

COMMITTENTE:



ALTA SORVEGLIANZA:



GENERAL CONTRACTOR:



INFRASTRUTTURE FERROVIARIE STRATEGICHE DEFINITE DALLA
LEGGE OBIETTIVO N. 443/01

TRATTA A.V. /A.C. TERZO VALICO DEI GIOVI
PROGETTO ESECUTIVO

**GALLERIA NATURALE DI VALICO BINARIO DISPARI - CAMERONI DI
INNESTO FINESTRA CRAVASCO - RELAZIONE GEOLOGICA,
GEOMORFOLOGICA**

GENERAL CONTRACTOR	DIRETTORE DEI LAVORI
Consorzio Cociv Ing. P.P. Marcheselli	

COMMESSA	LOTTO	FASE	ENTE	TIPO DOC.	OPERA/DISCIPLINA	PROGR.	REV.
I G 5 1	0 2	E	C V	R O	G N 1 4 G 0	0 0 1	A

Progettazione :

Rev	Descrizione	Redatto	Data	Verificato	Data	Progettista Integratore	Data	IL PROGETTISTA
A00	Emissione	GDP 	15/07/2013	Rocksoil 	15/07/2013	A. Palomba 	19/07/2013	

n. Elab.:	File: IG5102ECVROGN15H0001A00
-----------	-------------------------------

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 	
	<p>IG5102ECVROGN14G0001A00</p>	<p>Foglio 3 di 40</p>

INDICE

INDICE.....		3
1	PREMESSA	5
2	NORMATIVA E STRUMENTI TERRITORIALI DI RIFERIMENTO.....	5
3	ORGANIZZAZIONE DELLO STUDIO.....	5
4	INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE	6
4.1	Unità tettonometamorfica Gazzo-Isoverde	9
4.1.1	Dolomie del Monte Gazzo	9
4.1.2	Gessi del Rio Riasso (“Gessi, anidriti e carniole” nella cartografia PE)	10
4.1.3	Serie di Gallaneto-Lencisa	12
4.1.4	Meta-argilliti di Bessega (“Argilloscisti neri” nella cartografia PE)	12
4.2	Unità tettonometamorfica Cravasco-Voltaggio.....	13
4.2.1	Scisti filladici del Monte Larvego (“Argilloscisti filladici” nella cartografia PE)	13
4.2.2	Calcari di Voltaggio	13
4.2.3	Metasedimenti silicei dell’Osteria dello zucchero	13
4.2.4	Metabasalti di Cravasco	14
4.2.5	Serpentiniti di Case Bardane (“Serpentiniti e serpentinoscisti e oficalci” nella cartografia PE) .	14
4.3	Unità tettonometamorfica Figogna	15
4.3.1	Serpentiniti del Bric dei Corvi (“Serpentiniti, serpentinoscisti e oficalci” nella cartografia PE)	15
4.3.2	Metabasalti del Monte Figogna (“Metabasalti” nella cartografia PE)	16
4.3.3	Metasedimenti silicei della Madonna della Guardia	16
4.3.4	Metacalcari di Erzelli	16
4.3.5	Metaoficalciti di Pietralavezzara.....	17
4.3.6	Argilloscisti di Costagiutta	17
4.3.7	Argilloscisti di Murta	17
4.4	Depositi pliocenico-quadernari	18
4.4.1	Coltri superficiali di versante	18
4.4.2	Accumuli di frana	19
4.4.3	Depositi alluvionali	19
4.5	Corrispondenza tra le unità descritte nel PD e le unità CARG.....	19
4.6	Descrizione dell’assetto geologico-strutturale regionale.....	21
4.6.1	Gli eventi deformativi D1 e D2	21
4.6.2	L’evento deformativo D3	22
4.6.3	L’evento deformativo D4	23

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p style="text-align: center;">IG5102ECVROGN14G0001A00</p> <p style="text-align: right;">Foglio 4 di 40</p>

5	ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE LOCALE	24
5.1	Assetto strutturale	25
5.1.1	Strutture duttili sin-metamorfiche.....	25
5.1.2	Strutture fragili post-metamorfiche	27
5.1.3	Assetto strutturale a grande scala.....	29
5.2	Caratteri litologici delle facies milonitiche della zona di Isoverde.....	33
6	ASSETTO GEOLOGICO LUNGO L'OPERA IN PROGETTO.....	35
6.1	Tratta da fine innesto a 90m ca.	35
6.2	Tratta da 90m ca. a inizio innesto.....	37
6.3	Principali elementi di incertezza geologica	38
7	BIBLIOGRAFIA	39

<p>GENERAL CONTRACTOR</p>  <p>CODIV Consorzio Collegamenti Integrati Veloci</p>	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p>  <p>ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE</p>
	<p>IG5102ECVROGN14G0001A00</p> <p style="text-align: right;">Foglio 5 di 40</p>

1 PREMESSA

Il presente rapporto riguarda la realizzazione dei cameroni di innesto della Finestra di Cravasco sulla linea principale. Nel corso del Progetto Esecutivo, in conseguenza della revisione del tracciato della finestra, la posizione di quest'opera è stata modificata e rivista rispetto a quella di progetto definitivo.

L'opera prevede sostanzialmente la realizzazione di un camerone di collegamento tra le due canne della linea principale e la parte terminale della galleria di accesso, posta ad ovest delle due canne..

2 NORMATIVA E STRUMENTI TERRITORIALI DI RIFERIMENTO

Il presente rapporto fa riferimento alla seguente normativa:

- D.M. 11.03.1988 e s.m.i. "Norme tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità dei pendii naturali e le scarpate, i criteri generali, e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno delle terre e delle opere di fondazione"
- Circ. LL.PP. 24 settembre 1988 n. 30483 Legge 02/02/74, n.64 art.1. D.M. 11/03/1988 "Norme tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione ed il collaudo delle opere di sostegno delle terre e delle opere di fondazione. Istruzioni per l'applicazione".

3 ORGANIZZAZIONE DELLO STUDIO

Le attività inerenti lo studio geologico-geomorfologico e idrogeologico del sito di intervento hanno previsto, in concomitanza con gli studi di area più vasta per la galleria di accesso Cravasco:

- l'esecuzione di una ricerca bibliografica;
- il rilevamento di terreno e l'acquisizione dei dati geologici, geomorfologici ed idrogeologici relativi alle aree di intervento;
- l'analisi ed interpretazione delle immagini aeree disponibili;
- la revisione critica dei dati della campagna geognostica del Progetto Definitivo approvato nel 2005, nonché delle relazioni geologiche, geomorfologiche e idrogeologiche del medesimo Progetto Definitivo (PD);
- l'interpretazione dei dati raccolti sul terreno alla luce dell'insieme delle informazioni disponibili;
- la redazione degli elaborati geologici del Progetto Esecutivo (PE).

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 6 di 40

L'elaborazione dei dati è stata eseguita in ottemperanza alle specifiche tecniche di progettazione e alle richieste di approfondimento riportate nella delibera Cipe n. 80/60, relative alle opere in oggetto.

Il gruppo di lavoro è così costituito:

- Dott. Geol. Luca Delle Piane (responsabile di progetto): coordinamento generale; controllo elaborati
- Dott. Geol. Paolo Perello: supervisione delle attività di rilevamento e di interpretazione dati, rilevamento geologico strutturale, stesura del rapporto, controllo elaborati;
- Dott. Geol. Antonio Damiano: rilevamento geologico e geomorfologico, interpretazione dei dati, stesura degli elaborati grafici;
- Dott. Geol. Dario Varrone: assistenza alla redazione elaborati, elaborazioni in ambiente GIS;
- Dott.sa Geol. Alessia Musso: assistenza alla redazione elaborati, elaborazioni in ambiente GIS e CAD;

4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE

L'area di studio si colloca nella zona di giustapposizione tra i domini orogenici alpino e appenninico (Figura 1), nota in letteratura come "nodo collisionale ligure" (Laubscher at. al., 1992); questo settore ad elevata complessità strutturale è stato recentemente oggetto di una dettagliata revisione cartografica con la realizzazione del nuovo foglio CARG n° 213-230 "Genova" in scala 1:50.000 (Capponi et al., 2009).

Nell'area del Foglio Genova è possibile distinguere, da ovest verso est, tre settori caratterizzati dall'associazione di unità di crosta oceanica e di mantello, unità di margine continentale e unità costituite da flysch (Figura 1):

1. le **unità tettonometamorfiche¹ Voltri e Palmaro-Caffarella** ("*Gruppo di Voltri*" auct.): sono costituite dalle associazioni pre-cenomaniane di ofioliti e metasedimenti carbonatici del dominio oceanico ligure-piemontese.

I litotipi dell'Unità Voltri hanno registrato un picco metamorfico eclogitico mentre la riequilibratura metamorfica delle rocce dell'Unità Palmaro-Caffarella è limitata alla facies scisti-blu (Federico et al. 2004). La distinzione sicura tra i litotipi delle due unità è in genere possibile solo a scala microscopica, in base ai caratteri mineralogico-petrografici.

2. la **Zona Sestri-Voltaggio** auct. (nel seguito ZSV): è costituita da tre unità tettonometamorfiche, di cui due ofiolitiche (Cravasco-Voltaggio e Figogna) e una di margine continentale (Gazzo-Isoverde).

¹ Con il termine di "unità tettonometamorfica" si intende un volume roccioso caratterizzato da incompatibilità metamorfiche e strutturali rispetto ai volumi adiacenti.

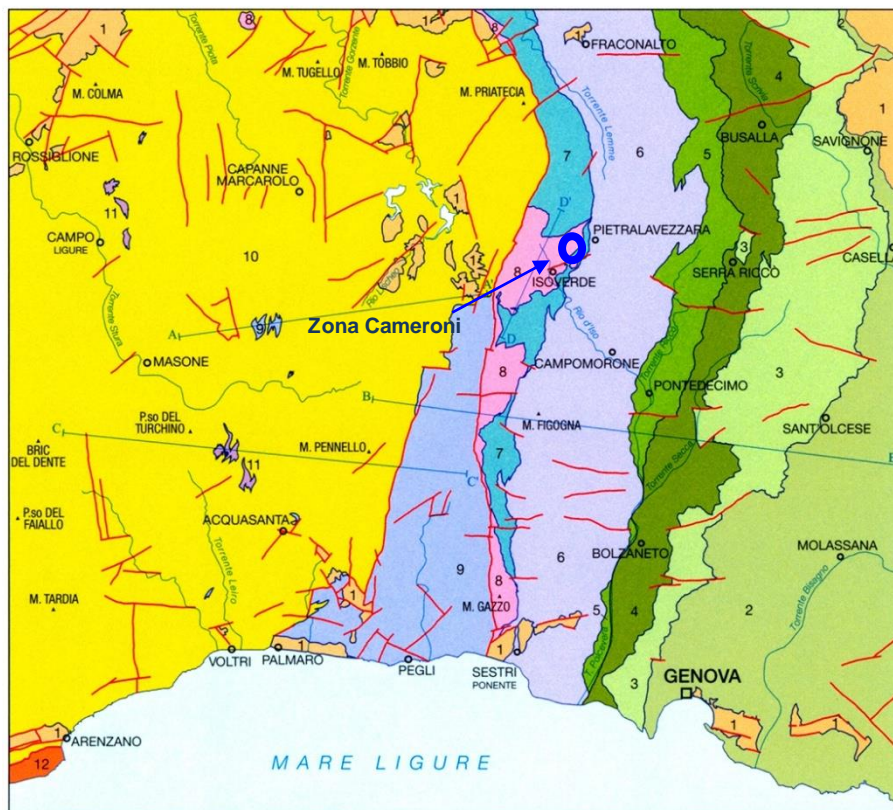
<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p style="text-align: center;">IG5102ECVROGN14G0001A00</p> <p style="text-align: right;">Foglio 7 di 40</p>

Il livello del metamorfismo è progressivamente decrescente passando dalle unità Cravasco-Voltaggio e Gazzo-Isoverde (facies scisti blu) all'Unità Figogna (facies pumpellyite-actinolite).

3. Il **dominio dei Flysch Appenninici**: è rappresentato dalle quattro unità tettoniche Mignanego, Montanesi, Ronco e Antola, sovrapposte con vergenza europea.

Procedendo verso est, il grado metamorfico decresce da basso a bassissimo nelle prime tre unità fino ad arrivare a condizioni di diagenesi per l'Unità Antola.

SCHEMA TETTONICO



- 1 DEPOSITI TARDO- E POST-OROGENICI
Successione del Bacino Terziario Piemontese, depositi pliocenici e quaternari
- 2 UNITÀ TETTONICA ANTOLA
Unità costituita da flysch, non metamorfica
- 3 UNITÀ TETTONICA RONCO
Unità costituita da flysch, a metamorfismo di anchizona
- 4 UNITÀ TETTONICA MONTANESI
Unità costituita da flysch, a metamorfismo di anchizona
- 5 UNITÀ TETTONICA MIGNANEGO
Unità costituita da flysch, a metamorfismo di anchizona
- 6 UNITÀ TETTONOMETAMORFICA FIGOGNA
Unità di crosta oceanica, a metamorfismo in facies pumpellyite-actinolite
- 7 UNITÀ TETTONOMETAMORFICA CRAVASCO - VOLTAGGIO
Unità di crosta oceanica, a metamorfismo in facies Scisti Blu (albite, clorite, Na-anfibolo, Na-pirosseno, lawsonite, pumpellyite, epidoto), con retrocessione moderata
- 8 UNITÀ TETTONOMETAMORFICA GAZZO - ISOVERDE
Unità di margine continentale, a sovrainpronta metamorfica di alta pressione
- 9 UNITÀ TETTONOMETAMORFICA PALMARO - CAFFARELLA
Unità di crosta oceanica, a metamorfismo in facies Scisti Blu (giaderite, Na-anfibolo, lawsonite), con retrocessione in facies Scisti Verdi più o meno pervasiva
- 10 UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VOLTRI
Unità di crosta oceanica e di mantello, a metamorfismo in facies Scisti Blu con eclogiti e riequilibratura in facies Scisti Verdi spesso pervasiva
- 11 UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ANGASSINO - TERMA
Unità di margine continentale, a sovrainpronta metamorfica di alta pressione
- 12 UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ARENZANO
Costituita da un Complesso di margine continentale, monometamorfico, a sovrainpronta metamorfica alpina da alta pressione a Scisti Verdi e da un Complesso di margine continentale, polimetamorfico, a metamorfismo pre-alpino in facies Anfibolitica e sovrainpronta metamorfica alpina da alta pressione a Scisti Verdi
- Limite stratigrafico — Contatto tettonico — Faglia A-A' Traccia di sezione geologica

Figura 1 - Schema tettonico dell'area interessata dal progetto (tratto dal foglio CARG "Genova").

