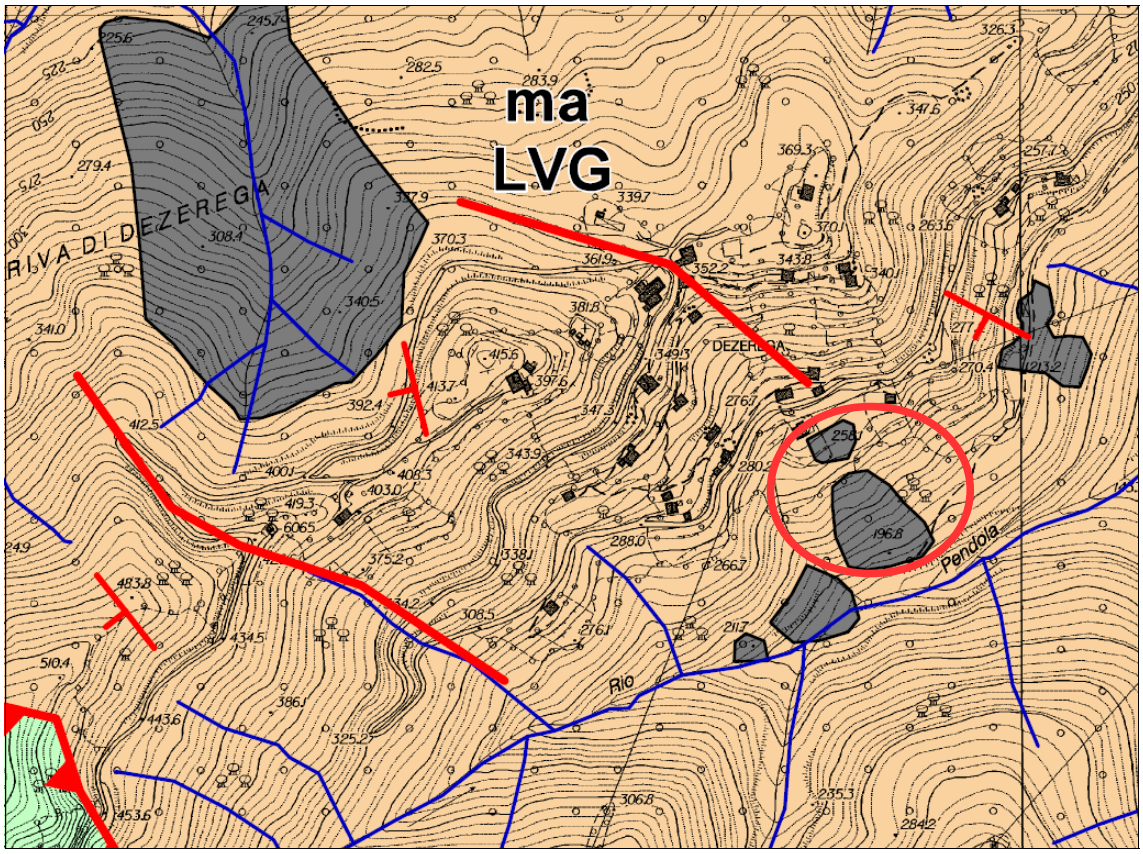


CARTA DELLA FRANOSITÀ – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

Costigliolo I


TIPOLOGIA DI FRANA
Attiva
Quiescente
Relitta/stabilizzata/ paleofrana
ss - Frana superficiale - Soil slip
df - Frana per colamento - Debris flow
sc - Frana per scorrimento o scivolamento
scr - Frana per scorrimento o scivolamento rotazionale
scp - Frana per scorrimento o scivolamento planare
cl - Frana per crollo o ribaltamento
fc - Frana complessa
fd - Area a franosità diffusa
FP - Deformazione gravitativa profonda di versante
CR - Area interessata da movimenti gravitativi lenti superficiali - soliflusso, reptazione, creep
Frana non cartografabile
CIGLI DI FRANA
Attivi
Quiescenti
Direzione di mobilizzazione materiali sciolti
Conoidi detritiche ed alluvionali attive
Conoidi detritiche ed alluvionali quiescenti
ROTTURE DI PENDIO
Scarpata fino a 5 metri
Scarpata fino a 10 metri
Scarpata oltre 10 metri
FORME DI EROSIONE
Erosione concentrata di fondo
Erosione spondale
Ruscellamento diffuso
Erosione diffusa



