



Aspetti geologici

Quadro normativo e pianificatorio di riferimento

Per l'analisi degli aspetti geologici, geomorfologici dell'intero territorio comunale si è fatto riferimento al seguente quadro conoscitivo:

- studi propedeutici alla stesura della carta di suscettività d'uso del territorio a corredo del PUC 2000
- studi relativi alla stesura dei Piani di Bacino approvati dalla Provincia di Genova ai sensi della L.183/89 e D.L. 180/98
- studi inerenti la stesura dell'assetto idrogeologico per il bacino idrogeologico di livello nazionale del fiume Po (PAI approvato con DCPM 24maggio 2001)
- studi inerenti il PTCP della Provincia di Genova per quanto riguarda l'assetto geomorfologico del territorio
- studi inerenti la redazione della Carta Geologica d'Italia nell'ambito del Progetto CARG (Accordo di Programma tra Servizio Geologico Nazionale, Regione Liguria e Università di Genova)

Gli studi geologici che hanno portato alla redazione della carta di suscettività d'uso del territorio del P.U.C. 2000 sono stati il risultato di una metodologia molto articolata che è partita da una prima fase di censimento ragionato delle pubblicazioni scientifiche di carattere generale e da un successivo studio aereofotogrammetrico finalizzato ad individuare le lineazioni tettoniche ed a definire la geomorfologia a grande scala: ciò ha permesso di verificare la corrispondenza con quanto appreso dalla bibliografia e di predisporre così la base cartografica per il rilievo di campagna. Successivamente si è proceduto al rilevamento geologico-strutturale e geomorfologico di dettaglio a verifica di quanto cartografato a grande scala. La mole di dati raccolta in allora è servita per la produzione delle carte (geologica, geomorfologia, idrogeologica, stato dei corsi d'acqua) propedeutiche alla stesura della carta di suscettività d'uso del territorio e delle annesse Norme Geologiche di Attuazione del PUC 2000, dati che vengono presi come base conoscitiva e di lavoro per l'impostazione della descrizione fondativa e per la stesura della nuova cartografia.

Dal 1998 in avanti la Provincia di Genova ha elaborato ed approvato i Piani di Bacino estesi sull'intero territorio comunale. Di fronte alla considerevole mole di indagini elaborate in sede di Pianificazione di Bacino, si sono evidenziati quegli aspetti conoscitivi inerenti il tema suolo che più specificamente risultano propedeutici all'azione pianificatoria in

relazione ai vincoli che essi individuano come atto pianificatorio sovraordinato allo Strumento Urbanistico Generale: in particolare le aree inondabili e le aree esposte a movimenti franosi avvenuti o potenziali; anche questi dati fanno parte della bibliografia per l'aggiornamento del quadro conoscitivo del nuovo PUC.

Gli elementi conoscitivi derivanti dagli studi effettuati nell'ambito della pianificazione di bacino sono stati alla base della cartografia afferente la redazione del Piano Territoriale di Coordinamento Paesaggistico (PTC provinciale) - tema suolo - a cui comunque si fa riferimento - e quindi dell'elaborazione della descrizione fondativa.

Per quanto riguarda il tematismo prettamente litologico-stratigrafico ci si attiene al Progetto CARG (accordo di programma tra Servizio Geologico Nazionale, Regione Liguria ed Università di Genova) e dei nuovi fogli della Carta Geologica d'Italia (rilievi in scala 1:10.000) che permettono di aggiornare e ritrarre la cartografia geologica sia in termini di contenuti sia di legenda.

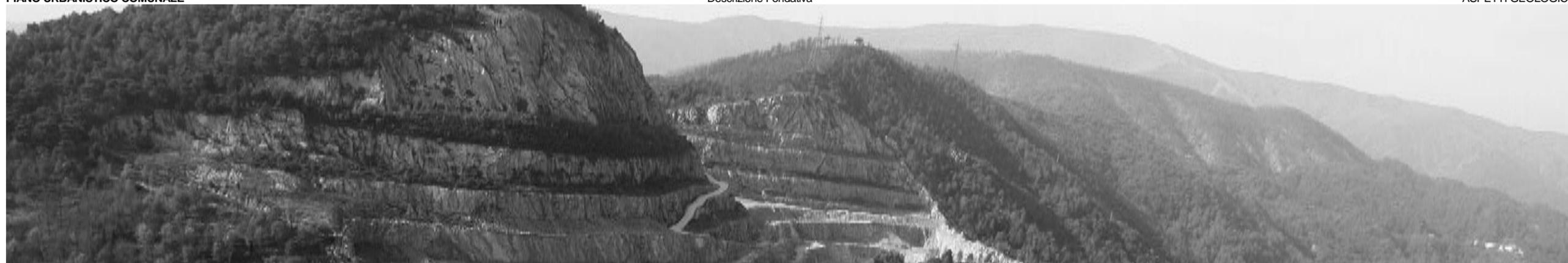
Infine negli anni trascorsi dall'approvazione del PUC 2000 il lavoro svolto dal Settore Difesa del Territorio (ora Ufficio Geologico) del Comune di Genova è consistito anche nella raccolta dei dati geologici-geomorfologici-idrogeologici desumibili dagli elaborati forniti alla C.A. a corredo di progetti edilizi, (implementando così la banca dati geologica): i dati conoscitivi presenti nel database oltre che l'espletamento di sopralluoghi effettuati a vario titolo, vengono utilizzati come verifica ed aggiornamento del quadro conoscitivo ad oggi in possesso.

Di seguito si riportano le analisi conoscitive e le sintesi interpretative dell'assetto litologico/stratigrafico, geomorfologico e di criticità idrogeologica del territorio comunale; in tale descrizione si è cercato, ove possibile, di esprimersi in termini accessibili anche ai non professionisti in materia, per rendere tale descrizione più versatile possibile, rimandando, per i dettagli, alla lettura delle carte tematiche realizzate in applicazione alla Circolare Regionale n 2077 del 24/04/1988 e dell'art. 25 della L.R. 36/97

Geologia

INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE

Geologicamente il territorio del Comune di Genova ha caratteristiche del tutto peculiari in quanto è stato da sempre considerato come area di transizione tra la catena Alpina e quella Appenninica, comprendendo unità delle Alpi Liguri che sono state dapprima coinvolte nell'evoluzione alpina a livelli più o meno profondi e che successivamente sono state interessate da una tettonica attribuibile all'evoluzione appenninica.