La ZSV è in contatto a W con le unità tettonometamorfiche Voltri e Palmaro-Caffarella lungo una discontinuità regionale con direzione N-S, nota in bibliografia come *Linea Sestri-Voltaggio*; questo lineamento strutturale è classicamente ritenuto il limite fisico tra la catena alpina e quella

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 9 di 40

appenninica, anche se le interpretazioni sulla sua natura sono spesso discordanti: faglia trasforme (Elter & Pertusati, 1973), sovrascorrimento (Cortesogno & Haccard, 1984) o faglia estensionale (Hoogerduijn Strating, 1994).

Questa zona di deformazione regionale è attualmente ritenuta un canale di concentrazione preferenziale della deformazione che, lungo di essa, si è ripetutamente scaricata, in momenti diversi della storia evolutiva della catena e in regimi tettonici corrispondenti a livelli strutturali differenti (Capponi et al. 2009).

Ad E, la Zona Sestri-Voltaggio è in contatto con le unità tettoniche di basso grado che compongono il dominio dei Flysch Appenninici.

Il tracciato della linea AC/AV Milano-Genova si sviluppa, in territorio ligure, a cavallo delle unità tettonometamorfiche Palmaro-Caffarella e Sestri-Voltaggio. A scala locale, il territorio in cui si collocano il sito di intervento e le zone limitrofe, è ubicato nell'areale di affioramento della (ZSV); verranno quindi di seguito brevemente descritti i litotipi delle tre unità tettonometamorfiche che la compongono e cioè Cravasco-Voltaggio, Figogna e Gazzo-Isoverde.

Le sigle e le età geologiche riportate a fianco dei nomi delle formazioni descritte fanno riferimento alla legenda CARG.

4.1 Unità tettonometamorfica Gazzo-Isoverde

L'Unità Gazzo–Isoverde è costituita da un nucleo di dolomie di età norica (Dolomie del M.Gazzo), equivalenti alla Dolomia Principale del sudalpino, con al tetto lembi preservati di unità bacinali a sedimentazione mista carbonatica/silicoclastica (Serie di Gallaneto-Lencisa e meta-argilliti di Bessega).

4.1.1 Dolomie del Monte Gazzo

MDG, Carnico sup.–Norico (dG nella cartografia di PE)

Dolomie e calcari dolomitici, di colore da grigio chiaro a nerastro, ricristallizzati, spesso saccaroidi. Tessitura grossolanamente stratificata, con spessore degli strati variabile in media tra 0.5 e 2 m, ma con banchi potenti fino a 10 m ca., costituiti da strati decimetrici rinsaldati. Sono frequenti le intercalazioni di metapeliti e di calcari marnosi giallastri. La stratificazione non è sempre facilmente riconoscibile anche a causa della deformazione tettonica. Verso l'alto stratigrafico sono presenti filoni sedimentari e breccie intraformazionali ad intraclasti dolomitici scuri fino a nerastrati. Raramente sono conservate strutture sedimentarie (tappeti algali, oospariti, intramicrospariti e fossili). La porzione superiore della serie è costituita da dolomicriti nerastre e facies di breccia.

I sistemi di fratture presenti sono sede di frequenti fenomeni carsici, associati a condotti di dimensioni metriche, impostati lungo le discontinuità e particolarmente sviluppati nel settore centro-meridionale dell'unità. Il sistema carsico della Dolomia del Gazzo costituiva un acquifero significativo, che presumibilmente è stato modificato dalla perforazione del tunnel ferroviario di Borzoli, diretto al porto di Voltri. Tuttavia sul versante della Val Chiaravagna vi sono sorgenti

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 10 di 40

ancora attive. Sono inoltre presenti diverse cavità carsiche oggetto di esplorazione, segnalate nel database “Gestionale Speleologico Ligure” (<http://www.catastogrotte.net>).

4.1.2 *Gessi del Rio Riasso (“Gessi, anidriti e carniole” nella cartografia PE)*

GSR, Norico (gc nella cartografia di PE)

Si tratta di gessi saccaroidi associati a calcari vacuolari, brecce dolomitiche e anidriti, osservabili solo in alcuni limitatissimi affioramenti lungo il Rio Riasso e tra Cravasco e Isoverde.

Le note illustrative del foglio Genova riportano non meglio precisate “fonti storiche” da cui risulta che i gessi siano stati oggetto di coltivazione in sottosuolo nell'area tra Cravasco e il Passo della Bocchetta; nella zona di Isoverde sono riportati problemi di instabilità, a causa sia di fenomeni di dissoluzione, sia del probabile collasso di gallerie realizzate all'epoca della coltivazione.

Da una ricerca più approfondita sono emerse ulteriori informazioni di interesse, di cui si darà una descrizione più precisa nel successivo par. 4.1.2a.

Non sono noti in superficie affioramenti di anidriti, la cui presenza in profondità è però attestata da alcuni carotaggi profondi realizzati nell'area. È probabile che le anidriti esposte in superficie si siano idratate in gesso, mentre in profondità esse si siano mantenute inalterate.

L'associazione di questi litotipi suggerisce un ambiente costiero di transizione, con locali emersioni. La posizione stratigrafica di questa formazione è ambigua: per alcuni autori alla base della successione stratigrafica triassico-liassica, per altri al *top* delle dolomie e calcari dolomitici e al *bottom* dei Calcari di Gallaneto. Al *top* delle dolomie e dei calcari dolomitici sarebbe stato riconosciuto, nell'evoluzione del bacino deposizionale, un progressivo avvicinamento a condizioni evaporitiche. Le note illustrative del CARG propendono per questa seconda interpretazione.

4.1.2a *Cenni sui fenomeni di instabilità legati alla presenza di gessi nell'area di Isoverde*

L'area circostante l'abitato di Isoverde (Comune di Campomorone, GE) è stata interessata, in passato, da un'attività estrattiva relativamente diffusa in relazione alla presenza di lenti di gessi, riferibili alla formazione dei Gessi del Rio Riasso (cfr. § 4.1.2).

Le notizie bibliografiche più antiche risalgono alla prima metà dell'800 (Fusinieri, 1831; Barelli, 1835), da cui risulta che i gessi coltivati venivano già allora ampiamente impiegati nella produzione di calce; i gessi lavorati nelle fabbriche di Isoverde, di ottima qualità (almeno per l'epoca) provvedevano “... non solamente alla consumazione di Genova e suo circondario, ma ben anche ad altri paesi” (Barelli, 1835).

Di parte di queste coltivazioni, alcune delle quali anche effettuate in sotterraneo tramite la realizzazione di cunicoli di accesso, si è persa traccia nel tempo, cosicché lo sviluppo urbanistico del centro abitato ha portato a locali interferenze con le cavità sotterranee, il cui cedimento ha talora dato origine a fenomeni di dissesto a carico di edifici e infrastrutture (Vezzolla, 2006)

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG5102ECVROGN14G0001A00	Foglio 11 di 40

Secondo una relazione edita dalla società S.G.G. di Savona per la sistemazione del versante in prossimità della chiesa di Isoverde, in relazione alla presenza sprofondamenti superficiali legati al collasso di cavità nei gessi (Vezzolla, 2006), le coltivazioni a Isoverde avvenivano attraverso pozzi e gallerie suborizzontali, spinte fin sotto all'alveo del torrente e furono in gran parte abbandonate a causa di difficoltà nel contenimento delle piene, di fenomeni di dissoluzione di tipo carsico e dell'eccessiva vicinanza ad alcune case già costruite. Le ricerche storiche condotte dall'autore citano tra l'altro un verbale di sopralluogo dell'aprile 1908 in cui "... si fa riferimento ad alcune cave nella zona dei Piani di Iso ove esistevano cinque aree estrattive"; e poco oltre: "... già nel 1873 il Prefetto di Genova emetteva ordinanze di sospensione di alcune attività per gli effetti destabilizzanti indotti alla superficie".

Sempre secondo Vezzolla (2006) "... le cave aperte in zona dovrebbero essere almeno sei, di cui cinque nell'area del cimitero-campo sportivo e la sesta corrispondente all'alveo del Torrente Verde". I vecchi pozzi ad oggi non risultano più localizzabili direttamente né ispezionabili.

Diversi fornelli verificatisi nel tempo a Isoverde sono stati colmati periodicamente con inerte; tali vuoti interesserebbero principalmente il settore a monte del cimitero, il piazzale a valle della chiesa, il campo sportivo e la zona d'imbocco della prima tombinatura del rio Rizzolo.

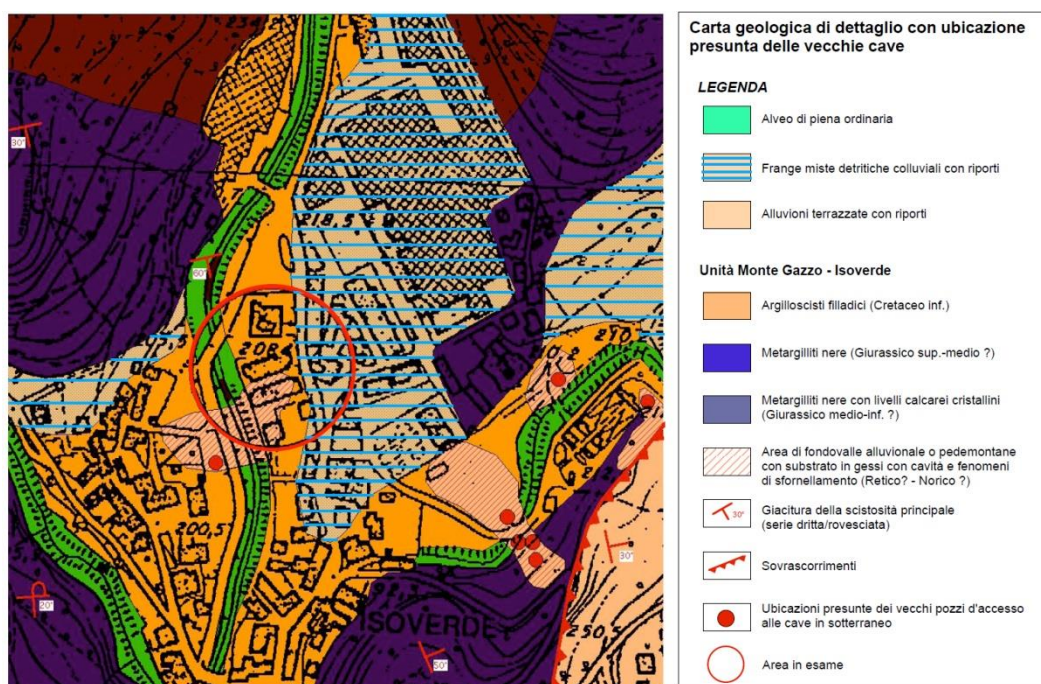


Figura 2 – Localizzazione dei principali pozzi (punti rossi) di accesso alle coltivazioni sotterranee nell'area urbanizzata di Isoverde (da Briano et al., 2009?).

Altri lavori di consolidamento, sempre a Isoverde, hanno riguardato il consolidamento del substrato di fondazione di alcuni edifici localizzati in Via Reborà, interessati da lesioni per progressiva accentuazione dei vuoti da dissoluzione nei gessi, legati principalmente a carsismo (Briano et al., 2011). Come riportato nel sito della società S.G.G. che è stata incaricata dell'intervento (<http://www.sggconsult.it>), "... il consolidamento è consistito nella creazione di un setto a bassa permeabilità in sponda sinistra del T. Verde, spinto fino alla profondità di circa 16 m al di sotto

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 12 di 40

dell'alveo, e delle cavità individuate in fase d'indagine", nella realizzazione di alcuni setti secondari e nella ricostruzione del muro d'argine.

In una seconda fase sono state realizzate iniezioni di intasamento dei vuoti presenti intorno agli edifici e opere di impermeabilizzazione e risistemazione dell'alveo del torrente, finalizzate a "... ridurre gli afflussi nelle vecchie gallerie estrattive e, pertanto, a rallentare i processi di dissoluzione accelerata della formazione gessosa ...".

4.1.3 Serie di Gallaneto-Lencisa

Le Formazioni dei Calcari di Lencisa e dei Calcari di Gallaneto sono difficilmente distinguibili sul terreno, se non in base all'analisi del contenuto paleontologico. Affiorano sul fianco nord-orientale e sul fianco meridionale dell'unità tettonometamorfica Gazzo-Isoverde.

4.1.3a Calcari di Lencisa

LEN, Sinemuriano-Pliensbachiano (eN nella cartografia di PE)

Metacalcari grigi, grigio-neri e nocciola, con intercalazioni di livelli metapelitici, liste e noduli di selce. La stratificazione è solitamente riconoscibile, anche se appare trasposta, mentre a seconda dei litotipi considerati può essere presente anche un clivaggio più o meno evidente. Lo spessore degli strati varia da centimetrico a decimetrico.

4.1.3b Calcari di Gallaneto

GLL, Norico-Hettangiano (cG nella cartografia di PE)

Metacalcari grigi più o meno micacei, alternati a scisti pelitici e marnosi; verso l'alto stratigrafico si rinvencono calcari cristallini puri. La stratificazione è generalmente ben riconoscibile, mentre lo sviluppo del clivaggio è poco pervasivo. Lo spessore degli strati varia da decimetrico a metrico.

4.1.4 Meta-argilliti di Bessega ("Argilloscisti neri" nella cartografia PE)

MBG, Lias Sup.-Dogger (Mn nella cartografia di PE)

Meta-argilliti scistose grigio-scuri e nere, più o meno siltose, organizzate in strati di spessore da centimetrico a decimetrico, con intercalazioni di calcari cristallini in strati da millimetrici a centimetrici. A tale unità sono state attribuite anche facies chiaramente scistose, a basso tenore in carbonati, organizzate in strati centimetrici talora filladici di colore bruno-grigiastro, che affiorano in modo discontinuo in sinistra idrografica della Val Bianchetta.