CARTA GEOLOGICA – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

Costigliolo I

DEPOSITI ALLUVIONALI:



am - Mobili attuali

ar - Terrazzati recenti

aa - Terrazzati antichi

al - Depositi lacustri

ds - Depositi di spiaggia

COPERTURE DETRITICHE POTENTI (superiori a m. 3):

dt - Coperture detritiche indifferenziate - (dm - Depositi morenici)

dt1 - Coperture detritiche fini

dt2 - Coperture detritiche grossolane

De - Discariche in esercizio

Dd - Discariche dismesse

gr - Grossi riporti

sb - Sbancamenti

LITOLOGIE:



ag GIC - Argilliti
Argille a Palombini del Lago di Giacopiane

ag LVG - Argilliti
Formazione della Val Lavagna

ar GOT - Arenarie
Arenarie del Monte Gottero

as LVG - Argilloscisti
Formazione della Val Lavagna

cm FAN - Calcari marnosi
Flysch dell'Antola

ma LVG - Marne
Formazione della Val Lavagna

LIMITI FORMAZIONALI:

Limite formazionale certo

Limite formazionale presunto

GIACITURE DEGLI STRATI:



orizzontali

verticali

inclinati

rovesciati

contorti

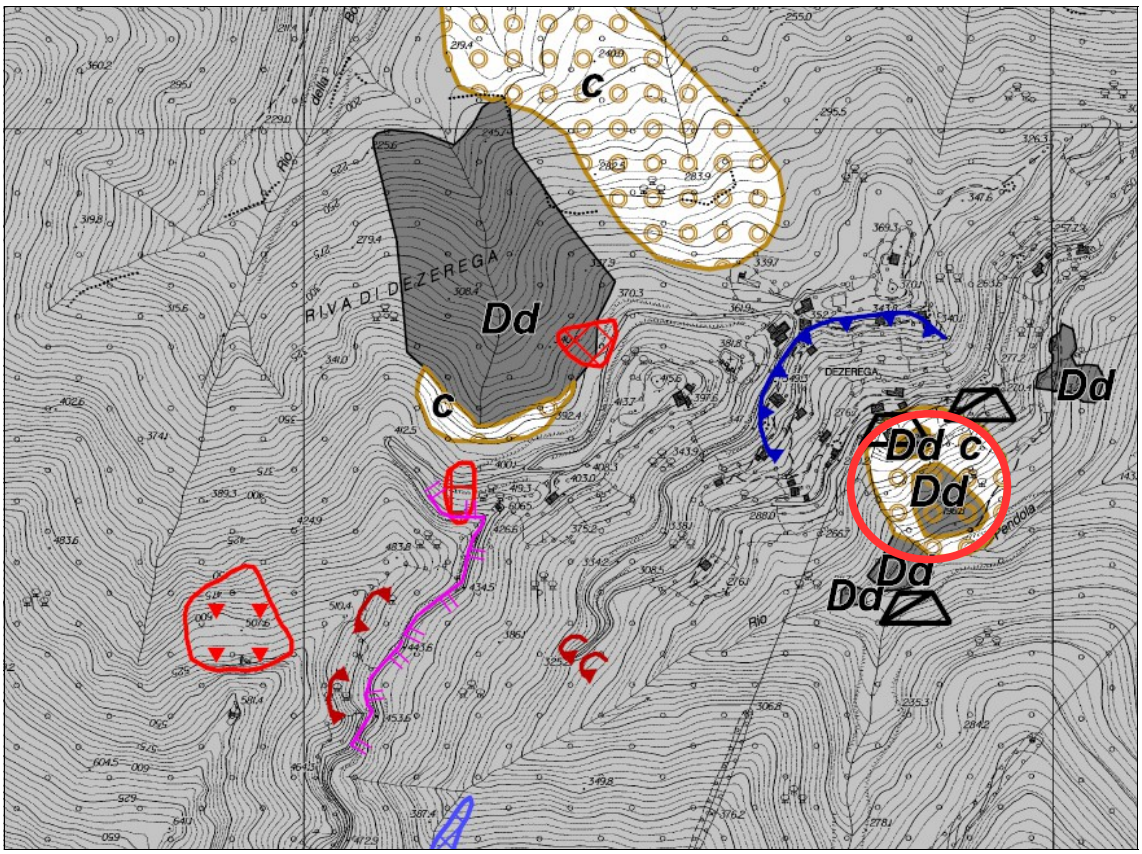
ELEMENTI TETTONICI:



Sovrascorrimenti

Faglia certa

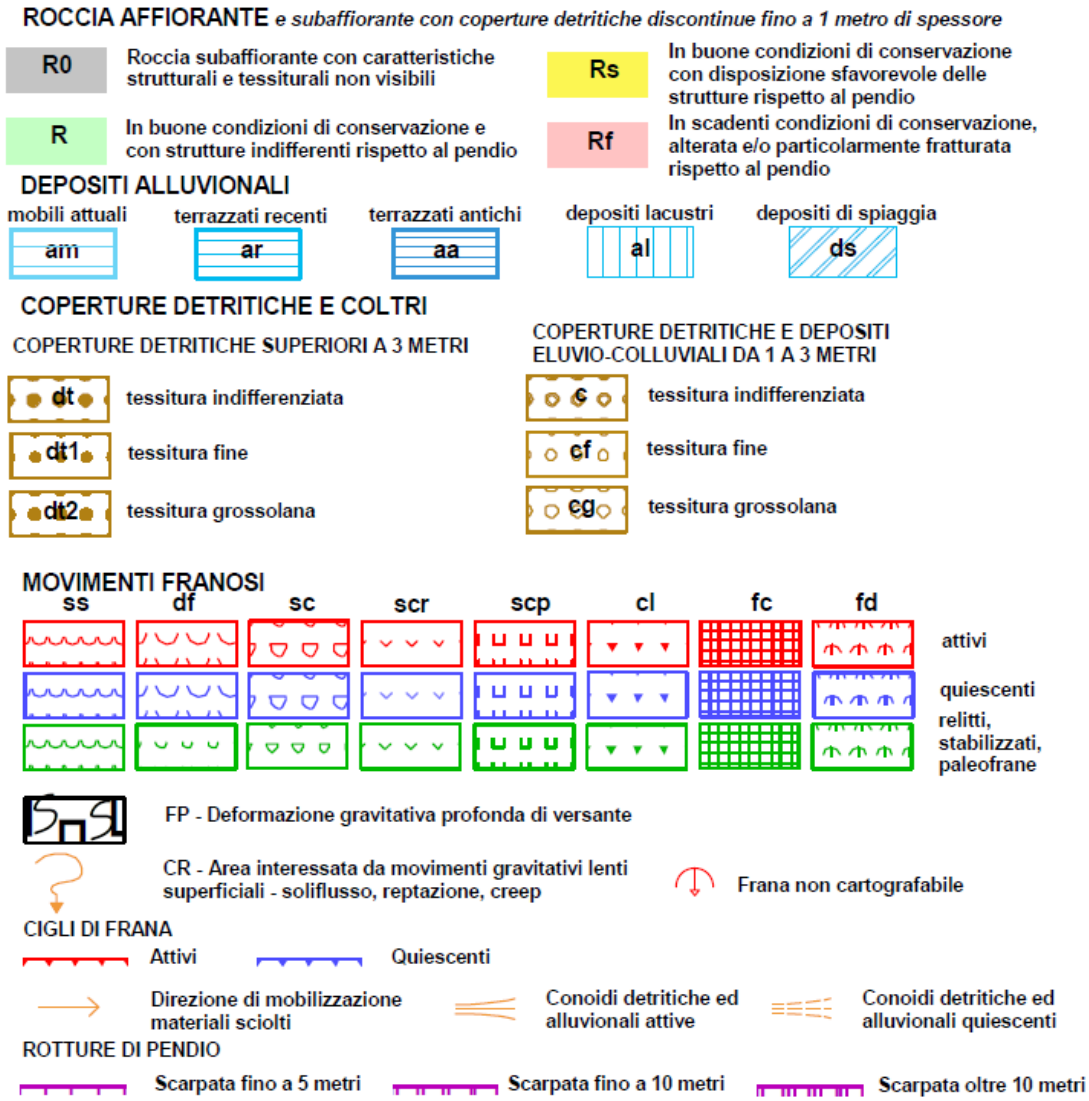
Faglia presunta

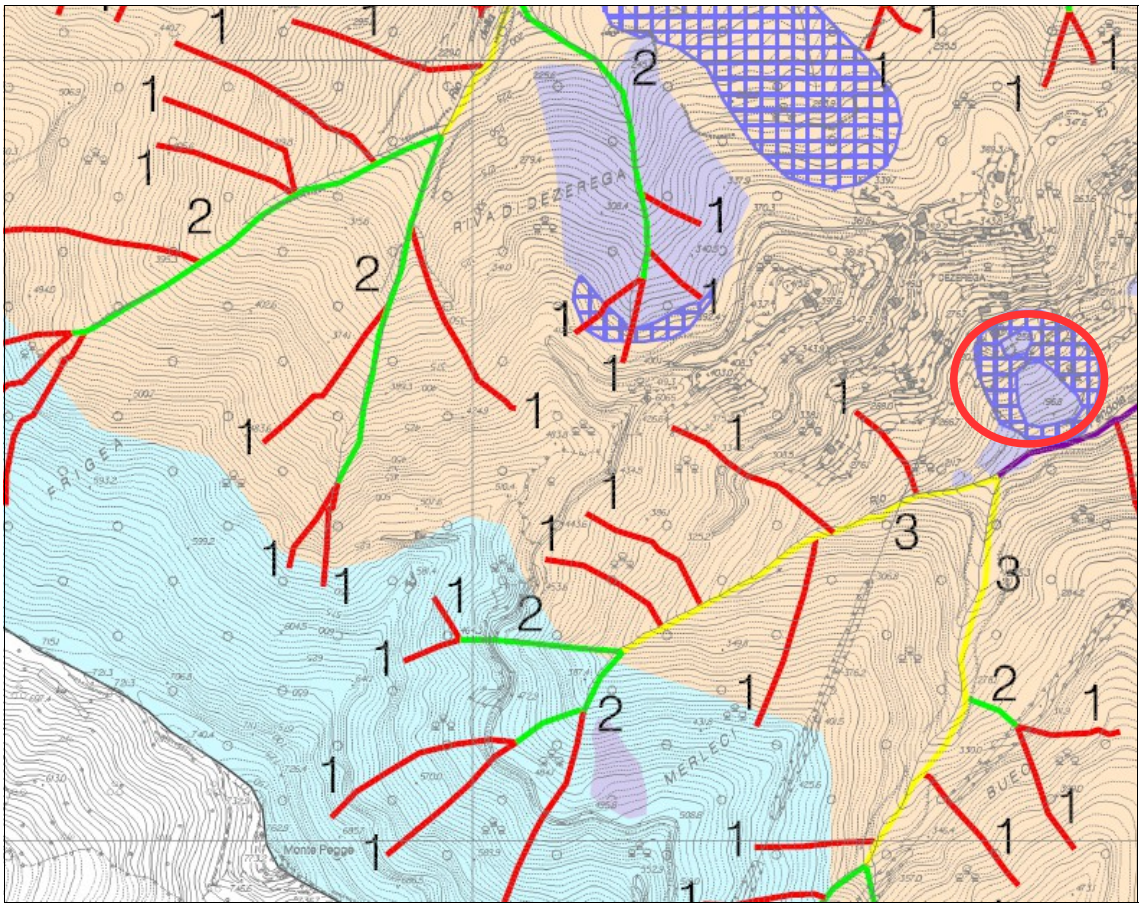


CARTA GEOMORFOLOGICA – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

Costigliolo I

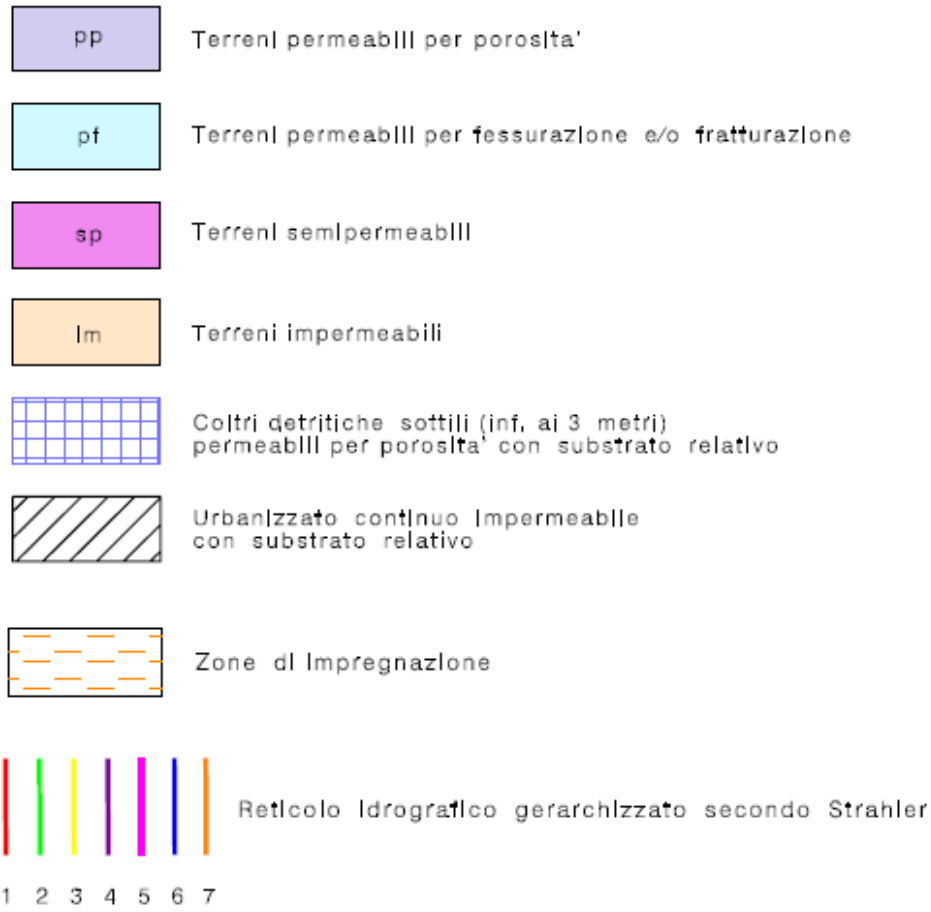

ROCCIA AFFIORANTE e subaffiorante con coperture detritiche discontinue fino a 1 metro di spessore
R0
Roccia subaffiorante con caratteristiche strutturali e tessiturali non visibili
R
In buone condizioni di conservazione e con strutture indifferenti rispetto al pendio
Rs