Le Alpi Liguri costituiscono la terminazione meridionale delle Alpi Occidentali e sono costituite da un impilamento complesso di unità tettoniche le cui caratteristiche litostratigrafiche e strutturali riflettono l'evoluzione geodinamica di questo settore di catena. Tale evoluzione inizia con le fasi di rifting e di spreading triassico-giurassiche che determinano l'individuazione del bacino oceanico Ligure-Piemontese, impostatosi tra i margini continentali assottigliati delle placche europea ed apula. A partire dal Cretaceo, l'inversione dei movimenti relativi determinano la convergenza dei margini e la subduzione di litosfera oceanica, fino alla chiusura del bacino Ligure-Piemontese e successivamente la collisione continentale e l'esumazione delle unità subdotte.

Le Alpi Liguri sono quindi caratterizzate dalla sovrapposizione di unità di crosta oceanica e di mantello, rappresentate dall'Unità Figogna, Palmaro - Caffarella, Cravasco - Voltaggio e Voltri, caratterizzate da un diverso gradiente metamorfico. La similitudine nell'evoluzione tettono-metamorfica indica che a dette unità è stata precocemente associata l'Unità Gazzo - Isoverde, le cui caratteristiche litologiche suggeriscono una derivazione da margine continentale.

Queste unità sono state esumate e accavallate le une sulle altre e sull'avampaese europeo.

Le unità costituite da flysch che affiorano nella parte orientale del territorio comunale (Unità Antola, Unità Ronco, Unità Montanesi e Unità Mignanego) sono non metamorfiche o di basso grado metamorfico, il che indica che durante l'orogenesi alpina sono rimaste sempre a livelli strutturali piuttosto superficiali. Queste unità sono a loro volta accavallate sulle unità di grado metamorfico più elevato.

Questo complesso impilamento di unità è ricoperto in discordanza dai depositi del Bacino Terziario Piemontese, una successione sedimentaria tardo eocenica-oligocenica che all'interno del territorio comunale affiora nell'immediato entroterra di Prà.

1. UNITÀ COSTITUITE DA FLYSCH

Sono rappresentate dall'Unità Mignanego, dall'Unità Montanesi, dall'Unità Ronco e dall'Unità Antola. In letteratura le prime tre sono spesso riunite nell'Unità Val Polcevera.

Sono costituite da successioni a flysch, con torbiditi a prevalenza arenacea e a prevalenza carbonatica, con un grado metamorfico basso o bassissimo. Nella presente trattazione vengono distinte in:

Unità tettonica Antola

Unità tettonica Ronco

Unità tettonica Montanesi

Unità tettonica Mignanego

1.1. Unità tettonica Antola

E' un'unità non metamorfica, costituita da flysch ad Helminthoidi Auctt. (formazione del Monte Antola) e dal relativo complesso di base (argilliti di Montoggio). L'età è attribuibile al Cretacico superiore. Essa affiora estesamente nella parte orientale e centrale del territorio comunale. Rappresenta l'unità tettonica geometricamente più elevata, fra l'Unità Ronco alla base e la discordante successione del Bacino Terziario Piemontese al tetto, rappresentata dai conglomerati di Savignone. L'assetto tettonico dell'unità è caratterizzato dalla sovrapposizione di diversi eventi plicativi: sono quindi presenti sia settori dove prevalgono superfici di strato a giacitura normale sia settori dove occorrono giaciture a polarità rovesciata.

Dal basso verso l'alto si distinguono la formazione delle argilliti di Montoggio e la formazione del Monte Antola.

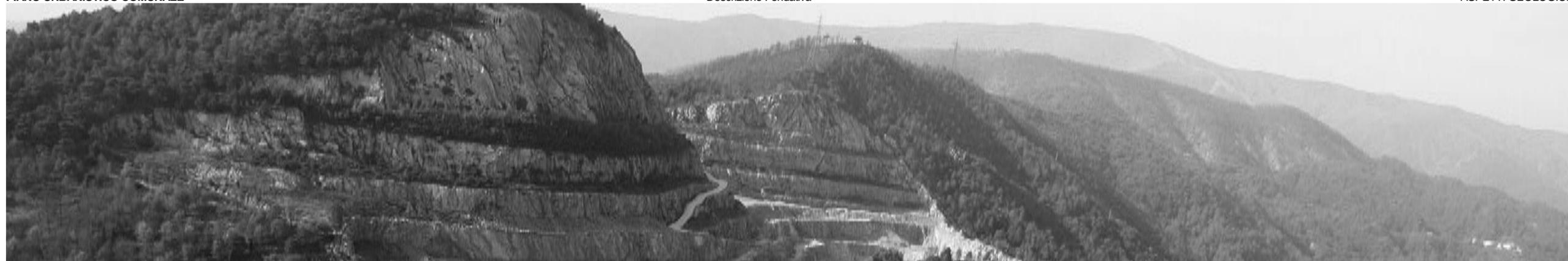
1.1.1 argilliti di Montoggio (AMO)

Le argilliti di Montoggio affiorano limitatamente al bacino del T. Bisagno in corpi poco potenti e sottili orizzonti alla base dei calcari della formazione del Monte Antola. Sono costituite da argilliti emipelagiche di colore nero e verdastro, più o meno siltose, in strati da centimetrici a decimetrici, con rare intercalazioni di arenarie quarzose e di calcari arenacei e marnosi. Il tetto della formazione è caratterizzato da scisti policromi, spesso rosso-vinati. L'ambiente deposizionale supposto corrisponde ad una piana di bacino sottoalimentata (Marini, 1998). La valutazione dello spessore è largamente ipotetica a causa delle deformazioni plicative e delle laminazioni tettoniche; uno spessore compreso tra i 40 e i 60 m è comunque ipotizzabile con una discreta approssimazione. Nei rari affioramenti in cui è visibile il passaggio stratigrafico ai calcari della formazione del Monte Antola il contatto è quasi sempre riattivato tettonicamente da zone di taglio. L'età è attribuita al Campaniano

1.1.2 formazione del Monte Antola (CMA)

Affiora in potenti successioni costituendo il substrato della parte orientale della città di Genova. Si tratta di torbiditi calcareo-marnose con strati di spessore fino a plurimetrico di calcareniti, marne e marne calcaree, alternate ad argilliti emipelagiche in strati centimetrici.