Le meta-argilliti di Bessega sono interpretate come depositi bacinali distali, disposti al tetto della successione Norica.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 13 di 40

4.2 Unità tettonometamorfica Cravasco-Voltaggio

L'unità tettonometamorfica Cravasco-Voltaggio affiora con maggiore continuità a nord di Pietralavezzara, mentre verso sud essa si chiude lateralmente, restando compresa tra le unità tettonometamorfiche Figogna e Gazzo-Isoverde. Le linee strutturali che delimitano l'unità a tetto e a letto immergono verso ENE con una giacitura che delinea una struttura regionale "a fiore", tipica di zone di taglio transpressive; in posizione intermedia tra le due unità si rileva un piano di possibile sovrascorrimento che porta a contatto gli scisti filladici di Larvego con le serpentiniti di Case Bardane.

4.2.1 Scisti filladici del Monte Larvego ("Argilloscisti filladici" nella cartografia PE)

LRV, Cretaceo inf. (f nella cartografia di PE)

Scisti filladici grigio-verdastri, fittamente laminati, con scistosità a spaziatura da millimetrica a centimetrica e superfici untuose al tatto e di aspetto sericeo, che in alterazione prendono un colore nocciola. Locali livelli di metasiltiti e metaareniti bruno scuro di spessore centimetrico e lenti di silice microcristallina biancastra, di spessore centimetrico. La scistosità principale descrive localmente pieghe da aperte a serrate.

Le filladi sono caratterizzate da diverse generazioni di scistosità, con fasce tettonizzate piuttosto ampie; gli affioramenti, a causa dell'alterazione, risultano di estensione ridotta, mascherati da una coltre detritica di alterazione piuttosto continua.

4.2.2 Calcari di Voltaggio

VOL, Malm? – Cretaceo Inf.? (cV nella cartografia di PE)

La formazione dei calcari di Voltaggio, nota anche con il termine di "calcaires pointillés" (Cortesogno & Haccard, 1979), affiora in forma di sottili scaglie essenzialmente a N di Cravasco; è costituita da calcari cristallini grigi, spesso a grana grossa, con livelli sottili ricchi in fillosilicati, che presentano almeno due scistosità sovrapposte (Marini, 1998). Generalmente questi litotipi presentano un'abbondante frazione quarzosa e micacea, indicante un'origine detritica.

Verso la parte basale della sequenza, al contatto con un orizzonte di diaspri, si possono incontrare alcuni metri di calcari cristallini bianchi, ricchi in quarzo microcristallino. Il limite stratigrafico inferiore è determinato dai diaspri o, in loro assenza, direttamente dall'unità basaltica di Cravasco; il limite stratigrafico superiore è rappresentato dal passaggio graduale agli scisti filladici.

L'ambiente di deposizione delle originarie sequenze calcareo-silicee e calcareo-marnose era presumibilmente di tipo pelagico. I calcari di Voltaggio presentano inoltre una spiccata analogia di facies con i calcari a Calpionella dell'Appennino settentrionale (Cortesogno & Haccard, 1984).

4.2.3 Metasedimenti silicei dell'Osteria dello zucchero

MHC, Malm? (d" nella cartografia di PE)

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 14 di 40

Si tratta di scisti silicei fortemente ricristallizzati di colore generalmente rossiccio, con contenuto variabile di fillosilicati e carbonati, nonché di metasedimenti silicei ematitici più o meno pelitici (ftaniti) a colorazione rosso-bruna, talora con livelli verdastri o grigi. Sono localmente presenti relitti di radiolari non determinabili. Alla base sono caratterizzati da livelli verdi, spesso a componente detritica, passanti a più rare metareniti ofiolitiche; seguono in successione livelli prevalentemente rossi o neri, raramente verdi. Sono caratterizzate da diverse superfici di foliazione e nei livelli metarenitici sono presenti degli anfiboli sodici. Gli spessori sono sempre ridotti e vanno da pochi metri e pochi centimetri, sia per una loro modesta potenza originaria, sia per fenomeni di elisione tettonica.

4.2.4 *Metabasalti di Cravasco*

CVS, Malm? (B" nella cartografia di PE)

I metabasalti di Cravasco sono litotipi spesso foliati, con metamorfismo in facies scisti blu. Il protolite era rappresentato da basalti oceanici, anche a grana grossa, sia massicci che con tessitura a pillow, brecciate o a pillow-breccia. Affiorano essenzialmente in corrispondenza dell'area di Cravasco, nel settore di Fraconalto e in alcuni lembi più sottili sul versante W del M. Figogna.

4.2.5 *Serpentiniti di Case Bardane ("Serpentiniti e serpentinoscisti e oficalci" nella cartografia PE)*

SPV, Dogger – Malm (Se" nella cartografia di PE)

Si tratta di serpentinita a crisotilo e antigorite con frequenti relitti mineralogici e tessiturali di lherzolite.

Le serpentinita, di colore da verdastro a grigio-verde chiaro, hanno tessitura da scistosa e intensamente laminata, con sviluppo di piani di clivaggio pervasivi, a spaziatura submillimetrica, con superficie liscia o untuosa al tatto; la tessitura può localmente divenire cataclastica, fino a ultracataclastica, in particolare in corrispondenza della zona di deformazione tettonica di Timone, un importante piano di taglio duttile-fragile che fa parte del più esteso sistema di deformazione della linea Sestri-Voltaggio.

All'interno delle serpentinita si riconoscono pieghe disarmoniche a scala da centimetrica a plurimetrica, riferibili a pieghe di trascinamento di una foliazione preesistente, sviluppatasi nell'ambito di zone di taglio. Le facies deformate (brecce, cataclasiti, ultracataclasiti e gouge) possono avvolgere litoni di forma amigdalare, meno deformati ma comunque intensamente fratturati e brecciati, da centimetrici a metrici. Localmente si osservano fasce brecciate con litoni allungati metrici o plurimetrici, circondati da zone di taglio cataclastico da decimetriche a metriche, percentualmente subordinate, che definiscono un pattern anastomosato.

Sono spesso presenti minerali asbestiformi visibili ad occhio nudo, concentrati lungo piani di frattura o in vene estensionali.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG5102ECVROGN14G0001A00
	Foglio 15 di 40

Le serpentiniti affiorano in lembi isolati tra gli scisti di Larvego (§ 4.2.1) e le argilliti di Bessega (§ 4.1.4), a sud e a est di Isoverde e Paravanico e non interessano il sito di intervento.

4.3 Unità tettonometamorfica Figogna

Include le formazioni degli argilloscisti di Murta, degli argilloscisti di Costagiutta, dei metacalcari di Erzelli, dei metasedimenti silicei della Madonna della Guardia, dei metabasalti del M. Figogna e delle serpentiniti del Bric dei Corvi (zona di deformazione di Scarpino). Di queste, solo le prime due interessano direttamente il settore in cui si situa l'intervento in progetto.

I metabasalti, relativamente indisturbati da Borzoli al M. Figogna, sono interessati, nel settore occidentale, da numerose faglie transpressive dirette N-S e a vergenza W, che delimitano dei *duplex* della sequenza serpentiniti-metabasalti.

Queste strutture sono associate a tessiture cataclastiche, soprattutto nelle serpentiniti, che nella sequenza serpentinite/basalto sembrano agire da orizzonte plastico, assorbendo la maggior parte della deformazione. A ridosso del limite occidentale dell'unità si osservano nuovamente scaglie dei termini bacinali sedimentari, pinzate tra le metabasiti e le unità Crvasco-Voltaggio e Gazzo.

Nel Foglio Genova del progetto CARG l'unità Figogna è interpretata come una serie ofiolitifera rovescia (fianco rovescio di una piega plurichilometrica coricata), successivamente ripiegata a formare una struttura regionale sinforme; le fasi deformative più recenti riattiverebbero i contatti tra le singole formazioni, costituendo superfici di scollamento principali lungo cui si determina un *thrusting* vero e proprio interno all'unità.

Secondo un'ipotesi alternativa, più coerente con osservazioni inedite di terreno (dati non pubblicati), la parte occidentale dell'unità Figogna ricade all'interno di una potente fascia di deformazione tettonica, che arriva a comprendere le dolomie del Gazzo, ed è caratterizzata da due piani di deformazione cataclastica di estensione regionale, riferibili a un regime deformativo di tipo transpressivo (*zona di deformazione di Timone*, coincidente con le serpentiniti di Case Bardane e *zona di deformazione di Scarpino*, coincidente con le serpentiniti del Bric dei Corvi).

Sulla base della ricostruzione dell'andamento regionale di queste zone di taglio, appare verosimile che la presunta struttura a piega rovesciata sia in realtà una zona a scaglie dove la sequenza dei litotipi è ripetuta per sovrascorrimento in un contesto regionale transpressivo, come del resto già messo in evidenza dalle note illustrative del CARG.

4.3.1 *Serpentiniti del Bric dei Corvi ("Serpentiniti, serpentinosciti e oficalci" nella cartografia PE)*

SPF, Dogger-Malm (Se' nella cartografia di PE)

Serpentiniti a crisotilo, antigorite e lizardite, a tessitura cataclastica con fenomeni di deformazione duttile legati a pieghe di trascinamento disarmoniche e a strutture di flusso cataclastico sviluppate attorno a litoni di relitti lherzolitici, serpentinitici o di oficalci. Sono localmente presenti filoni di metabasalti rodingitizzati.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 16 di 40

Sono distribuite sul fianco occidentale del M. Figogna e allungate in direzione N-S a definire una fascia di taglio cataclastico di potenza pluriettometrica, immergente verso E con inclinazioni medie comprese tra 45° e 65°.

4.3.2 *Metabasalti del Monte Figogna ("Metabasalti" nella cartografia PE)*

MBF, Malm (B' nella cartografia di PE)

Metabasalti massivi e a pillow, con orizzonti di breccie basaltiche a tessitura fluidale, più raramente in filoni massicci a tessitura doleritica. Localmente sono presenti metadioriti in filoni di spessore da decimetrico a metrico, a tessitura granulare, con fenomeni di autoclastesi ai bordi. I metabasalti si presentano poco deformati; un accenno di scistosità è più evidente dove si osserva lo stiramento dei pillow, che raramente è accentuato.

Nelle parti centrali della formazione si osservano breccie basaltiche non deformate, con matrice a tessitura fluidale evidenziata da tessiture vacuolari primarie preservate. Presso la cresta spartiacque del M. Figogna sono osservabili facies ialoclastitiche vere e proprie. Più a S, nella cava di Borzoli, ubicata nella parte bassa in asse alla struttura, sono presenti orizzonti di oficalci, interessati da campi di fratture tensionali suturate da calcite.

A N della dorsale del M. Figogna, i metabasalti affiorano in lembi allungati e discontinui, all'interno della formazione degli argilloscisti di Costagiutta (4.3.6), dove sono frequentemente associati a lembi di metasedimenti silicei (4.3.3), metacalcari (4.3.4) e metaoficalciti (4.3.5).

4.3.3 *Metasedimenti silicei della Madonna della Guardia*

MHF, Malm? (dM nella cartografia di PE)

Formano lembi sottilissimi e discontinui, sempre in associazione con i basalti nella caratteristica posizione stratigrafica che questi depositi conservano nelle successioni ofiolitifere. Possono essere rappresentati da scisti silicei, rossi o più raramente verdi e da ftniti zonate con sporadici livelli radiolaritici, oppure da scisti quarzosi rosso-rosati, fittamente foliati e con giunti e vene. Il loro spessore medio non supera di solito i pochi metri (Marini, 1998). Localmente sono intercalati a peliti grigie e possono presentare livelli inquinati da prodotti vulcanoclastici (zona ad ovest del M. Figogna; Cortesogno & Haccard, 1984). Differiscono dai diaspri appartenenti alle serie Liguridi, in quanto queste ultime mostrano caratteri marcatamente propri di radiolariti e selci.

4.3.4 *Metacalcari di Erzelli*

ERZ, Malm? – Cretacico Inf.? (cE nella cartografia di PE)

Calcari microcristallini finemente arenacei di spessore fino a pluridecimetrico, talora foliati, con giunti pelitici; in alcuni strati sono osservabili tracce di gradazione torbidity (Marini, 1998). Questa formazione è stata definita anche come "calcareniti" (Cortesogno & Haccard, 1984), e "calcaires en bancs" (Haccard, 1976).

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 17 di 40

La formazione è costituita da una sequenza serrata di strati deformati di calcari grigi a patina d'alterazione bianco-cinerina; sono riferibili a calcari micritici, spesso impuri per una più o meno abbondante frazione terrigena silicoclastica (soprattutto argilla e quarzo detritico) e con giunti di emipelagiti argillose nere; nelle zone ove questi sono più importanti, gli strati calcarei si presentano spesso boudinati. Accentuati processi di ricristallizzazione sono evidenziati dalla presenza di strati foliati con livelli di fillosilicati concentrati nell'intervallo pelitico maggiormente marnoso.

Gli strati calcarei maggiormente arenacei conservano alla base evidenti laminazioni sedimentarie e mostrano le caratteristiche di originarie torbiditi; la non trascurabile componente terrigena torbiditica farebbe presumere ambienti di deposizione pericontinentali (Marini, 1998).

La potenza è stimata in poche decine di metri, non superando i 50-60 metri nelle zone di migliore affioramento (Est di Erselli; M. Figogna).

4.3.5 *Metaoficalciti di Pietralavezzara*

PLV, Dogger? – Malm? (of' nella cartografia di PE)

Brecce tettoniche di fondo oceanico, talvolta rimaneggiate, a clasti prevalentemente serpentinitici e a cemento carbonatico, in corpi di dimensioni da decametriche a chilometriche affioranti principalmente tra Pietralavezzara e il Passo della Bocchetta.

4.3.6 *Argiloscisti di Costagiutta*

AGI, Cretacico inf. (AGI quando distinti nella cartografia di PE, aP quando indifferenziati)

Alternanze di argiloscisti e di calcari cristallini, metapeliti scistose grigio-nerastre, più o meno siltose, metasiltiti e metaareniti in strati centimetrici, con intercalazioni di metacalcilutiti siltose più o meno marnose, di colore grigio o grigio-bruno in strati e banchi, più frequenti alla base della sequenza.