In buone condizioni di conservazione con disposizione sfavorevole delle strutture rispetto al pendio
Rf
In scadenti condizioni di conservazione, alterata e/o particolarmente fratturata rispetto al pendio
DEPOSITI ALLUVIONALI
mobili attuali
am
terrazzati recenti
ar
terrazzati antichi
aa
depositi lacustri
al
depositi di spiaggia
ds
COPERTURE DETRITICHE E COLTRI
COPERTURE DETRITICHE SUPERIORI A 3 METRI
dt
tessitura indifferenziata
dt1
tessitura fine
dt2
tessitura grossolana
COPERTURE DETRITICHE E DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI DA 1 A 3 METRI
c
tessitura indifferenziata
cf
tessitura fine
cg
tessitura grossolana
MOVIMENTI FRANOSI
ss
df
sc
scr
scp
cl
fc
fd
attivi
quiescenti
relitti, stabilizzati, paleofrane
FP - Deformazione gravitativa profonda di versante
CR - Area interessata da movimenti gravitativi lenti superficiali - soliflusso, reptazione, creep
Frana non cartografabile
CIGLI DI FRANA
Attivi
Quiescenti
Direzione di mobilizzazione materiali sciolti
Conoidi detritiche ed alluvionali attive
Conoidi detritiche ed alluvionali quiescenti
ROTTURE DI PENDIO
Scarpata fino a 5 metri
Scarpata fino a 10 metri
Scarpata oltre 10 metri