Anche per questa formazione lo spessore originale è difficilmente quantificabile a causa di più deformazioni plicative sovrapposte ma è ipotizzato come non superiore ai 1000 m.



Nella porzione superiore degli strati più calcarei è comune osservare piste di nutrimento e di locomozione di limivori (*Helminthoidea labyrinthica* e *Chondrites*), tanto che queste rocce sono da sempre conosciute anche come flysch ad Helminthoidi. Si ipotizza una deposizione da correnti di torbidità a bassa densità, in un ambiente deposizionale di piana abissale.

Le analisi paleontologiche eseguite permettono di datare le torbiditi calcareo marnose affioranti nel Comune di Genova al Campaniano.

1.2 Unità tettonica Ronco

L'Unità Ronco affiora in una fascia ad andamento NNE-SSO lungo il versante sinistro della Val Polcevera, che si estende da Sampierdarena fino al confine comunale, e si trova geometricamente compresa fra l'Unità Montanesi e l'Unità Antola. Comprende la sola formazione di Ronco.

1.2.1 formazione di Ronco (ARO)

La formazione di Ronco è caratterizzata da un lieve metamorfismo ed è composta da torbiditi caratterizzate da alternanze di areniti fini, siltiti marnose ed argilliti, in strati da centimetrici a decimetrici. Lo spessore, difficilmente quantificabile a causa delle pieghe sovrapposte, è ipotizzato variabile tra 250-350 m e addirittura i 2000 m. La stratificazione è piano-parallela, e i meccanismi deposizionali più probabili sono torbiditi a bassa densità in cui prevalgono processi di trazione e decantazione: l'ambiente di formazione è quindi attribuibile a una piana di bacino sovralimentata e/o a una frangia di conoide.

Il contenuto paleontologico non molto significativo permette di datare la formazione all'Aptiano – Albiano e all'Albiano – Cenomaniano.

1.3 Unità tettonica Montanesi

Comprende la sola formazione delle argilliti di Montanesi.

1.3.1 argilliti di Montanesi (AMT)

Le argilliti di Montanesi si trovano geometricamente comprese fra l'Unità Ronco e l'Unità Mignanego e affiorano principalmente in sponda sinistra del T. Polcevera, con andamento NNE - SSO: sono rappresentate da torbiditi a metamorfismo di facies simile alla precedente formazione di Ronco; sono costituite da argilliti emipelagiche e argilliti siltose nere, solo raramente policrome, in strati da centimetrici a pluridecimetrici, con intercalazioni di arenarie siltose

fini, di spessore da centimetrico a pluricentimetrico. L'ambiente di formazione suggerito dall'associazione litologica è quello di una piana emipelagica. A causa di un diffuso slaty cleavage le rocce presentano una marcata fissilità. Come per altre formazioni polideformate lo spessore reale non è quantificabile oggettivamente, lo spessore apparente sarebbe di circa 1800 m.

Non è presente alcun contenuto paleontologico significativo; un'età cenomaniana - turoniana è ipotizzabile per analogia con unità omologhe.

1.4 Unità tettonica Mignanego

Comprende la sola formazione delle argilliti di Mignanego; è geometricamente compresa tra le unità Montanesi a letto e Figogna a tetto.

1.4.1 argilliti di Mignanego (AMG)

Le argilliti di Mignanego affiorano in una fascia continua ad andamento NNE-SSO, dal margine nord del territorio comunale fin quasi alla costa in corrispondenza di Cornigliano. Consistono di torbiditi a basso metamorfismo, costituite da siltiti arenacee medio-fini in strati da centimetrici a pluridecimetrici, talora con intercalazioni di argilloscisti neri, e da torbiditi marnose a base calcareo-arenacea sottile in strati da decimetrici a metrici.

Si pensa ad un ambiente deposizionale di piana di bacino sovralimentata, prossimo alle porzioni più distali di un apparato di conoide; lo spessore della formazione non dovrebbe superare i 300 m anche se le deformazioni polifasiche rendono del tutto ipotetica la stima degli spessori originali; non è presente alcun contenuto paleontologico significativo per cui si ipotizza un'età turoniana - santoniana solo per analogia con unità omologhe.

2. UNITÀ DI CROSTA OCEANICA E DI MANTELLO

Queste unità sono litologicamente costituite da successioni ofiolitifere, comprendenti porzioni del basamento gabbro - peridotitico e dalle relative coperture vulcano - sedimentarie.

Vengono distinte in ordine di sovrapposizione geometrica:

Unità tettonometamorfica Figogna

Unità tettonometamorfica Cravasco - Voltaggio



Unità tettonometamorfica Palmaro - Caffarella

Unità tettonometamorfica Voltri.

Le diverse unità risultano polideformate e polimetamorfiche, sotto differenti condizioni di pressione e temperatura, per gradienti termici da bassi a molto bassi. Queste successioni ofiolitifere sono classicamente riferite al dominio oceanico Ligure-Piemontese (Vanossi et alii, 1984), che si sviluppa a partire dal Giurassico tra i blocchi continentali europeo e insubrico ed è successivamente coinvolto negli eventi subduttivi alpini.

Per quanto riguarda le età, sono state eseguite determinazioni radiometriche sui metaplagiograni associati ai metagabbri dell'Unità Palmaro - Caffarella e Cravasco - Voltaggio che hanno fornito un'età di formazione tardo giurassica.