Lo spessore degli strati è generalmente centimetrico, ma nella parte alta della sequenza si osserva stratificazione più irregolare con stati decimetrici ed interstrati pelitici foliati. Sono frequenti noduli allungati e liste di quarzo microcristallino biancastro. Le giaciture individuate sono frequentemente la media di una stratificazione disturbata da serie di pieghe più o meno frammentate; la scistosità descrive pieghe ad "S" decimetriche e pieghe strizzate centimetriche. Nel settore verso la Val Polcevera, la formazione mantiene una vergenza analoga alle altre unità riconosciute nella valle. L'unità affiora diffusamente ad E della dorsale del M. Figogna e in misura minore sul suo lato occidentale, dove il limite tettonico inferiore è il contatto con le unità Gazzo e Cravasco-Voltaggio. Nel settore meridionale affiora soprattutto lungo il T. Chiaravagna ed è segnalata in scavi di fondazione e sondaggi. Nel settore settentrionale si estende diffusamente fin oltre il confine regionale, da Pietralavezzara fin oltre Fraconalto.

4.3.7 *Argiloscisti di Murta*

AGF, Cretacico inf. (AGF quando distinti nella cartografia di PE, aP quando indifferenziati)

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 18 di 40

Alternanza di argilloscisti filladici grigio scuro e grigio argenteo, a patina sericitica, con intercalazioni di sottili straterelli calcarei di spessore centimetrico (1-2 cm), di metasiltiti e metaareniti fini di colore grigio chiaro, nocciola in alterazione, con laminazioni piano-parallele localmente convolute. Gli strati hanno generalmente spessore da centimetrico a decimetrico; sono presenti orizzonti con strati fino a 30 centimetri di argilliti e metasiltiti.

Il rapporto stratimetrico metaareniti/metapeliti è di 1:2. Le superfici di strato su roccia fresca sono normalmente lucide, con veli di sericite talcosa al tatto; presentano talvolta tracce di scivolamento ed aspetto vetrificato (fenomeni di dinamometamorfismo).

Possano essere presenti noduli allungati e liste di quarzo microcristallino biancastro. I limiti con le Unità sopra e sottostanti sono di tipo tettonico.

Al suo interno l'unità presenta giaciture vergenti ad E, presso il limite con il Flysch di Mignanego; spostandosi verso W le giaciture seguono l'andamento delle pieghe alla macroscale, ma sono raramente significative, poiché la stratificazione è disturbata da fitte sequenze di pieghe strizzate a piccolo raggio con assi orientati circa NNE-SSW.

L'unità mostra intensi fenomeni di alterazione, infatti l'orizzonte pedogenizzato può superare i 4 m di spessore, senza contare l'accumulo di detrito di versante. I processi pedogenetici conferiscono alle superfici sericitiche un tipico aspetto di color nocciola grigiastro chiaro.

L'unità affiora in una fascia allungata N-S, da Sampierdarena a Campomorone e oltre, in territorio piemontese, separando verso est gli argilloscisti di Costagiutta dall'unità flyschoidale di Mignanego (dominio dei Flysch Appenninici).

4.4 Depositi pliocenico-quadernari

L'area di studio presenta caratteristiche differenti a seconda dei litotipi che costituiscono il substrato. Non essendo mai stata soggetta a glaciazioni, i meccanismi evolutivi predominanti sono guidati dalla pedogenesi, dalla gravità e dalle acque superficiali.

4.4.1 Coltri superficiali di versante

Hanno caratteri differenti a seconda della litologia del substrato:

- in generale metabasalti, lherzoliti e serpentiniti sono caratterizzati da coltri di detrito di versante di spessore esiguo, a granulometria grossolana, con affioramenti frequenti e di buon rilievo morfologico;
- serpentiniti tettonizzate, calcescisti e metagabbri sono invece marcatamente soggetti ai fenomeni pedogenetici; spesso in affioramento si osserva l'orizzonte C del suolo - denudato dall'erosione - in cui si riconoscono ancora i principali caratteri tessiturali (foliazione, pieghe) e il litotipo originario si presenta argillificato. In queste condizioni sulle parti basse dei versanti si accumulano depositi medio-fini con spessori anche superiori ai 3-4 m.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 19 di 40

- I litotipi argillitici e flyschoidi della Val Polcevera sono molto sensibili alla pedogenesi; e in tutta l'area l'orizzonte di decarbonatazione si spinge nel substrato fino a 3-4 m di profondità ad eccezione delle aree di cresta, maggiormente soggette all'erosione, dove è possibile individuare affioramenti più estesi; la parte bassa dei versanti presenta coperture di detrito di versante (tipicamente un diamicton a supporto di matrice limoso-sabbioso-argilloso) che superano generalmente i 3 m di spessore.

4.4.2 *Accumuli di frana*

Nell'area di studio è presente un numero relativamente esiguo di depositi di frana. Sulle successioni flyschoidi della Val Polcevera i depositi di frana sono generalmente poco potenti, impostati nei depositi di versante a granulometria fine e costituiti da una frazione lamoso-argillosa non trascurabile, quindi almeno parzialmente coesivi; si attivano per lo più come colate, ma perdono rapidamente evidenza morfologica a causa della densa vegetazione.

Modesti corpi franosi interessano i versanti impostati nelle metabasiti e metaultrabasiti, dove sono solitamente costituiti da accumuli caotici di ciottoli e blocchi in matrice ghiaioso-sabbiosa localmente scarsa o assente.

Locali depositi di frana di crollo sono presenti alla base delle pareti rocciose e sono costituiti da blocchi di pezzatura da decimetrica a plurimetrica in scarsa o assente matrice ghiaioso-sabbiosa, non coesiva.

4.4.3 *Depositi alluvionali*

Sono costituiti principalmente da ghiaie medie e grossolane a matrice sabbiosa e da ghiaie e sabbie limose.

I torrenti minori dell'area, tributari del Polcevera (che è il principale corso d'acqua dell'area e quello in cui i depositi alluvionali sono più sviluppati), presentano sempre materassi alluvionali costituiti da ghiaie sabbiose di spessore per lo più inferiore a 1-2 m lungo i tratti d'asta montani, che aumenta rapidamente allo sbocco sulla stretta fascia costiera.

La Val Polcevera è occupata in buona parte da depositi alluvionali grossolani, con spessori che variano da pochi metri fino a decine di metri di profondità. Dati di sondaggi mettono in evidenza anche settori con matrice a forte componente limosa e subordinatamente argillosa. Verso lo sbocco a mare tali livelli raggiungono un notevole spessore (pluridecimetico). Lo spessore dei depositi alluvionali (Pliocene inferiore) è per lo più irregolare poiché essi colmano una superficie erosionale che, verso il settore a mare, può raggiungere i - 30/- 35 m rispetto all'attuale livello marino.

4.5 **Corrispondenza tra le unità descritte nel PD e le unità CARG**

All'interno delle tre unità del basamento pre-quadernario descritte nei paragrafi precedenti, i limiti stratigrafici originari sono sovente trasposti ma localmente possono ancora essere considerati

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
IG5102ECVROGN14G0001A00		Foglio 20 di 40

come contatti stratigrafici; all'interno delle zone di taglio milonitiche, tutti i contatti litologici sono di natura tettonica e sono definiti da un'intensa deformazione di tipo milonitico.

La descrizione litostratigrafica delle varie unità è già stata affrontata, secondo le interpretazioni più aggiornate contenute nelle note illustrative del Foglio CARG "Genova" (Capponi et al., 2009). Di seguito viene riportata una tabella comparativa in cui sono indicate le corrispondenze tra la nuova terminologia CARG e la terminologia adottata in base agli studi pre-2009 e utilizzata nell'ambito del Progetto Esecutivo (2004).

Foglio 213-230 Genova Cartografia Geologica d'Italia Scala 1:50.000			Tratta AC/AV Milano-Genova "Terzo Valico dei Giovi" Progetto Definitivo			Tratta AC/AV Milano-Genova "Terzo Valico dei Giovi" Progetto Esecutivo		
		ANT		Calcari dell'Antola	An			-
Unità Figogna	Argilloscisti di Murta	AGF	Unità Timone – Bric Teiolo	Argilliti a Palombini del passo della Bocchetta	aP	Unità Figogna	Argille a Palombini del passo della Bocchetta, dove possibile distinte in AGF e AGI	aP
	Argilloscisti di Costagiutta	AGI		Metargilliti con abbondanti essudati di quarzo	ma		Metacalcari di Erzelli	cE
	-	-		Calcari di Erselli	cE		Metasedimenti silicei della madonna della Guardia	dM
	Metacalcari di Erzelli	ERZ		Scisti silicei	d'		Metabasalti	B'
	Metasedimenti silicei della madonna della Guardia	MHF		Metabasalti	B'		Serpentiniti , serpentinocisti e oficalci	Se'
	Metabasalti del Monte Figogna	MBF		Serpentiniti , serpentinocisti e oficalci	Se'		-	-
	Serpentiniti del Bric dei Corvi	SPF		-	-		Metaoficalciti di Pietralavezzara	of'
	Metaoficalciti di Pietralavezzara	PLV		-	-			
Unità Cravasco-Voltaggio	Scisti filladici del monte Larvego	LRV	Unità Cravasco-Voltaggio	Metargilliti filladiche	f	Unità Cravasco-Voltaggio	Argilloscisti filladici	f
	Calcari di Voltaggio	VOL		Calcari di Voltaggio	cV		Calcari di Voltaggio	cV
	Metasedimenti silicei dell'Osteria dello zucchero	MHC		-	-		Metasedimenti silicei dell'Osteria dello zucchero	d''
	Metabasalti di Cravasco	CVS		Metabasalti	B''		Metabasalti di Cravasco	B''
	Metagabbri del Monte Lecco	MGC		Metagabbri	mG		Metagabbri	mG
	Serpentiniti di Case Bardane	SPV		Serpentiniti e serpentinocisti	Se''		Serpentiniti e serpentinocisti	Se''
	-	-		-	-		Metaoficalciti	of''
Unità Gazzo-Isoverde	Meta-argilliti di Bessega	MBG	Unità Monte Gazzo- Isoverde	Metargilliti nere	Mn	Unità Gazzo -Isoverde	Argilloscisti neri	Mn
	Calcari di Lencisa	LEN		Calcari di Gallaneto	cG		Calcari di Lencisa	eN
	Calcari di Gallaneto	GLL		Calcari di Gallaneto	cG		Calcari di Gallaneto	cG
	Gessi del Rio Riasso	GSR		Gessi, anidriti e carniole	gc		Gessi, anidriti e carniole	gc
	Dolomie del Monte Gazzo	MDG		Calcari dolomiti del Monte Gazzo	dG		Dolomie del Monte Gazzo	dG

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 21 di 40

L'opera, che ha comunque una dimensione piuttosto contenuta, si colloca al contatto tra litotipi dell'Unità Gazzo-Isoverde e litotipi milonitici che sottolineano il contatto tra la suddetta unità e l'Unità Figogna. Nella sua parte più occidentale essa interessa un ammasso non milonitico o poco milonitico composto da argilloscisti neri (Mn) e calcari di Gallaneto (cG) dell'Unità Gazzo-Isoverde, mentre nel settore est essa interessa litotipi degli argilloscisti filladici (f) milonitici di probabile derivazione dall'Unità Cravasco-Voltaggio che, come detto in precedenza sottolineano il contatto con l'Unità Figogna, posta più a est e non direttamente coinvolta dagli scavi del camerone.

4.6 Descrizione dell'assetto geologico-strutturale regionale

Le diverse unità tettonometamorfiche presenti nell'area sono caratterizzate da un'evoluzione polifasica definita da almeno quattro eventi deformativi principali, le cui tracce sono sia osservabili direttamente in affioramento (pieghe e associazioni strutturali correlate), sia deducibili indirettamente in base a considerazioni cartografico-strutturali (eventi deformativi D3 e D4 nelle unità flyschoidi; Capponi & Crispini, 1997).

Le associazioni strutturali legate ai diversi eventi deformativi sono chiaramente riferibili a traiettorie seguite dai volumi rocciosi attraverso livelli crostali progressivamente più superficiali.

4.6.1 Gli eventi deformativi D1 e D2

I primi due eventi (D1 e D2) hanno caratteri geometrici simili e sono rappresentati prevalentemente da sistemi di pieghe isoclinali-traspositive espresse a tutte le scale. Il piegamento D1/D2 è responsabile della parallelizzazione delle superfici preesistenti alle nuove foliazioni di piano assiale, con la conseguente formazione di una superficie composita, pervasiva a scala regionale, nel seguito definita Scistosità Principale (SP). Questa foliazione è generalmente quella più penetrativa alla scala dell'affioramento.

La SP origina quindi da pieghe di fase D1/D2 secondo assi orientati in varie direzioni, ma in media con direzione prevalente tra NW-SE a E-W, con immersione sia verso i quadranti orientali che verso quelli occidentali. I piani assiali immergono in varie direzioni, sebbene l'immersione più frequente sia quella a medio-alto angolo verso E; l'inclinazione della SP aumenta procedendo da W a E, fino a divenire subverticale in corrispondenza della Zona Sestri-Voltaggio.

Le pieghe D1/D2 sono distinguibili con sicurezza solo quando sono sovrapposte geometricamente, generalmente secondo figure di interferenza di tipo 3 (Ramsay, 1967); nelle unità tettonometamorfiche, a causa dell'elevata componente di deformazione non coassiale che ha caratterizzato i primi due eventi deformativi, queste strutture possono assumere morfologie variabili tra le pieghe cilindriche e le pieghe a guaina (Capponi & Crispini, 2002).

Nelle unità Palmaro-Caffarella, Cravasco-Voltaggio e Gazzo-Isoverde, le strutture D1/D2 sono coeve con la facies metamorfica scisti blu. Nell'unità Figogna, le paragenesi sin-D1/D2 sono quelle tipiche della facies a pumpellyite-actinolite (Crispini & Capponi, 2001).

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 22 di 40

L'eterogeneità della propagazione e della distribuzione della deformazione sin-D2, tra l'unità Voltri e le unità della Zona Sestri-Voltaggio, potrebbe rappresentare un effetto dell'attività della Linea Sestri-Voltaggio già a partire dagli stadi finali dell'evento D2 sin-scisti verdi (Crispini & Capponi, 2001). In particolare, l'anisotropia reologica rappresentata dal contatto tra le rocce dell'unità Voltri e i litotipi carbonatici dell'unità Gazzo-Isoverde avrebbe rappresentato un importante fattore di controllo per la localizzazione delle Linea Sestri-Voltaggio (Capponi & Crispini, 2002).