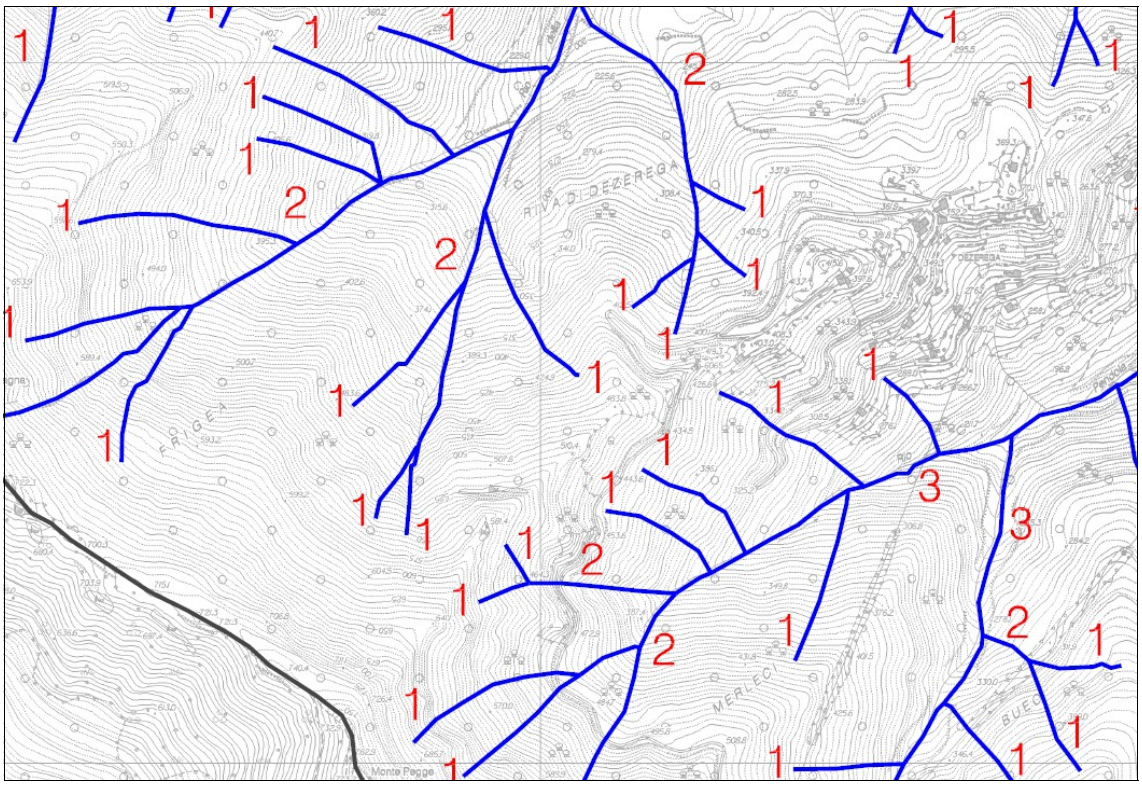


CARTA IDROGEOLOGICA – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

Costigliolo I


pp
Terreni permeabili per porosita'
pf
Terreni permeabili per fessurazione e/o fratturazione
sp
Terreni semipermeabili
Im
Terreni impermeabili
Coltri detritiche sottili (inf. ai 3 metri)
permeabili per porosita' con substrato relativo
Urbanizzato continuo impermeabile
con substrato relativo
Zone di Impregnazione
Reticolo Idrografico gerarchizzato secondo Strahler
1 2 3 4 5 6 7
Pozzi e/o derivazioni d'acqua
A uso potabile
B uso Industriale
C uso irriguo
D uso misto
Sorgenti captate
A uso potabile
B uso industriale
C uso irriguo
D uso misto
Sorgenti non captate