Nei litotipi metasedimentari non sono presenti resti paleontologici determinabili: queste rocce possono essere datate solo per correlazione con le omologhe formazioni delle Alpi Occidentali: i quarzoscisti possono essere datati all'Oxfordiano sup. - Kimmeridgiano medio, mentre i metasedimenti dei livelli superiori della successione possono essere datati al Cretacico superiore, grazie a un ritrovamento di foraminiferi.

In letteratura si fa spesso riferimento alla suddivisione "Gruppo di Voltri" e "Zona Sestri Voltaggio"

Il termine "Gruppo di Voltri" fa riferimento all'area geografica compresa nel quadrilatero Savona, Sestri Ponente, Voltaggio e Valosio e in territorio comunale raggruppa le "Unità Voltri", "Unità Palmaro-Caffarella", "Unità Cravasco Voltaggio" e "Unità Figogna"

La Zona Sestri - Voltaggio invece si riferisce alla fascia ad andamento NNE - SSO che da Sestri Ponente si spinge appunto fino a Voltaggio e comprende oltre alle unità ofiolitiche Cravasco - Voltaggio e Figogna anche l'Unità di margine continentale Gazzo - Isoverde.

Tale "Zona" e il suo contatto occidentale con il Gruppo di Voltri (generalmente chiamata Linea Sestri - Voltaggio), è stata considerata da molti il limite tra Alpi e Appennini ed è stata interpretata di volta in volta come zona di contatto stratigrafico tra la Falda delle Pietre Verdi e la Falda ligure-toscana, insieme di scaglie tettoniche determinato in primo luogo dal sollevamento del Gruppo di Voltri, cicatrice tettonica dovuta al trascinarsi verso NO dell'Appennino rispetto alle Alpi, trascorrente sinistra che raccorda i "tronconi" piemontese e ligure occidentale. Le teorie più recenti descrivono la Linea Sestri - Voltaggio come un contatto tra unità a diverso grado metamorfico, successivamente verticalizzato dalla tettonica tardo-alpina, oppure come una zona di giustapposizione di unità con metamorfismo di bassa pressione su unità ad alta pressione lungo superfici di faglia normali a basso angolo.

2.1 - Unità tettonometamorfica Figogna

Questa unità affiora in una fascia allungata in direzione N-S, che va dalla costa sino al margine settentrionale del territorio comunale. E' compresa tra le unità Gazzo - Isoverde e Cravasco - Voltaggio a letto e l'Unità Mignanego a tetto.

L'Unità tettonometamorfica Figogna è costituita da un basamento metaofiolitico e relativa copertura metasedimentaria; le condizioni di picco metamorfico possono essere attribuite alla facies Pumpellyite - Actinolite, nel campo di stabilità della Lawsonite. La successione - tipo dell'Unità Figogna presenta alcuni caratteri peculiari rispetto alle sequenze di crosta oceanica delle altre unità: nei basalti, generalmente con giacitura a pillow, sono peculiari livelli di ialoclastiti e di breccie, più o meno rimaneggiate, e filoni di basalto e di dioriti. Le rocce gabbriche, generalmente ben rappresentate nelle altre unità, sono limitate ad un affioramento volumetricamente molto ridotto.

Le deformazioni sovrapposte definiscono un assetto strutturale complesso, di cui l'elemento più evidente è la grande anticlinale sinforme, a nucleo di serpentiniti e basalti, che si estende da Erzelli fino al Monte Figogna.

Dal basso verso l'alto è possibile distinguere:

- serpentiniti del Bric dei Corvi;
- metabasalti del Monte Figogna;
- metasedimenti silicei della Madonna della Guardia;
- metacalcari di Erzelli;
- argilloscisti di Monte Costa Giutta;
- argilloscisti di Murta.

2.1.1 serpentiniti del Bric dei Corvi (SMF)

Gli affioramenti più importanti sono allungati in direzione N-S; nella parte occidentale della struttura del Monte Figogna. consistono in i serpentiniti a crisotilo e lizardite, frequentemente a relitti mineralogici e tessiturali di lherzolite. Le tessiture cataclastiche sono molto diffuse e localmente sono presenti filoni basaltici e dioritici. L'insieme dei caratteri sembra indicare che basalti e dioriti siano intrusi nelle rocce ultrafemiche già in via di serpentinizzazione. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

2.1.2 metabasalti del Monte Figogna (BMF)



L'affioramento più esteso costituisce una potente fascia allungata in direzione N-S, da Erzelli fino al Monte Figogna, al nucleo di una grande anticlinale sinforme. Minori affioramenti sono presenti più a nord associati agli argilloscisti di Costagiutta. Consistono in basalti a pillow raramente massicci, con importanti livelli di metabrecce e ialoclastiti. Hanno generalmente colore verde-bruno con zone rosso vinato per ossidazione in ematite delle fasi primarie contenenti Fe. Filoni di metabasalto sono diffusi sia nei metabasalti a cuscini sia nelle contigue serpentiniti; meno comuni sono i filoni di metadiorite. L'età presunta è il Malm.

Una scistosità penetrativa più o meno intensa è molto diffusa, ed è ben riconoscibile nei cuscini e nei clasti delle breccie che risultano talvolta appiattiti lungo la scistosità principale, in qualche caso boudinati e trasposti fino a trasformarsi in metabasiti listate; l'entità della deformazione risulta particolarmente evidenziata nelle strutture variolitiche.

2.1.3 metasedimenti silicei della Madonna della Guardia (DMF)

Affiorano in maniera discontinua in sottili livelli a est e a ovest della grande anticlinale Erzelli - Monte Figogna. Comprendono livelli da ematitici (rosso vinati) a cloritico - illitici (verdi), talvolta a componente fillosilicatica prevalente (faniti), talvolta calcariferi, e meno frequenti livelli silicei. Nei livelli silicei possono essere riconosciuti resti di radiolari più o meno deformati. Livelli detritici a clasti basaltici compaiono verso la base della sequenza, mentre alla sommità tende ad aumentare la frazione fillosilicatica. L'età presunta è il Malm.