Il ruolo della Linea Sestri-Voltaggio e, più in generale, l'architettura della zona di contatto tra le Alpi occidentali e l'Appennino settentrionale in Liguria centrale, vanno infatti inquadrati nell'evoluzione geodinamica tardo-eocenica/miocenica del cosiddetto "Nodo Ligure" (Laubscher et al., 1992), caratterizzata dalla convergenza obliqua tra la placca Adria e quella europea, a causa del movimento verso NW della placca Adria, che avrebbe indotto la contemporanea rotazione antioraria della microplacca corso-sarda.

Gli effetti dei conseguenti retroscorrimenti delle Alpi liguri sulle unità appenniniche e dell'indentazione complessa della crosta europea e adriatica si sarebbero prevalentemente manifestati con eventi deformativi caratterizzati dalla coesistenza di strutture fragili-duttile e fragili legate a identiche condizioni termobariche.

Nelle unità Cravasco-Voltaggio e Gazzo-Isoverde le deformazioni D1/D2 per piega sono seguite da una fase di sovrascorrimento (Sth2) che si è sviluppata al limite tra le facies metamorfiche scisti verdi e pumpellyite-actinolite. La vergenza principale di questa fase di sovrascorrimento sembra essere verso S e SW, anche se esse sono deformate dalla successiva fase di piegamento D3 che ne causa frequenti variazioni di immersione.

4.6.2 *L'evento deformativo D3*

In accordo con quanto sopra detto, il successivo evento deformativo D3, coevo con facies metamorfiche comprese tra scisti verdi e scisti verdi inferiore, risulta caratterizzato dalla coesistenza di sistemi di pieghe e zone di taglio le cui caratteristiche testimoniano un'evoluzione progressiva della deformazione verso livelli strutturali più superficiali (Capponi & Crispini, 2002).

Le pieghe D3 sono strutture da decimetriche a decametriche con profili aperti, assi debolmente inclinati sia verso NE che verso SW e piani assiali sub-orizzontali o a basso angolo di immersione verso SE, frequentemente riattivati come zone di taglio fragili-duttile a basso angolo. Questo evento plicativo, scarsamente scistogeno, piega ad alto angolo la foliazione composita regionale e i fianchi delle strutture D1/D2 ed è espresso in modo omogeneo nel settore oggetto di studio.

Al piegamento sin-D3 sono associati sistemi di zone di taglio inverse da duttili a fragili-duttile, poco inclinate, con caratteri tipici di processi deformativi assistiti da intense attività di fluidi carbonatici, come nei sistemi idrotermali a controllo tettonico. L'azione metasomatica è stata tale da idratare e carbonatare le rocce incassanti, trasformandole; ad esempio, le serpentiniti sono state trasformate in scisti a clorite, tremolite e actinolite, oppure in serpentiniti carbonatate.

Queste zone di taglio rappresentano probabilmente strutture sviluppatesi progressivamente in un ampio intervallo di tempo, in quanto esse possono sia tagliare le pieghe D3, sia essere piegate da

<p>GENERAL CONTRACTOR</p>  <p>CODIV Consorzio Collegamenti Integrati Veloci</p>	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p>  <p>ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE</p>
	<p>IG5102ECVROGN14G0001A00</p> <p>Foglio 23 di 40</p>

queste, secondo assi sub-orizzontali NE-SW. Le analisi cinematiche condotte dagli autori citati suggeriscono per l'evento D3 una direzione regionale di raccorciamento finito diretta NW-SE.

4.6.3 L'evento deformativo D4

L'evento deformativo D4 è espresso in modo omogeneo da un'associazione strutturale costituita da pieghe, sovrascorrimenti e sistemi di faglie.

Le pieghe D4 hanno profili aperti, lunghezza d'onda plurichilometrica e assi sub-orizzontali diretti tra N-S e NW-SE. I piani assiali sono caratterizzati da direzioni N-S e NW-SE, inclinazione a basso angolo verso W e sono talora associati a minerali della facies a zeolite. Si tratta di strutture fortemente asimmetriche, con una marcata vergenza verso E-NE.

In diversi settori dell'unità Voltri le pieghe D4 deformano i livelli di età oligocenica del Bacino Terziario Piemontese (Capponi et al., 2001) senza tuttavia coinvolgere i termini del Miocene inferiore; grazie a questi vincoli stratigrafici è quindi possibile delimitare l'evento D4 alle fasi iniziali del Miocene inferiore.

I fianchi delle pieghe D4 sono frequentemente riattivati come sovrascorrimenti con direzioni di trasporto E-NE, associati allo sviluppo di livelli di potenza fino a decametrica di rocce di faglia di diverso tipo. Queste strutture sono caratterizzate da fronti a persistenza chilometrica e sono associate a mineralizzazioni a zeolite, clorite e carbonati, indicative di livelli crostali piuttosto superficiali.

A questo evento deformativo vengono inoltre riferiti sistemi di faglie particolarmente ben espressi nel settore orientale dell'Unità Voltri in prossimità del contatto con la Zona Sestri-Voltaggio. Sulla base dell'orientazione e dei caratteri cinematici delle strutture più frequenti e persistenti è possibile definire due diversi domini strutturali (Capponi et al., 2009), uno a Nord e l'altro a Sud del settore di contatto; nel dominio settentrionale, le faglie hanno direzioni NW-SE e NE-SW, mentre in quello meridionale sono presenti faglie dirette N-S e NE-SW.

Le faglie di tutti e due i domini sono subverticali, associate a livelli di rocce di faglia di potenza da decimetrica a metrica e caratterizzate da strie da sub-orizzontali a moderatamente inclinate, con sensi di movimento prevalentemente destri, molte volte di tipo inverso. Nelle zone di faglia N-S e NW-SE sono inoltre comuni strutture a fiore positivo. L'andamento della Zona Sestri-Voltaggio, delimitata da queste strutture, è caratterizzato a N da direzioni NW-SE, al centro da direzioni NNE-SSW e infine a S da direzioni N-S.

Le faglie del sistema NE-SW, sempre subverticali, sono solitamente più corte delle precedenti e possono tagliare i sistemi di faglie longitudinali N-S e quelli NW-SE. Queste strutture sono localmente molto frequenti, definendo zone di concentrazione della deformazione, oppure possono assolvere al ruolo di svincoli meccanici (*tear faults*) dei sistemi di sovrascorrimenti D4 sopra descritti.

Altri sistemi di faglie minori sono costituiti da faglie normali dirette NNE-SSW e WSW-ENE e da sistemi tardivi diretti E-W, anche di lunghezza chilometrica, i quali possono tagliare tutte le strutture descritte.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p>IG5102ECVROGN14G0001A00</p> <p style="text-align: right;">Foglio 24 di 40</p>

In tutti i diversi sistemi di faglie sono comuni fenomeni di riattivazione tardiva con movimenti di tipo normale.

Le associazioni strutturali D4 sono geometricamente e cinematicamente congruenti con un raccorciamento regionale NE-SW, responsabile di un regime transpressivo destro attivo fino all'inizio del Miocene inferiore. Questo quadro cinematico sarebbe in accordo con il contesto geodinamico oligocenico-miocenico di questo settore della catena alpina, caratterizzato dalla tettonica transpressiva legata alla convergenza obliqua delle placche europea e adriatica. In particolare la zona Sestri-Voltaggio rappresenterebbe un sistema di svincolo destro di ordine minore, necessario ad accomodare la trascorrenza regionale sinistra del bordo meridionale della placca Adria (Capponi et al. 2009).

5 ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE LOCALE

Alla scala locale, l'area di intervento si colloca in una stretta fascia di contatto tra le unità Figogna a ESE, Cravasco-Voltaggio nel settore centrale e Gazzo-Isoverde a WNW.

Il settore compreso tra Isoverde e il Passo della Bocchetta costituisce una zona particolarmente importante a causa della sua complessità geologica. In questo settore affiora il contatto tra l'unità Figogna (*"Unità Timone - Bric Teiolo"* auct.), costituita prevalentemente da meta-argilliti e l'unità Gazzo-Isoverde, costituita in prevalenza da rocce carbonatiche, che ospita alcuni sistemi carsici di notevole interesse.

Verso nord, è presente anche il contatto tra l'unità Gazzo-Isoverde e l'unità Cravasco-Voltaggio, composta da rocce basiche e meta-argilliti.

La natura tettonica dei contatti tra le tre unità affioranti nell'area è chiara, in base ai numerosi lavori svolti, parte dei quali è citata in bibliografia. Da questi lavori, e dai rilievi geologici eseguiti nello specifico per il progetto AV/AC Milano-Genova, emerge chiaramente come i diversi contatti non possano essere definiti come superfici individuali, ma piuttosto come volumi rocciosi, o fasce, di potenza decametrico-ettometrica, che rappresentano zone di taglio duttile con struttura a scaglie tettoniche; queste zone di taglio inglobano litotipi provenienti dalle unità limitrofe e presentano quindi una notevole eterogeneità litologica.

Più in particolare l'unità Gazzo-Isoverde è separata verso S e SE dall'unità Figogna, attraverso una zona di taglio duttile o zona a scaglie a direzione circa WSW-ENE, con immersione verso SE nel settore di Isoverde, che ruota progressivamente fino ad orientarsi con direzione SSW-NNE e immersione verso ESE nel settore di Pietralavezzara.

Verso N la medesima unità Gazzo-Isoverde, è separata dall'unità Cravasco-Voltaggio da una zona di taglio duttile a scaglie del tutto analoga alla precedente, di cui rappresenta un ramo con diversa orientazione, che ha direzione media WSW-ENE e immersione verso SE.

Le due zone di taglio convergono fino a congiungersi nel settore a nord di Pietralavezzara, elidendo l'Unità Triassico-Liassica verso est.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 25 di 40

Come detto in precedenza queste zone di taglio sono elementi deformativi di tipo duttile con riattivazioni o evoluzione in regime duttile-fragile e sono costituite da *miloniti* derivate dai litotipi originariamente appartenenti alle unità messe a contatto dalle zone di taglio stesse e da scaglie dei medesimi litotipi con minor grado di deformazione interna e parziale o totale preservazione delle strutture pre-milonitiche.

Vi prevalgono quindi meta-argilliti fortemente laminate, di aspetto filladico, derivate sia dalle meta-argilliti delle unità Cravasco-Voltaggio (e probabilmente anche dell'unità Figogna, benché in carta esse siano state sempre riferite all'unità Cravasco-Voltaggio dal momento che i due litotipi risultano sostanzialmente indistinguibili), sia dalle meta-argilliti liassiche dell'unità Gazzo-Isoverde. Le scaglie (litoni), di dimensioni da decametriche a ettometriche, sono costituite da serpentinoscisti, gessi e carnioli, calcari e metabasalti laminati.

Nel presente rapporto, per quanto riguarda le caratteristiche litologiche dei litotipi affioranti nell'area di intervento, si può fare riferimento alle descrizioni riportate nella parte generale (Capitolo 4), dal momento che i nuovi rilevamenti di dettaglio eseguiti nell'ambito del Progetto Esecutivo non hanno determinato particolari revisioni di tale aspetto. Per le tematiche geologico-strutturali si può invece fare riferimento ai paragrafi che seguono, dal momento che per questi aspetti i nuovi rilevamenti eseguiti hanno apportato nuove informazioni rilevanti ai fini della definizione geometrica tridimensionale dei diversi corpi geologici.

5.1 Assetto strutturale

5.1.1 Strutture duttili sin-metamorfiche

Nell'area compresa tra Cravasco e Isoverde, i litotipi delle diverse unità presentano una scistosità "S1" o un layering metamorfico associato a pieghe isoclinali sradicate o serrate (Figura 3 sinistra), che possono essere riferiti a una o più fasi deformative, verosimilmente coincidenti con la "fase D1" (Crispini & Capponi, 2001; Capponi et al., 2009; cfr. § 4.6.1). Talora, soprattutto nelle Dolomie del Monte Gazzo, sono tutt'ora preservate delle superfici litologiche primarie, evidenziate da strati con diversa colorazione, che nel presente rapporto sono stati indicati come S0. Una successiva fase deformativa ha prodotto il piegamento con stile da serrato a chiuso di questa scistosità principale (es.: Figura 3 destra). Alle pieghe serrate di questa fase è talora associato, nei litotipi più scistosi, lo sviluppo di una nuova foliazione di piano assiale (S2). Per contro nei litotipi maggiormente carbonatici o comunque non particolarmente scistosi non si sviluppa una nuova scistosità ma un clivaggio di piano assiale con spaziatura variabile (nel seguito sempre riferito come S2). Questo evento deformativo è verosimilmente riferibile alla fase deformativa D2 (Crispini & Capponi, 2001; cfr. § 4.6.1). A causa dello stile spesso da isoclinale a serrato delle pieghe D1 e D2, le superfici S1 e S2 formano sovente angoli di incidenza molto ridotti.

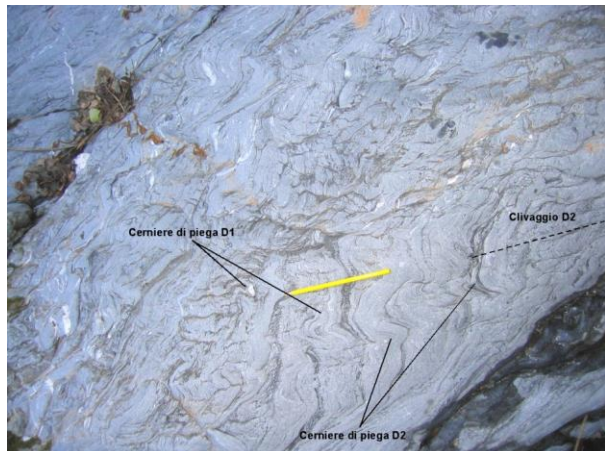
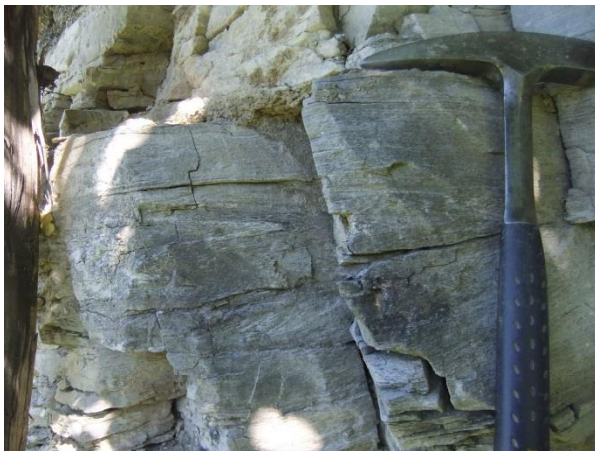


Figura 3 – Foto sinistra – Pieghe serrate a fianchi dritti (tipo 3 di Ramsay, 1967), riferibili alla fase deformativa D1 nei calcari di Voltaggio. Foto destra - Figure di interferenza tra pieghe isoclinali di fase D1 e pieghe chiuse di fase D2 nei calcari di Gallaneto dell'unità Cravasco-Isoverde.