CARTA DEL RETICOLO IDROGRAFICO – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

Costigliolo I

CORSO D'ACQUA

2 NUMERO D'ORDINE
GERARCHIZZAZIONE DI HORTON–STRAHLER

LIMITE DEL BACINO IDROGRAFICO



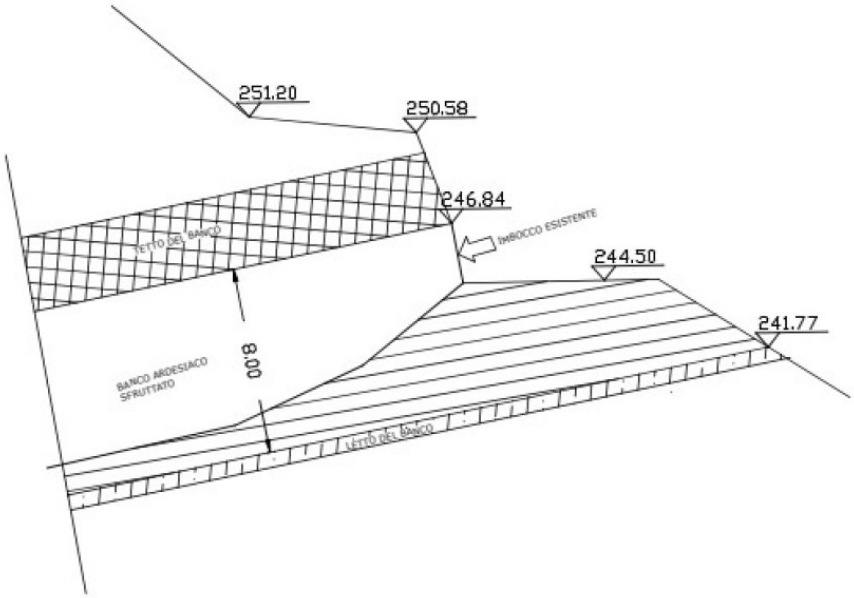
CARTA DELL'USO DEL SUOLO – PIANO DI BACINO DEL TORRENTE LAVAGNA

Legenda

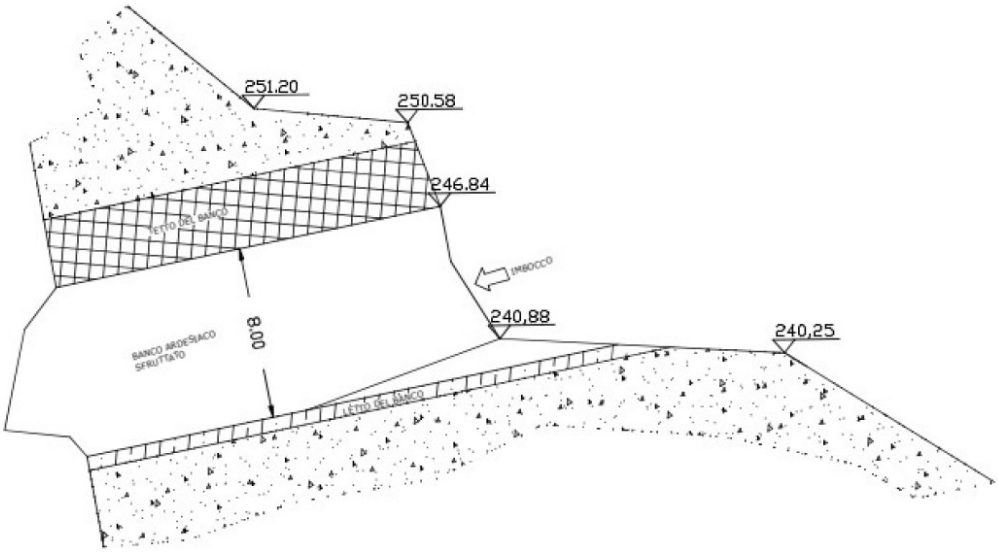
Costigliolo I


1.1.1. Tessuto urbano continuo
1.1.2. Tessuto urbano discontinuo
1.1.3. Case sparse
1.2.1. Aree industriali o commerciali
1.2.2. Reti autostradali, ferroviarie e spazi accessori
Viabilita' principale (strade statali e provinciali)
Viabilita' secondaria
1.2.3. Aree portuali
1.3.1. Aree estrattive
1.3.2. Discariche
1.4.1. Aree verdi urbane
1.4.2. Aree sportive e ricreative
2.1. Seminativi
2.1.1. Seminativi in aree non irrigue
2.1.2. Seminativi in aree irrigue
2.1.2.1. Seminativi, vivai, colture ortofloricole in piena aria
2.1.2.2. Seminativi, vivai, colture ortofloricole in serra