Alla base e alla sommità dei metasedimenti silicei, sono localmente presenti livelli dello spessore massimo di 20-50 cm, contenenti clasti basaltici eterometrici, talvolta carbonatici. I clasti sono immersi in una matrice a clorite, miche bianche e calcite che diventa componente essenziale se sono presenti anche i clasti carbonatici. La maggior parte dei clasti basaltici risulta carbonatata.

2.1.4 metacalcari di Erzelli (CMF)

Bordano a est e a ovest in maniera più o meno continua la grande struttura del Monte Figogna, a nucleo di serpentiniti e metabasalti. Un corpo piuttosto vasto affiora sul versante orientale della collina degli Erzelli. Sono costituiti da metacalcareniti e metacalcilutiti più o meno siltose, di colore biancastro ed in livelli di potenza decimetrica, talvolta con tracce di radiolari ricristallizzati. Sono caratterizzati da diverse generazioni di scistosità, più o meno pervasive.

Lo spessore originario è solo ipotizzabile a causa dei piegamenti sovrapposti e la potenza non dovrebbe essere stata superiore ai 50-60 m. In assenza di contenuto paleontologico, un'età titoniana - neocomiana può essere ipotizzata per analogia con la formazione dei Calcari a Calpionella delle successioni Liguri.

2.1.5 argilloscisti di Costa Giutta (PMF)

Affiorano estesamente lungo una fascia ad andamento meridiano in sponda destra del T. Polcevera e sono costituiti da alternanze di argilloscisti e calcari cristallini. Gli argilloscisti, che sono il litotipo prevalente, hanno colore grigio-nero, ocre sulle superfici di alterazione, con vene di quarzo e albite. Gli argilloscisti sono alternati a calcari cristallini, metapeliti scistose grigio-nerastre, più o meno siltose, 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. I livelli di calcari cristallini hanno spessore da decimetrico a metrico e mostrano una derivazione da calcari micritici silicei, calcari arenacei e meno frequenti calcari marnosi. Lo spessore non è determinabile a causa delle deformazioni sovrapposte, come l'età, vista l'assenza di contenuto paleontologico. Per analogia con le Argille a Palombini delle successioni Liguri può essere ipotizzata un'età barremiana - albiana.

2.1.6 argilloscisti di Murta (AMF)

Affiorano lungo una ristretta fascia ad andamento meridiano tra Cornigliano e il confine comunale e sono costituiti da argilloscisti filladici neri a patina sericitica, con intercalazioni di metasiltiti; lo spessore degli strati è generalmente centimetrino. Sono frequenti essudati di calcite e albite in lenti e vene. Lo spessore originario non è determinabile. L'età presunta è il Cretacico inferiore.

2.2 Unità tettonometamorfica Cravasco - Voltaggio

Questa unità affiora in una fascia allungata in direzione N-S, che va da poco a nord della linea di costa sino al confine settentrionale del territorio studiato. Risulta compresa tra l'Unità Figogna e l'Unità Palmaro - Caffarella, ed è associata all'Unità Gazzo - Isoverde, di cui condivide le deformazioni. Questa unità è costituita da un basamento gabbro-peridotitico con relativa copertura metasedimentaria, riequilibrata in condizioni metamorfiche di AP-BT, legate ai processi di subduzione. Le condizioni di picco metamorfico raggiungono condizioni di facies Scisti Blu.

Alcune formazioni gabbriche non affiorano all'interno del territorio comunale.

Dal basso verso l'alto della successione è possibile distinguere:

- serpentiniti di Case Bardane;
- metabasalti di Cravasco;
- metasedimenti silicei dell'Osteria dello Zucchero;



- calcari di Voltaggio;

- scisti filladici del Monte Larvego.

2.2.1 serpentiniti di Case Bardane (SCV)

Consistono in serpentiniti a crisotilo, lizardite, antigorite, frequentemente a relitti mineralogici e tessiturali di lherzolite, spesso cataclastiche. Affiorano in sottili corpi allungati in senso meridiano, dal Rio Bianchetta fino al confine comunale.

Sono presenti anche corpi di metabrecce a clasti serpentinitici e cemento talco-carbonatico, talvolta con ematite. Queste breccie possono essere interpretate come metaoficalciti e rappresentano quindi gli equivalenti metamorfici di breccie originate durante l'evoluzione di fondo oceanico. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

2.2.2 metabasalti di Cravasco (BCV)

Formano affioramenti non molto estesi, allungati in senso meridiano, ad ovest del Monte Figogna e nella zona di Cravasco. Sono costituiti da basalti in cuscini e in filoni: questi ultimi sono messi in posto sia nei metagabbri che negli stessi metabasalti a cuscini.

I metabasalti a cuscini hanno generalmente colore verde-bruno con porzioni di colore rosso - vinato per processi di ossidazione. I cuscini sono fortemente appiattiti lungo la scistosità principale, spesso sono boudinati e trasposti fino a trasformarsi in metabasiti listate vicino al contatto con altri litotipi. I cuscini presentano frequenti microcavità riempite da calcite e un'alta percentuale di fratture sviluppate sia durante i processi di raffreddamento della lava sia di origine tettonica. Sempre lungo i bordi dei cuscini, al contatto tra il basalto vero e proprio e il bordo cloritico, sono presenti variole millimetriche riempite da calcite o da clorite, la cui deformazione fornisce indicazioni sull'orientazione della direzione di massimo allungamento. L'età presunta è il Malm.

2.2.3 metasedimenti silicei dell'Osteria dello Zucchero (DCV)

Affiorano in maniera discontinua e in corpi di limitato spessore. Sono costituiti da scisti silicei, fortemente ricristallizzati e di colore generalmente rosso con contenuto variabile di fillosilicati e carbonati, e da metasedimenti silicei ematitici più o meno pelitici (ftaniti) a colorazione rosso-bruna, talvolta con livelli verdastrati o grigi. Alla base sono caratterizzati da livelli verdi, spesso a componente detritica, passanti a più rare metareniti ofiolitiche; seguono, in successione, livelli prevalentemente rossi e neri, raramente verdi. Sono caratterizzati da diverse generazioni di scistosità e nei livelli metarenitici si sviluppano anfiboli sodici. Gli spessori sono sempre ridotti e vanno da pochi metri a pochi centimetri; questo è probabilmente dovuto non solo a una ridotta potenza originaria, ma anche a fenomeni di elisione tettonica. L'età presunta è il Malm.