Le pieghe della fase deformativa D2 divengono più serrate e progressivamente più traspositive, fino a isoclinali e totalmente traspositive man mano che ci si avvicina alle fasce milonitiche (Figura 4). Questo fenomeno è particolarmente evidente per la fascia milonitica che separa l'Unità Monte Gazzo – Isoverde dall'Unità Timone – Bric Teiolo e sembrerebbe quindi indicare una co-geneticità delle pieghe D2 e delle miloniti. La scistosità all'interno delle fasce milonitiche dovrebbe quindi essere rappresentata da una $S_{2_{myl}}$ (S_2 milonitica), ad eccezione delle lenti o litoni meno deformati dove può essere preservata una scistosità S_1 pervasivamente deformata da pieghe serrate relative alla fase deformativa D2.

In sintesi quindi lo sviluppo delle miloniti che separano l'unità Gazzo-Isoverde dall'unità Figogna può essere attribuito alla fase deformativa D2; è comunque certo che lo sviluppo di questi contatti sia precedente alla fase D3, poiché questa deforma le scistosità milonitiche.

Per le miloniti che separano l'unità Cravasco-Voltaggio dall'unità Gazzo-Isoverde, i rapporti con gli altri elementi deformativi sono meno chiari, tuttavia anche queste miloniti sono sicuramente precedenti rispetto alla fase D3, che le deforma visibilmente.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 27 di 40



Figura 4: Foto sinistra – Pieghe da serrate a chiuse di fase D2 negli Argilloscisti neri dell'unità Cravasco Isoverde. Foto destra – Pieghe isoclinali traspositive di fase D2 negli Argilloscisti neri di una fascia milonitica duttile nella valle del Rio Gallaneto.

Sia la scistosità S1 preservata all'interno delle unità meno deformate, sia la scistosità S2 pervasiva all'interno delle fasce di miloniti, sono piegate da una successiva fase deformativa D3 a pieghe aperte, mediamente vergenti verso SW e con assi ad orientazione media SW-NE (cfr. Figura 11).

5.1.2 Strutture fragili post-metamorfiche

La fase deformativa D3, nell'area esaminata, è seguita dallo sviluppo di faglie, coerentemente con la transizione di questo settore di catena verso livelli crostali più superficiali.

Il sistema principale osservato in un intorno vasto dell'area di studio è costituito da strutture subverticali transpressive sinistre, con direzione da N10°E a N30°E (Figura 5); vi si associano fasce decametriche di brecce tettoniche e *gouge* all'interno dei litotipi più rigidi, quali serpentiniti (Figura 6), metabasalti e calcari dolomitici. Va comunque rilevato che nessuna struttura importante di questo tipo ricade direttamente nei dintorni del tracciato della Finestra Cravasco.

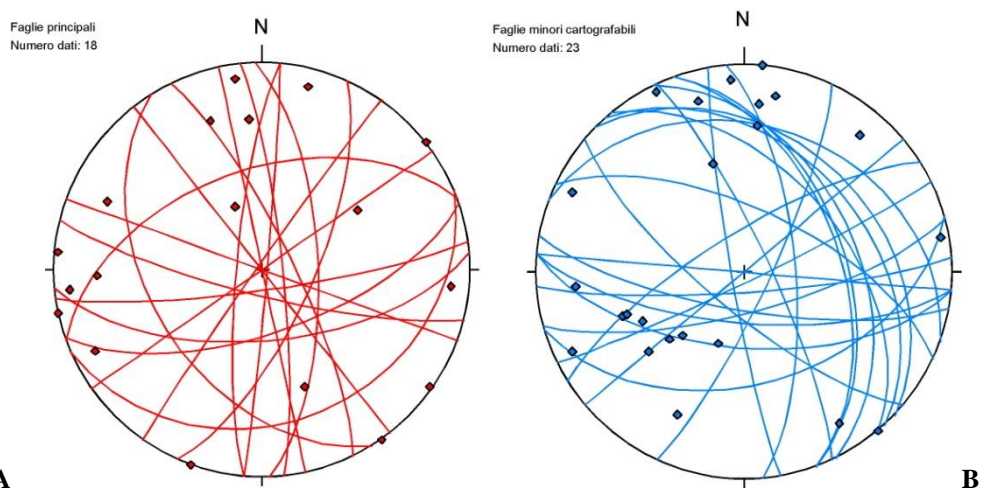


Figura 5 – Set di faglie cartografabili osservate nella zona di Cravasco-Isoverde. A: faglie principali (con potenza delle rocce di faglia superiore a 100 cm); B: faglie minori (con rocce di faglia di spessore centimetrico-decimetrico). Proiezione equiareale di Schmidt, emisfero inferiore.



Figura 6 - Zona di deformazione cataclastica associata a una faglia di direzione circa N-S, cava di Pietra Cucco a N di Pietralavezzara.

All'interno degli argilloscisti e delle facies milonitiche la deformazione cataclastica sembra più circoscritta, probabilmente perché parte della deformazione fragile si scarica nell'ammasso attraverso la riattivazione delle superfici di scistosità. È probabile che in tali litofacies la

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG5102ECVROGN14G0001A00	Foglio 29 di 40

deformazione si esprima attraverso uno sciame di superfici discrete minori, con rocce di faglia di spessore al massimo decimetrico (Figura 7).

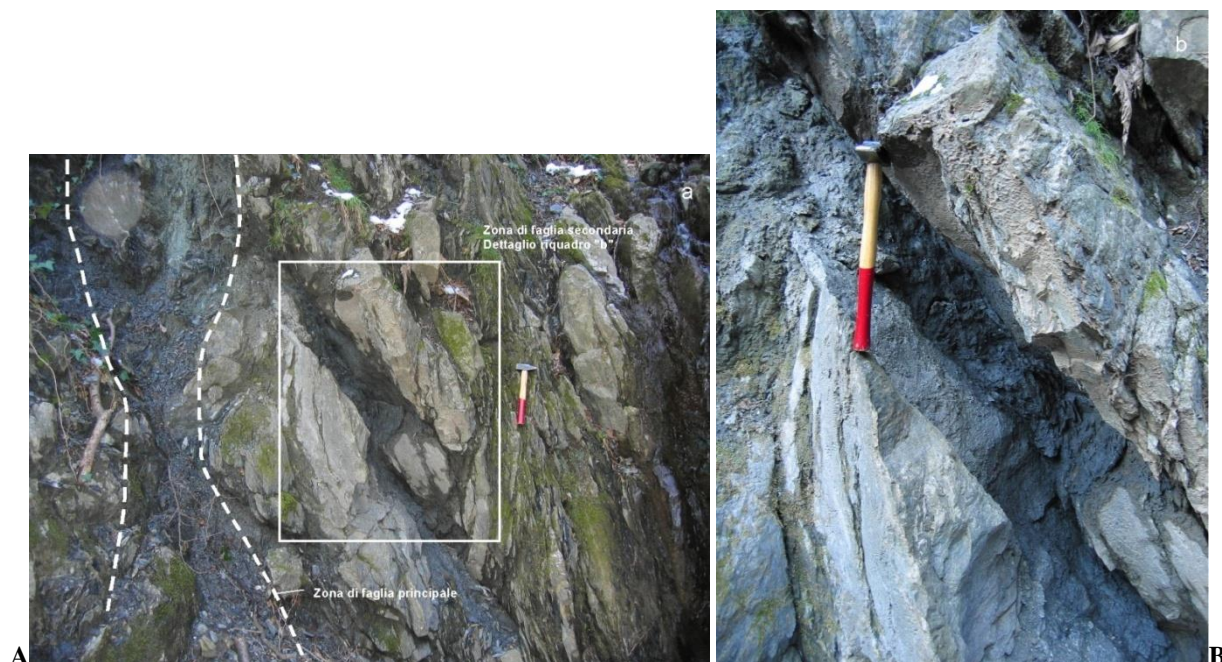


Figura 7 - Faglia all'interno degli argilloscisti nei dintorni di Case Noage (progressiva della Galleria di Valico 9+700 ca.). Si notino le superfici di movimento caratterizzate da gouge non coesivo.

Una fascia di deformazione cataclastica particolarmente importante, relativa a questo sistema N-S, ma la cui continuazione verso S non è definita, è localizzata nella zona immediatamente a E del Passo della Bocchetta e di Pietralavezzara.

Altri due sistemi di faglie circa E-W (direzioni N80°E e N110-120°E) sono presenti nella zona di studio (Figura 5). Essi sembrano post-datate il sistema N10-N30°E. Come quest'ultimo, sono all'origine di fasce di deformazione cataclastica di potenza metrico-decamentrica.

Al sistema di faglie E-W è riferibile un'importante struttura affiorante in superficie alla testata del bacino del Rio Rizzolo, presso il contatto tra le dolomie del M. Gazzo e i Calcari di Gallaneto, dove presenta una fascia di brecce tettoniche carbonatiche poco coesive di potenza decamentrica (Figura 8).

5.1.3 *Assetto strutturale a grande scala*

Alla grande scala le geometrie dei corpi geologici sono determinate principalmente dai fenomeni di piegamento sovrapposti e dai fenomeni di scollamento lungo le fasce di deformazione milonitica. Le deformazioni fragili sono poco rilevanti e in genere non dislocano in modo evidente i limiti litologici, se non in rari casi.

Al fine di comprendere lo sviluppo geometrico dei limiti geologici nell'area sarà opportuno iniziare a trattare gli effetti dei fenomeni di piegamento più recenti D3, procedendo poi verso quelli più antichi.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 30 di 40

Le pieghe D3 in genere deformano la scistosità con stile aperto ed hanno lunghezza d'onda di ordine pluri-decmetrico. I loro assi hanno generalmente direzione NE-SW, con immersione talora verso ovest, talora verso est a basso angolo; raramente si osservano anche assi a direzione circa E-W fino a ESE-WNW (Figura 9). I piani assiali immergono a basso medio angolo sia verso NW che verso nord, più raramente verso NNE. Si tratta quindi di pieghe con vergenza verso SE, S o SSW.

Alle pieghe della fase deformativa D3 sono associate spesso zone di taglio inverso a medio angolo con carattere fragile-duttile (cfr. § 4.6.2), le cui evidenze sono state osservate alla mesoscala in numerosi affioramenti, mentre in genere non affiorano strutture cartografabili a scala regionale. Queste zone di taglio sin-D3 potrebbero accomodare componenti di movimento transpressivo, con senso di accavallamento verso SW.



Figura 8 – Fascia di breccie tettoniche associate alla faglia E-W localizzata alla testata del Rio Rizzolo.

Le scistosità e piani assiali S2 hanno immersione variabile tra N90°E e N200°E (Figura 10 destra) con inclinazione variabile da basso ad alto angolo. La variazione di direzione di immersione è principalmente dovuta ad una progressiva rotazione della scistosità attorno al corpo rigido delle dolomie del Monte Gazzo; essa passa da immersione prevalente verso sud nel settore meridionale a immersione prevalente verso sud-est e est nel settore settentrionale. La variabilità dell'inclinazione è invece determinata principalmente dai piegamenti relativi alla fase deformativa D3.

Gli assi delle pieghe di fase D2 sono fortemente dispersi, principalmente a causa del loro carattere non cilindrico. La curvatura degli assi per effetto dello scarso cilindrisimo si coglie anche alla scala dell'affioramento, ove talora gli assi ruotano fino 70-80° pur rimanendo invariata la giacitura della foliazione di piano assiale S2. Si possono comunque individuare alcune direzioni di immersione preferenziali (Figura 11). In particolare le due direzioni prevalenti degli assi di piega D2 sono NE-SW ad angolo d'inclinazione da basso a medio sia verso NE che verso SW, e NW-SE ad angolo d'inclinazione da basso a medio verso SE.

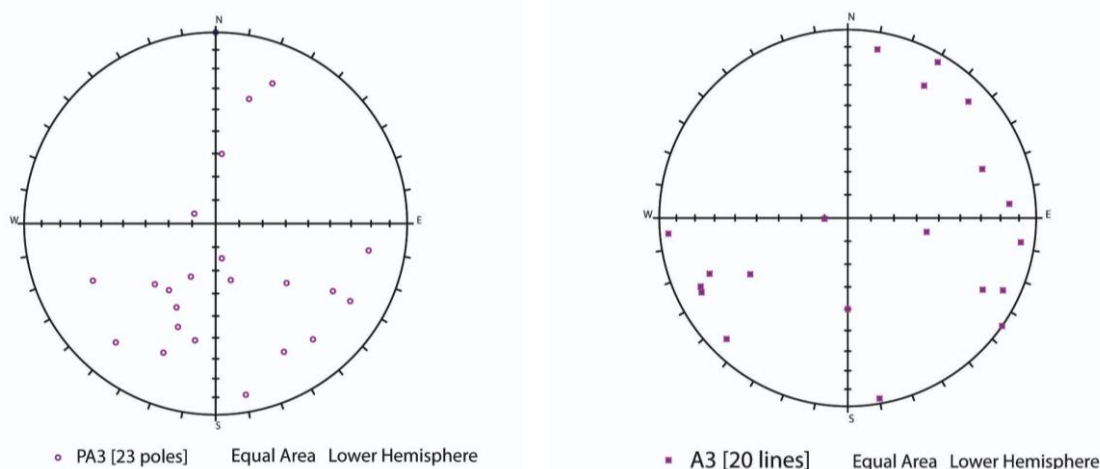


Figura 9 - Proiezione stereografica dei poli di piani assiali (PA3) e degli assi (A3) delle pieghe di fase D3 nell'area di Cravasco-Isoverde (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

Le scistosità S1 presentano una forte dispersione (Figura 10 sinistra) sia nel quadrante NW che nel quadrante SE; ciò ovviamente è dovuto alla sovrapposizione delle due fasi di piegamento prima descritte. Anche in questo caso tuttavia, come per la S2, si osserva una variazione dell'immersione tra N90°E e N200°E, dovuta alla rotazione degli elementi strutturali attorno al corpo rigido costituito dalle dolomie del Gazzo. Nel caso della S1 sono però anche più frequenti i rovesciamenti verso N270°E e N360°E, principalmente determinati dalle pieghe di fase D2 e talora anche D3.