2.2. Colture permanenti arboree
2.2.1. Vigneti (a); vigneti terrazzati (b)
2.2.2. Frutteti (a); frutteti terrazzati (b)
2.2.3. Oliveti (a); oliveti terrazzati (b)
2.3. Prati e pascoli
2.4. Zone agricole eterogenee
2.5. Ex coltivi (a); ex coltivi terrazzati (b)
3.1. Praterie
3.2. Zone boscate
3.3. Zone caratterizzate da vegetazione arbustiva (a);
zone caratterizzate da vegetazione arbustiva terrazzate (b)
3.4. Zone con vegetazione rada o assente
3.4.1. Spiagge, dune
3.4.2. Rocce nude
3.4.3. Aree con vegetazione rada
3.4.4. Aree incendi recenti inf. 2 anni
4.1. Zone umide interne
5.1.1. Corsi d'acqua, canali
largh. minima alveo mt 10
Cave abbandonate a cielo aperto
Cave attive a cielo aperto
EFFICIENZA IDROGEOLOGICA
1 alta
2 media
3 bassa

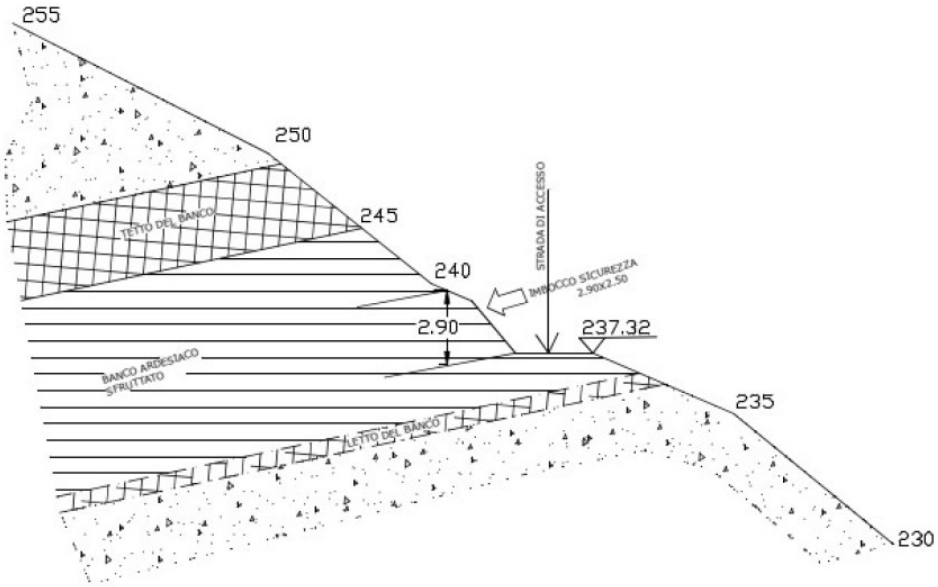
SEZIONE A-A' (imbocco esistente)
ATTUALE



SEZIONE A-A' (imbocco esistente)
RIATTIVATO



SEZIONE B-B' (imbocco di sicurezza in progetto)



SEZIONI GEOLOGICHE DI DETTAGLIO DEGLI INGRESSI – NON IN SCALA