2.2.4 calcari di Voltaggio (CCV)

Affiorano in corpi di limitato spessore a W di Scarpino. Il nome formazionale deriva dalle sezioni esposte nei dintorni di Voltaggio, che rimangono tuttavia al di fuori dell'areale del Comune di Genova. Sono costituiti da calcari cristallini quarzo-micacei, caratterizzati da una importante componente detritica. Alla base della successione, compare localmente un livello dello spessore di alcuni metri, ricco di noduli silicei costituiti da quarzo microcristallino, al quale succedono banchi di calcari più o meno ricchi in miche bianche (fengite), clorite e ankerite, con intercalazioni di livelli pelitici da centimetrici a metrici. Sulle superfici di frattura fresche i granuli di quarzo conferiscono una caratteristica punteggiatura, da cui il termine usato dagli autori francesi di calcaires pointillés. Verso l'alto stratigrafico, la successione passa gradualmente a scisti filladici con intercalazioni di livelli di calcari cristallini. A causa delle deformazioni sovrapposte e delle trasposizioni della stratificazione da parte di diverse generazioni di scistosità, lo spessore originario non è valutabile.

L'analisi paleontologica di questi relitti non ha fornito determinazioni di età. In assenza di contenuto paleontologico significativo, un'età titoniana - neocomiana può essere ipotizzata per analogia con i calcari a Calpionella delle successioni Liguri.

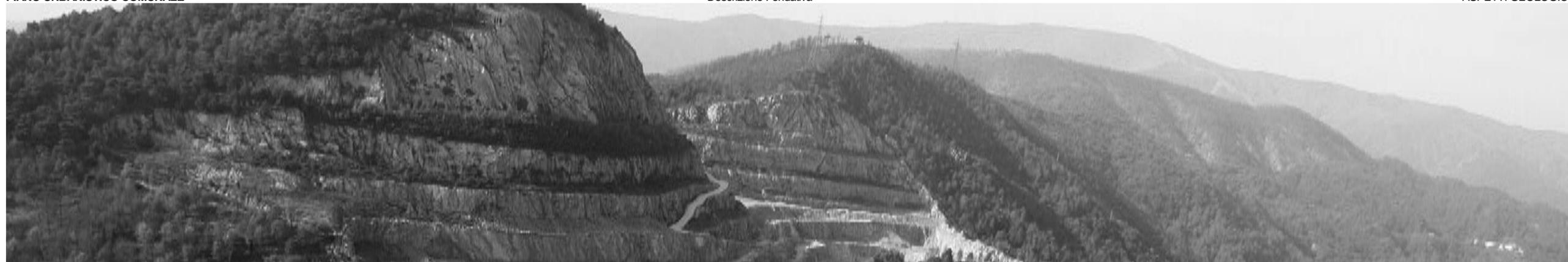
2.2.5 scisti filladici del Monte Larvego (ACV)

Affiorano in due corpi principali, allungati in senso meridiano, a sud nella zona che va da San Pietro ai Prati sino a Lencisa. Sono costituiti da filladi e argilloscisti filladici con liste di quarzo microcristallino. Nella parte basale sono presenti anche intercalazioni di calcari cristallini. Sono caratterizzati da diverse generazioni di scistosità che rendono lo spessore originario difficilmente definibile, come pure l'età, a causa dell'assenza di contenuto paleontologico. Per analogia con le Argille a Palombini delle successioni Liguri può essere ipotizzata un'età barremiana - albiana.

2.3 Unità tettonometamorfica Palmaro - Caffarella

Questa unità affiora lungo una fascia compresa tra Prà a Sestri Ponente, dove assume un andamento N-S. E' geometricamente compresa tra l'Unità Voltri e le unità Gazzo - Isoverde e Cravasco - Voltaggio. E' costituita da metaofioliti con relativa copertura metasedimentaria, che presentano una riequilibratura metamorfica in facies degli Scisti Blu (Chiesa et alii, 1977) e una sovrainpronta in facies degli Scisti Verdi più o meno sviluppata. L'evoluzione metamorfica ha molte similitudini con l'Unità Voltri, da cui si differenzia per le condizioni di climax metamorfico che, come detto, sono in facies degli Scisti Blu per la Palmaro - Caffarella e in facies Scisti Blu con eclogiti per l'Unità Voltri.

Dal basso verso l'alto della successione stratigrafica è possibile distinguere:



- serpentiniti di San Carlo di Cese;
- metagabbri di Carpenara;
- metagabbri del Bric Fagaggia;
- metabasalti della Val Varenna;
- quarzoscisti di Sant'Alberto;
- calcescisti della Val Branega.

2.3.1 serpentiniti di San Carlo di Cese (SPC)

Affiorano in corpi allungati in direzione N-S, a ridosso del contatto con le unità più orientali. Consistono di serpentiniti a lizardite e crisotilo, in coesistenza o completamente sostituiti da antigorite. Sono frequenti i relitti mineralogici e/o tessiturali di lherzoliti. Sono presenti anche alcuni affioramenti di metabrecce formate da clasti eterometrici di serpentinite, più o meno arrotondati, in una matrice a carbonati, talco e anfiboli. Queste breccie possono essere interpretate come metaoficalciti e rappresentano quindi gli equivalenti metamorfici di breccie originate durante l'evoluzione di fondo oceanico. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

2.3.2 metagabbri di Carpenara (GPC)

Affiorano in corpi e lenti allungate in direzione N-S, tra le valli del Varenna e del Rio Bianchetta. Comprendono metagabbri di colore bianco verdastro, spesso con filoni di metabasalti. La formazione è databile al Malm.