A grande scala la sovrapposizione delle varie fasi di deformazione determina geometrie complesse che comunque presentano alcuni tratti generali chiaramente riconoscibili. L'unità Gazzo-Isoverde immerge mediamente verso NE o ENE a medio-alto angolo al di sotto dell'Unità Figogna nel settore settentrionale dell'area studiata. Andando verso sud (Isoverde), come già precedentemente evidenziato, le superfici strutturali ruotano fino ad immergere verso S, probabilmente per assecondare la presenza del corpo rigido costituito dalle dolomie del Gazzo.

Le due unità sono separate da una fascia milonitica con struttura a scaglie, già citata in precedenza. La distribuzione dei fenomeni milonitici in questa fascia è molto eterogenea. Grossi spessori di miloniti si sviluppano soprattutto a carico degli Scisti filladici del Monte Larvego, nel settore più orientale dell'area studiata, in prossimità del contatto con l'unità Figogna. Questi scisti sono praticamente sempre dei litotipi milonitizzati, con intensità della deformazione comunque molto variabile; le miloniti derivate dagli scisti filladici in alcuni settori possono raggiungere potenze dell'ordine dei 200m senza che al loro interno compaiano evidenti scaglie non milonitiche.

Sul bordo ovest della fascia di deformazione duttile le miloniti si sviluppano invece principalmente a carico delle Meta-argilliti di Bessega; anche in questo caso le rocce milonitizzate possono presentare spessori piuttosto consistenti, dell'ordine dei 50-100m senza che siano presenti evidenti intercalazioni di scaglie non milonitiche.

Longitudinalmente, lungo il loro sviluppo in pianta le fasce milonitiche, soprattutto quelle sviluppate a carico delle Meta-argilliti di Bessega, presentano forti variazioni di spessore e talora si riducono a

semplici piani di scorrimento di spessore metrico o pluri-metrico che separano scaglie meno deformate di spessore pluri-decametrico.

Il contatto milonitico tra le due unità, sviluppatosi in fase deformativa D2, è quasi ovunque più o meno intensamente deformato dalla pieghe relative alla fase D3 che ne determinano verticalizzazioni e localmente anche rovesciamenti. Come è stato illustrato all'inizio del presente paragrafo gli elementi strutturali riferibili alla fase D3 presentano una dispersione delle orientazioni piuttosto elevata, pur trattandosi di elementi relativi all'ultima fase deformativa chiaramente osservabile nell'area. Ciò è verosimilmente dovuto al fatto che quest'area compresa estesa nell'intorno del corpo rigido delle Dolomie del monte Gazzo, che all'epoca di sviluppo della fase deformativa D3 disponeva già di una sua strutturazione pregressa derivante dalle fasi di piegamento e taglio duttile precedenti. La progressiva rotazione della direzione delle scistosità attorno al corpo di dolomie, da circa E-W a circa N-S procedendo da Isoverde verso il Passo della Bocchetta è ereditata dalle fasi deformative antecedenti la fase D3 (verosimilmente di fase D2). Su questa strutturazione geometrica le pieghe aperte D3 si sono sviluppate con orientazione variabile, e in modo più armonico nel settore nord (alto bacino del Rio Gallaneto) ove hanno assi ad orientazione preferenzialmente NE-SW e in modo più disarmonico e discontinuo nel settore sud, dove prevalgono gli assi con direzioni circa E-W.

Le strutture plicative a stile da aperto a chiuso visibili sul profilo geologico longitudinale della Finestra Cravasco a nord-est del Rio Gallaneto sono delle pieghe di fase D3. Il loro stile apparentemente varia procedendo da sud-ovest a nord-est, ma ciò è determinato esclusivamente dalla variazione di orientazione del tracciato della finestra (curva). Nel medesimo profilo, il settore a limiti litologici chiusi posto all'incirca sotto il corso del Rio Gallaneto è sempre legato a pieghe di fase D3 intersecate in curva, per cui i loro assi vengono tagliati due volte dal profilo.

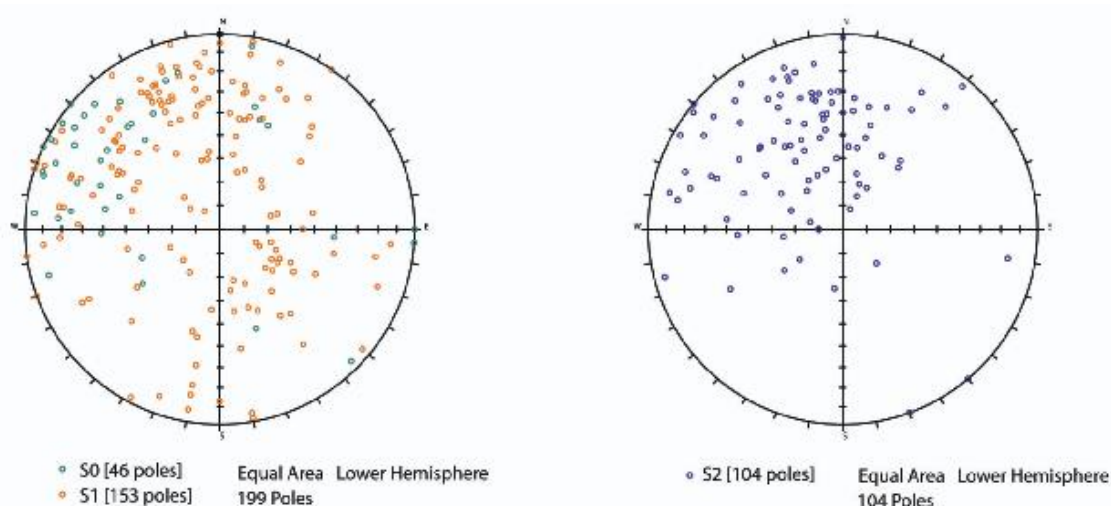


Figura 10 - Proiezione stereografica dei poli delle scistosità S1 e S2 nell'area di Cravasco-Isoverde (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore); nel diagramma di sinistra sono state incluse anche le scistosità S0 misurate nelle Dolomie del Monte Gazzo.

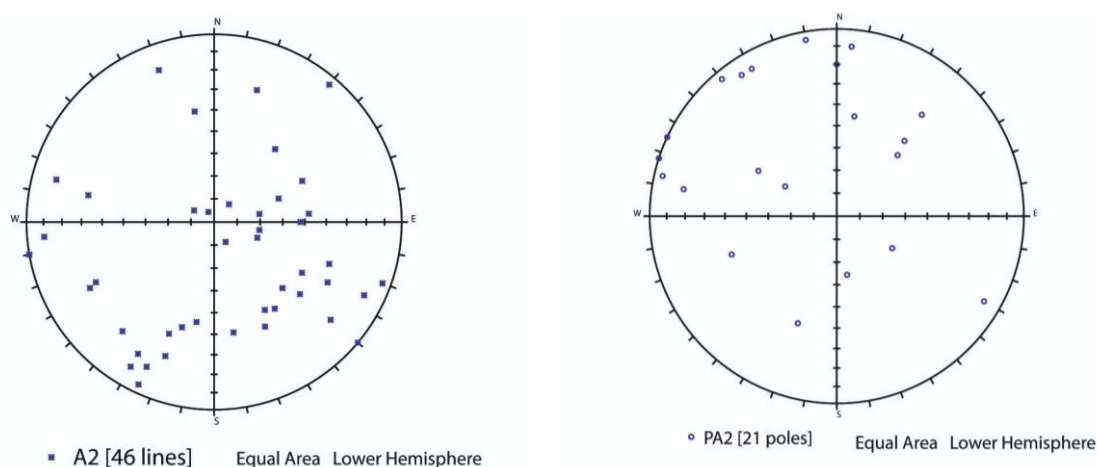


Figura 11 - Proiezione stereografica degli assi di piega (A2) e dei poli di piani assiali (PA2) relativi alla fase D2 nell'area di Cravasco-Isoverde (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

Il profilo geologico previsionale della finestra evidenzia anche la presenza di una struttura plicativa importante in sponda destra orografica del Rio Gallaneto, costituita da una coppia sinforme-antiforme a scala pluri-decamentrica. Questa struttura plicativa, con nucleo nei calcari di Gallaneto è sostanzialmente l'unica struttura plicativa rilevante a grande scala osservabile nell'area di interesse ed è un elemento strutturale relativo alla fase deformativa D2. Come visibile nel profilo essa deforma, con una serie di pieghe parassite il limite tra i calcari di Gallaneto e le dolomie del Monte Gazzo lungo il suo fianco occidentale. Peraltro alcune di queste pieghe parassite sono chiaramente osservabili in affioramento (es. cava inferiore nei calcari dolomitici di Isoverde in sponda destra del Rio Verde).

5.2 Caratteri litologici delle facies milonitiche della zona di Isoverde

Dal punto di vista litologico, le **fasce milonitiche** che costituiscono le zone di taglio duttile relative alla fase deformativa D2 sono molto eterogenee; quantitativamente, sono in gran parte costituite da meta-argilliti (Scisti filladici del Monte Larvego) milonitizzate, che rispetto alle meta-argilliti non milonitiche presentano strutture di piegamento fortemente trasposte, talora completamente elise, cui si associa una nuova foliazione che spesso oblitera completamente il fabric pre-milonitico.

L'effetto della deformazione milonitica non induce un evidente cambiamento nell'aspetto generale delle meta-argilliti, che già originariamente sono litotipi con scistosità molto pervasiva. All'interno delle fasce milonitiche sono però più frequenti facies di aspetto tegulare (filloniti), con scistosità definita da un layering metamorfico sub-millimetrico all'interno del quale sono visibili rarissime pieghe intrafoliali alla mesoscala (Figura 12 sinistra). Il carattere maggiormente distintivo è rappresentato dalla sporadica presenza di livelletti o lenti centimetrico-decimetriche di serpentinoscisti o di metabasiti scistose.

All'interno delle miloniti sono molto frequenti lenti (litoni) decamentriche di litotipi più competenti delle meta-argilliti, la cui distribuzione è del tutto casuale; si riconoscono litotipi carbonatici (riferibili sia ai Calcari di Gallaneto sia ai Calcari di Voltaggio), evaporitici (anidriti, gessi e carnirole della

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 34 di 40

formazione del Rio Riasso) o basici-ultrabasici (metabasalti, serpentiniti, ecc.), come testimoniato sia da osservazioni di superficie che dai sondaggi eseguiti all'interno della zona milonitica. Di questi litoni decametrico-ettometrici fanno parte le numerose lenti di gesso che sono state in passato oggetto di coltivazione nella zona di Isoverde (cfr. § 4.1.2a).



Figura 12 – Foto sinistra – facies milonitica (filloniti) degli Scisti filladici del Monte Larvego; si noti la pervasività della foliazione che presenta una partizione planare millimetrico-sub-millimetrica. Foto destra – facies milonitica delle Meta-argilliti di Bessega; anche in questo caso si nota una scistosità estremamente pervasiva.

All'interno delle fasce milonitiche sono stati distinti cartograficamente i litoni di maggiori dimensioni tra cui lenti ettometriche di meta-argilliti nere milonitizzate di pertinenza dell'unità Gazzo-Isoverde e di metabasalti milonitici di provenienza incerta (Cravasco-Voltaggio o Figogna).

Le meta-argilliti nere (meta-argilliti di Bessega) milonitizzate sono simili ai litotipi indeformati seppur presentino una scistosità più pervasiva (Figura 12 destra) e una sostanziale assenza di pieghe relative alla fase D2. Al loro interno sono piuttosto frequenti livelli di serpentinoscisti, che ne attestano il carattere milonitico, trattandosi di elementi alloctoni in questo tipo di rocce. Non è escluso dunque che all'interno di queste meta-argilliti nere milonitiche si trovino lenti di meta-argilliti provenienti dalle altre unità.

Anche le serpentiniti sono sovente coinvolte nella deformazione milonitica ed assumono un aspetto estremamente scistoso con tipica struttura a clivaggi anastomosati (Figura 13).

I metabasalti milonitici presentano un layering millimetrico-centimetrico dato da livelli più o meno feldspatici, con tipica struttura flaser. Inoltre sono estremamente frequenti livelli carbonatici o carbonatico-anfibolici. Rispetto alle facies di metabasiti non milonitiche, queste rocce mostrano una lineazione di stiramento più marcata e abbondanti livelli scistosi anfibolico-micacei.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG5102ECVROGN14G0001A00	Foglio 35 di 40



Figura 13 – Foto sinistra – facies milonitica sviluppata in litotipi serpentinitici, con presenza di clivaggi anastomosati. Foto destra – facies milonitica sviluppata a carico di litotipi serpentinitici caratterizzata da foliazione fortemente pervasiva.

6 ASSETTO GEOLOGICO LUNGO L'OPERA IN PROGETTO

La descrizione dell'assetto geologico in asse con l'opera procederà da est ad ovest prendendo come punto di riferimento di 0 il punto denominato "Fine Innesto" nel profilo geologico longitudinale di progetto (elaborato IG51-02-E-CV-G7-GN-14-G0-002-A00)

6.1 Tratta da fine innesto a 90m ca.

Litotipi attraversati

In questo settore saranno attraversati prevalentemente livelli riferibili agli argilloscisti filladici (f), in facies milonitica, consistenti in scisti micacei di colore grigio-argenteo o grigio scuro, con vene trasposte di quarzo e rare intercalazioni di meta-calcarei micacei a tessitura fortemente laminata e trasposta a causa di intensi fenomeni milonitici. La presenza di bancate con minor deformazione milonitica è possibile; in questo caso la scistosità, pur risultando meno pervasiva, presenta una partizione meno fitta.

Sulla base delle osservazioni di superficie sembra probabile anche la presenza di lenti serpentinitiche e radiolaritiche all'interno delle miloniti. In particolare, seppur con molte incertezze di posizionamento a causa della problematica proiezione dalla superficie, si ipotizza che una lente di questi materiali si collochi nell'intorno dell'intersezione con il binario dispari della linea principale.