2.3.3 metagabbri del Bric Fagaggia (MPC)

Affiorano nella zona del Bric Fagaggia e in prossimità della costa, ove formano l'esteso affioramento del Castelluccio di Prà. Comprendono metagabbri a ossidi di Fe e Ti a grana medio-fine. A volte presentano tessiture occhiate fino a listate dovute a metamorfismo e deformazioni di ambiente oceanico, attraversate da filoni doleritici. Localmente passano a metabrecce di gabbro, di colore bluastro. La riequilibratura in facies Scisti Verdi è diffusa, mentre la scistosità alpina è raramente penetrativa. L'età presunta è il Malm.

2.3.4 metabasalti della Val Varenna (BPC)

Affiorano sia in corpi e lenti allungate in direzione N-S che come intercalazioni nei calcescisti. L'affioramento più importante si estende a Nord dell'abitato di S. Carlo di Cese. Sono costituiti da metabasiti con una tessitura

prevalentemente listata a grana fine, caratterizzata da livelli alternati gialli e verdi: i livelli più scuri mostrano alte percentuali di Na-anfibolo, clorite e quarzo mentre i livelli più chiari sono formati principalmente da epidoto pistacitico e albite. L'età presunta è il Malm.

2.3.5 quarzoscisti di Sant'Alberto (QPC)

Affiorano in lenti poco potenti ad andamento N-S al contatto tra i calcescisti e le serpentiniti. Livelli di piccola potenza (non cartografabili separatamente) si trovano associati ad altri litotipi, a volte intercalati tra metabasiti da una parte e calcescisti passanti a micascisti dall'altra (torrente Varenna, Monte Spassoja, dintorni di Caffarella), a suggerire un'originaria successione sedimentaria soprafiolitica.

Sono costituiti da scisti quarzifici a colorazione da biancastra a verdastra, caratterizzati da livelli millimetrici di quarzo microcristallino. Molto raramente si rinvengono quarzoscisti ematitici con tracce di radiolari deformati. Sono presenti scistosità legate a diverse generazioni di deformazioni; localmente la tessitura è brecciata. Alcuni di questi quarzoscisti associati a metabasiti ad anfibolo sodico si caratterizzano per l'accentuato colore arrossato (zona dei Pini Storti), legato all'alto contenuto di ematite. Dal punto di vista della ricostruzione stratigrafica appare molto probabile la corrispondenza con i Diaspri di Monte Alpe nelle ofioliti delle Liguridi Interne; l'età presunta è il Malm.

2.3.6 calcescisti della Val Branega (CPC)

Affiorano lungo la costa e in lame orientate N-S. Sono costituiti da scisti quarzo-micacei più o meno calciferi, calcescisti, micascisti e calcari cristallini, caratterizzati da alternanze di livelli pelitici e livelli quarzocarbonatici. Le variazioni nelle percentuali modali di calcite, quarzo e miche bianche determinano la transizione tra calcescisti, micascisti, calcari cristallini ("marmi") e i sottostanti quarzoscisti. Sono presenti scistosità legate a diverse generazioni di deformazioni. L'età presunta è compresa tra il Giurassico superiore e il Cretacico superiore.

2.4 Unità tettonometamorfica Voltri.

L'Unità Voltri occupa la porzione più occidentale del territorio comunale, di cui costituisce l'unità più estesa e confina ad oriente con l'Unità Palmaro - Caffarella. Comprende un basamento gabbro-peridotitico con coperture vulcano-sedimentarie e ultramafiti, prevalentemente lherzoliti con caratteri di mantello sottocontinentale. Entrambi i complessi risultano coinvolti nell'evoluzione polifasica da condizioni eclogitiche in ambiente subduzione, fino alla successiva fase di esumazione.

Dal basso verso l'alto sono state distinte le seguenti formazioni, che affiorano più o meno diffusamente all'interno dell'area allo studio:



- peridotiti lherzolitiche del Monte Tobbio;
- serpentinoscisti antigoritici del Bric del Dente;
- metagabbri eclogitici della Colma e di Prato del Gatto;
- metagabbri eclogitici del Passo del Faiallo e di Case Buzzano;
- metabasiti di Rossiglione;
- calcescisti del Turchino.

L'Unità Voltri è prevalentemente caratterizzata da condizioni metamorfiche in facies Scisti Blu con eclogiti e da retrocessione in facies Scisti Verdi.

Nell'Unità Voltri a sono presenti anche ultramafiti derivate da mantello sottocontinentale, interessate da deformazioni e ricristallizzazioni di età alpina in condizioni di AP. Queste peridotiti sottocontinentali sono state attribuite al margine insubrico (Piccardo et alii, 1990) e mostrano di essere state precocemente associate alle sequenze di ambiente oceanico e di dividerne l'evoluzione tettonometamorfica. Nell'Unità Voltri convivono lherzoliti di mantello sottocontinentale e rocce di crosta oceanica. D'altra parte la transizione graduale da lherzoliti a serpentiniti per progressiva serpentizzazione pone seri problemi di attribuzione: non esistono attualmente evidenze di terreno che permettano una distinzione tra serpentiniti di derivazione oceanica e serpentiniti derivate da lherzoliti di mantello.

2.4.1 peridotiti lherzolitiche del Monte Tobbio (LVT)

Sono composte da lherzoliti, con minori corpi di duniti e harzburgiti e bande di pirosseniti di potenza centimetrica, raramente intruse da corpi gabbrici. Sono presenti corpi di metaroddingiti con spessore da metrico a plurimetrico.

Le lherzoliti costituiscono potenti corpi di dimensioni fino a chilometriche, costantemente associati a serpentiniti e serpentinoscisti ed affiorano principalmente nella parte alta del bacino del T. S. Pietro; il passaggio a questi tipi litologici è spesso graduale, per progressiva serpentizzazione.

L'associazione di queste rocce con sequenze di crosta oceanica e la loro esposizione sul fondo oceanico è presumibilmente compresa tra il Dogger e il Malm.