Le serpentiniti (Se') possono essere da massicce a fratturate, ma più verosimilmente scistose a causa della probabile milonitizzazione. E' possibile anche la presenza di brecce serpentinitiche di colore verdastro e localmente rossiccio a causa di fenomeni di ematizzazione, cementate da calcite. Associate alle serpentiniti, come detto in precedenza, potranno essere presenti anche delle

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 36 di 40

radiolariti, costituite da meta-sedimenti silicei rossastri e localmente verdi, passanti a quarziti rosse o rosate, scistose e subordinatamente a scisti grigi (dM).

Seppur meno probabile che per i litotipi serpentinitici e radiolaritici, non è altresì possibile escludere che all'interno della fascia milonitica intercettata in questa tratta vengano incontrate anche scaglie di potenza metrica o decametrica derivanti da altri litotipi a composizione basaltica, calcarea o evaporitica, con tessitura più o meno laminata. La presenza e posizione di tali corpi litologici è però indeterminabile in assenza di indagini dirette.

Presenza di faglie e stato di fratturazione

Non è prevista l'intersezione con zone di faglia maggiori; è comunque possibile la presenza di faglie minori, con persistenza metrico-decametrica, caratterizzate da brecce tettoniche, soprattutto all'eventuale contatto tra argilloscisti e serpentiniti, ove il contrasto meccanico tra i litotipi di diversa natura può aver generato locali riattivazioni per scorrimento interstratale.

Lo stato di fratturazione generale dell'ammasso è caratterizzato da una densità delle superfici di discontinuità bassa, poiché la pervasività della foliazione in queste rocce ha consentito di accomodare le deformazioni in regime fragile con scorrimenti interstratali, prevenendo lo sviluppo di nuove superfici di discontinuità. Una maggior densità di fratturazione potrebbe essere presente però in corrispondenza dei litotipi serpentinitici, soprattutto qualora questi non dovessero presentarsi come facies scistose ma massicce, che avrebbero quindi avuto la tendenza a deformarsi in maniera meno plastica rispetto ai litotipi scistososi che li imballano.

Rischi geologici

Lo scavo procederà in un ammasso caratterizzato da un' anisotropia meccanica elevata a causa della foliazione, che risulta essere molto pervasiva.

L'orientazione delle scistosità e dei contatti litologici tra le bancate è perlopiù favorevole rispetto allo sviluppo longitudinale in pianta dell'opera, poiché il tracciato si sviluppa in buona parte in direzione trasversale e spesso sub-perpendicolare rispetto alla direzione della scistosità. L'inclinazione degli strati è prevalentemente a medio-alto angolo verso SE, ma sono possibili sporadici rovesciamenti o giaciture a basso angolo in ragione della presenza di pieghe relative alla fase deformativa D3.

I fenomeni carsici e i fenomeni di dissoluzione in questa tratta sono improbabili, vista la composizione prevalentemente fillosilicatica dei litotipi.

La presenza di fronti misti, con contatti litologici tra litotipi a differente competenza meccanica è possibile in tutto il settore qui considerato. Ciò dipende principalmente dalla possibile intersezione, all'interno dei litotipi milonitici scistososi, di scaglie di litotipi non milonitici o comunque di litotipi a differente competenza e più compatti, principalmente serpentiniti e radiolariti, ma anche possibilmente calcari, anidriti, basalti. Non si può inoltre escludere che, qualora intercettati, i contatti tra le miloniti e tali corpi litologici presentino delle riattivazioni cataclastiche di modesta entità (livelli di gouge di spessore centimetrico) che comunque contribuirebbero a determinare un elemento di debolezza meccanica sul fronte.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p style="text-align: center;">IG5102ECVROGN14G0001A00</p> <p style="text-align: right;">Foglio 37 di 40</p>

La presenza di materiale amiantifero è possibile soprattutto in corrispondenza settore in cui si suppone di incontrare le lenti serpentinitiche.

6.2 Tratta da 90m ca. a inizio innesto

Litotipi attraversati

In questo settore si prevede che lo scavo proceda all'interno degli argilloscisti neri (Mn), costituiti da scisti carbonatici neri, calcari impuri grigio-nerastri passanti lateralmente a scisti calcarei fortemente foliati di colore grigio scuro-argenteo. Le bancate maggiormente carbonatiche non superano in genere il metro di spessore e solo localmente esse sono presenti in quantità consistente, mentre più sovente prevalgono gli scisti.

Date però delle considerevoli incertezze di proiezione dei limiti litologici a partire dalla superficie e in assenza di sondaggi (cfr. 6.3) non si può escludere che la parte più occidentale del camerone penetri all'interno dei calcari di Gallaneto (cG), rappresentati da meta-calcari grigi e scisti carbonatici grigio-argentei, passanti localmente a bancate con prevalenti calcari cristallini biancastri di aspetto regolare.

Presenza di faglie e stato di fratturazione

Non è prevista l'intersezione con zone di faglia maggiori; è comunque possibile la presenza di faglie minori, con persistenza metrico-decаметrica, caratterizzate da brecce tettoniche.

Lo stato di fratturazione generale dell'ammasso è caratterizzato da una densità delle superfici di discontinuità bassa, poiché la pervasività della foliazione in queste rocce ha consentito di accomodare le deformazioni in regime fragile con scorrimenti interstratali, prevenendo lo sviluppo di nuove superfici di discontinuità.

Rischi geologici

Lo scavo procederà in un ammasso caratterizzato da un'anisotropia meccanica elevata a causa della foliazione, che risulta essere molto pervasiva.

L'orientazione delle scistosità e dei contatti litologici tra le bancate è perlopiù favorevole rispetto allo sviluppo longitudinale in pianta dell'opera, poiché il tracciato si sviluppa in buona parte in direzione trasversale e spesso sub-perpendicolare rispetto alla direzione della scistosità. L'inclinazione degli strati è prevalentemente a medio-alto angolo verso SE, ma sono possibili sporadici rovesciamenti o giaciture a basso angolo in ragione della presenza di pieghe relative alla fase deformativa D3.

Per quanto attiene all'esistenza di fenomeni carsici e di dissoluzione, in questa tratta essi sono da ritenersi improbabili, ove il litotipo incontrato sarà rappresentato dagli argilloscisti neri (Mn), vista la loro composizione prevalentemente fillosilicatica. Non si possono comunque escludere locali e limitati settori con microcarsismo nelle bancate maggiormente carbonatiche e presenza di sottili livelletti di dissoluzione con materiale incoerente.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 38 di 40

Date però le incertezze già citate sul posizionamento dei limiti litologici, qualora si dovessero intercettare, nel settore occidentale dell'opera i calcari di Gallaneto (cG), la situazione potrebbe risultare differente. In questo caso fenomeni carsici più consistenti non sarebbero da escludere, con eventuale presenza di condotti e microcarsismo diffuso lungo scistosità e fratture. Si ritiene comunque improbabile la presenza di condotti o cavità di grandi dimensioni, dal momento che i calcari presentano sempre degli interstrati fillosilicatici che limitano la propagazione laterale dei fenomeni carsici.

Qualora venisse incontrato il limite tra gli argilloscisti neri (Mn) e i calcari di Gallaneto (cG) lo scavo potrebbe procedere con fronti misti. In questi settori il contrasto tra litotipi con caratteristiche meccaniche e di rigidità differenti potrebbe aver determinato locali scorrimenti tra gli strati in condizioni cataclastiche. E' quindi possibile che lungo gli strati che definiscono i limiti litologici siano presenti patine di modesto spessore di materiali quali breccie tettoniche e gouge. Sempre nei medesimi settori, il passaggio tra litotipi diffusamente solubili e litotipi con interstrati scistososi non solubili (calcari) può aver determinato locali concentrazioni di fenomeni di dissoluzione e quindi la presenza di livelli scarsamente coesivi.

6.3 Principali elementi di incertezza geologica

Il principale elemento d'incertezza geologica è costituito dalla difficoltà di posizionare il contatto litologico tra gli argilloscisti neri (Mn) e i calcari di Gallaneto (cG) nel settore ovest dell'opera, ovvero nella zona del camerone di innesto con la galleria d'accesso.

In questo settore non è possibile escludere che il limite tra gli argilloscisti Mn e i calcari si posizioni più a SE di quanto ipotizzato nel profilo ed intersechi quindi l'opera nella zona di innesto della galleria d'accesso. Tali incertezze potrebbero avere risvolti idrogeologici piuttosto rilevanti, dal momento che i calcari di Gallaneto sono un potenziale acquifero di tipo carsico.

Le incertezze sulla posizione di questo limite sono principalmente connesse con le difficoltà di proiezione in profondità dei dati giaciture di superficie, poiché al momento della redazione del presente rapporto non esistono sondaggi in questo settore che permettano di avere punti di controllo in profondità sulla posizione dei contatti.

Anche l'interpretazione delle geometrie del contatto tra la successione non milonitica, costituita da argilloscisti Mn + calcari cG + dolomie dG (per brevità definita nel seguito *successione Mn-dG*) e gli argilloscisti milonitici f è piuttosto problematica. In superficie, in prossimità del contatto tra la *successione Mn-dG* e gli argilloscisti milonitici, la prima presenta spesso un'immersione ad alto angolo (70-80°) verso SE, se non addirittura un rovesciamento verso NW. Tuttavia man mano che dal contatto ci si sposta verso SE all'interno del dominio di affioramento degli argilloscisti, le giaciture della foliazione milonitica presentano perlopiù immersioni a medio angolo verso SE, talora anche a basso angolo, talaltra sono rovesciate verso NW per effetto di pieghe D3. In ogni caso in quest'ultimo settore degli argilloscisti milonitici, prevalgono di gran lunga le immersioni a medio angolo verso SE.

In presenza di tali dati di superficie sono possibili due diverse interpretazioni:

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG5102ECVROGN14G0001A00 Foglio 39 di 40

1. Tra la *successione Mn-dG* e gli argilloscisti milonitici f esiste una discordanza angolare; la *successione Mn-dG* immerge ad alto angolo verso SE, mentre la foliazione degli argilloscisti gli si appoggia contro con un angolo inferiore (immersione a medio angolo verso SE). Questa discordanza angolare può essere interpretata come una struttura S-C a grande scala, che si sviluppa là ove esiste un forte contrasto litologico tra rocce più rigide (*successione Mn-dG*) e rocce più plastiche (argilloscisti milonitici f); In questa interpretazione, che è quella utilizzata per la ricostruzione del profilo allegato alla presente relazione, i calcari di Gallaneto cG, non raggiungono ne intersecano l'opera.
2. Non esistono discordanze angolari tra la *successione Mn-dG* e gli argilloscisti milonitici f. Le diverse giaciture osservate sul terreno nei vari punti di osservazione sono semplicemente da riferirsi ad effetti di piegamento che determinano variazioni locali in superficie; in questo contesto però la *successione Mn-dG*, al di sotto degli argilloscisti milonitici f, dovrebbe presentare giaciture a medio angolo man mano che si procede verso est (quindi verso il piede della galleria d'accesso), quindi giaciture meno ripide di quanto osservabile in superficie. In questa ipotesi i calcari di Gallaneto (cG) potrebbero intersecare l'opera.

Le due ipotesi hanno la medesima probabilità di accadimento. Sul profilo geologico di progetto si è scelto di presentare la prima ipotesi mettendo però in evidenza mediante punti interrogativi e frecce tutte le incertezze esistenti.

7 BIBLIOGRAFIA

- Capponi, G. & Crispini, L. (1997) - *Progressive shear deformation in the metasediments of the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy): occurrence of structures recording extension parallel to the regional foliation*. Boll. Soc. Geol. It., 116, 267 - 277.
- Capponi, G. & Crispini, L. (2002) - *Structural and metamorphic signature of alpine tectonics in the Voltri Massif (Ligurian Alps, northwestern Italy)*. Eclogae geol. Helv., 95, 31-42.
- Capponi, G., Crispini, L., Piazza, M. & Amandola, L. (2001) - *Field constraints to the Mid-Tertiary kinematics of the Ligurian Alps*. Ofioliti, 26(2b), 409-416.
- Capponi, G., Crispini, L., Cortesogno, L., Gaggero, L., Firpo, M., Piccazzo, M., Cabella, R., Nosengo, S., Bonci, M.C., Vannucci, G., Piazza, M., Ramella, A., Perilli, N., et alii (2009) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 213-230 - Genova*.
- Cortesogno, L. & Haccard, D. (1984) - *Note illustrative alla carta geologica della zona Sestri-Voltaggio*. Mem. Soc. Geol. It., 28, 115 - 150.
- Crispini, L. & Capponi, G. (2001) - *Tectonic evolution of the Voltri Group and Sestri Voltaggio Zone (southern limit of the NW Alps): a review*. Ofioliti, 26(2a), 161-164.
- Elter, P. & Pertusati, P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., 12, 359-375.
- Federico, L., Capponi, G., Crispini, L., & Scambelluri, M. (2004) - *Exhumation of alpine high-pressure rocks: insights from petrology of eclogite clasts in the Tertiary Piedmontese basin (Ligurian Alps, Italy)*. Lithos, 74, 21-40.
- Haccard, D. (1976) - *Carte géologique au 1:50000 de Sestri-Voltaggio*. Pubblicazione CNR, Pisa.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p style="text-align: center;">IG5102ECVROGN14G0001A00</p> <p style="text-align: right;">Foglio 40 di 40</p>

Hoogerduijn Strating, E.H. (1994) - *Extensional faulting in an intraoceanic subduction complex - working hypothesis for the Palaeogene of the Alps-Appennine system*. Tectonophysics, 238, 255-273.

Laubscher, H., Biella, G.C., Cassinis, R., Gelati, R., Lozej, A., Scarascia, S. & Tabacco, I. (1992) - *The collisional Knot in Liguria*. Geologische Rundschau, 81, 275-289.

Marini, M. (1998) - *Carta geologica della Val Polcevera e zone limitrofe (Appennino Settentrionale) alla scala 1:25.000. Note illustrative*. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, 40, 33-64.

Pagos, A. (2007) - *Notizie sulle cave di gesso di Isoverde*.

Ramsay, J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill New York, 568 pp.

Sanfilippo, N. (1950) - *Le grotte della Provincia di Genova e la loro fauna*. Memoria n. 2 del Comitato Scientifico Centrale del C.A.I.

Vezzolla, G. (2006) - *Parrocchia di Isoverde. Esecuzione di indagini geognostiche e prospezioni geofisiche per l'individuazione di cavità e la sistemazione del versante in prossimità della chiesa di Isoverde*. SGG s.n.c. di Cairo Montenotte (SV), relazione tecnica, n° rif. 13/05/RL/00.