2.4.2 serpentinoscisti antigoritici del Bric del Dente (SVT)

Rappresentano il litotipo volumetricamente più abbondante dell'Unità Voltri e affiorano sia in masse estese e potenti sia in lenti più sottili associate a metabasiti e calcescisti. Costituiscono due grandi corpi che si estendono dalla costa sino al margine settentrionale dell'area.

La scistosità è generalmente ben sviluppata, ma localmente sono presenti corpi lenticolari, più o meno massivi, in cui le strutture dell'originaria lherzolite e strutture di serpentizzazione a maglie sono parzialmente conservate. Al contatto con i metasedimenti è frequente la formazione di scisti a talco, clorite e calcite con lo sviluppo di vene a calcite rimobilizzata, che documenta la circolazione di fluidi carbonatici associata ad eventi deformativi fragili. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

Sono presenti corpi di metaroddingiti con spessore da metrico a plurimetrico.

2.4.3 metagabbri eclogitici della Colma e di Prato del Gatto (GVT)

Metagabbri e metatroctoliti a paragenesi eclogitiche con anfibolo sodico a tessitura da occhiadina a listata, che affiorano in lenti e corpi poco a N dell'abitato di Fabbriche. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

2.4.4 metagabbri eclogitici del Passo del Faiallo e di Case Buzzano (MVT)

Metagabbri e metadioriti che affiorano in piccoli corpi nei pressi del Passo del Faiallo, di colore verde scuro, a grana da fine a grossa. La derivazione è da proctoliti evoluti per frazionamento a grana da media a grande, con tessiture ignee spesso riconoscibili. L'età di questa formazione è il Malm.

2.4.5 metabasiti di Rossiglione (BVT)

Derivano da protoliti basaltici a composizione tholeitica (MESSIGA et alii, 1977) o da brecce a composizione prevalentemente basaltica e sono presenti in lenti all'interno delle serpentiniti del Bric del Dente e in minor misura all'interno di calcescisti e prasiniti. Presentano scistosità legate a diverse generazioni di deformazioni e comunemente sono completamente riequilibrati in facies Scisti con tipica albite ocellare post-cinematica. Talvolta sono presenti relitti di un *banding* associato a Na-anfiboli. L'età presunta è il Malm.

2.4.6 calcescisti del Turchino (CVT)

Affiorano in una fascia ad andamento N-S, tra la costa e Rossiglione, oltre che in numerosissime lenti di minore estensione e concorrono insieme ai serpentinoscisti del Bric del Dente all'impostazione dell'Unità di Voltri.



Consistono in scisti quarzo-micacei e scisti micacei, con contenuti molto variabili in carbonati, rappresentati da calcite; livelli di marmi quarzo - micacei sono sporadicamente presenti e più frequenti in prossimità dei contatti con le metabasiti. L'età presunta è compresa tra il Giurassico superiore e il Cretacico superiore.

3 UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE

Queste unità sono caratterizzate dalla presenza di successioni metasedimentarie di età permio - giurassica, originate in ambiente di margine continentale. L'unica unità di margine continentale presente sul territorio comunale è rappresentata dalla Unità tettonometamorfica Gazzo - Isoverde

3.1 Unità tettonometamorfica Gazzo - Isoverde

L'Unità Gazzo - Isoverde affiora in tre corpi principali in corrispondenza delle zone di Isoverde, Lencisa e Monte Gazzo. Risulta compresa tra l'Unità Figogna e l'Unità Palmaro - Caffarella, ed è associata all'Unità Cravasco - Voltaggio, di cui condivide le deformazioni. Nell'appilamento tettonico delle unità tettonometamorfiche si trova quindi in posizione sottoposta all'Unità Figogna e sovrapposta all'unità Palmaro - Caffarella. Dal punto di vista litologico, questa unità è costituita da una successione metasedimentaria che comprende dolomie, con livelli di gessi e carnirole, calcari e argilloscisti. La successione è praticamente continua dal Triassico medio al Lias, senza importanti lacune stratigrafiche. Le associazioni litologiche sono riferibili ad un ambiente di piattaforma carbonatica in fase di collasso. Dal basso verso l'alto della successione è possibile distinguere:

- dolomie del Monte Gazzo;
- Calcari di Gallaneto e di Lencisa;
- meta-argilliti di Bessega.

3.1.1 dolomie del Monte Gazzo (DGI)

Affiorano in lenti allungate in direzione N-S e in corpi più potenti nella zona del Monte Gazzo.

Consistono in metadolomie e subordinati metacalcari dolomitici, con frequenti brecce intraclastiche. La stratificazione non è sempre facilmente riconoscibile e banchi ben individuabili sono alternati a livelli massicci. A causa delle deformazioni la potenza può essere stimata in maniera solo approssimativa ad uno spessore di circa 250 m. Le dolomie sono criptocristalline e saccaroidi, di colore grigio chiaro, con intercalazioni argillose e marnose giallastre, di potenza centimetrica.

Al top stratigrafico, alle dolomie succedono dolomicriti nerastre.

Un'attribuzione al Triassico sup. è già stata proposta da tempo.

3.1.2 calcari di Gallaneto (CGI)

Affiorano in piccoli corpi allungati in direzione N-S presso le Loc. Lencio e Fornace D'Orezzo e anche nel centro dell'abitato di Sestri Ponente; lo spessore è stato stimato in circa 65 m.

Dal punto di vista litologico questa formazione è piuttosto eterogenea e dal basso verso l'alto sono riconoscibili biospariti, biomicriti cristalline, *mudstone* cristallini ad interstrati argillosi. Proseguendo verso l'alto stratigrafico si trovano calcari e calcari marnosi giallastri, alternati ad argilliti e marne. Quindi si assiste alla scomparsa piuttosto brusca della componente terrigena e sono presenti calcari cristallini puri, in banchi pluridecimetri e infine dolomie e brecce di tipo evaporitico passanti a carnirole. Nonostante la rielaborazione metamorfica, la stratificazione è generalmente ben riconoscibile, mentre lo sviluppo del clivaggio è poco pervasivo.

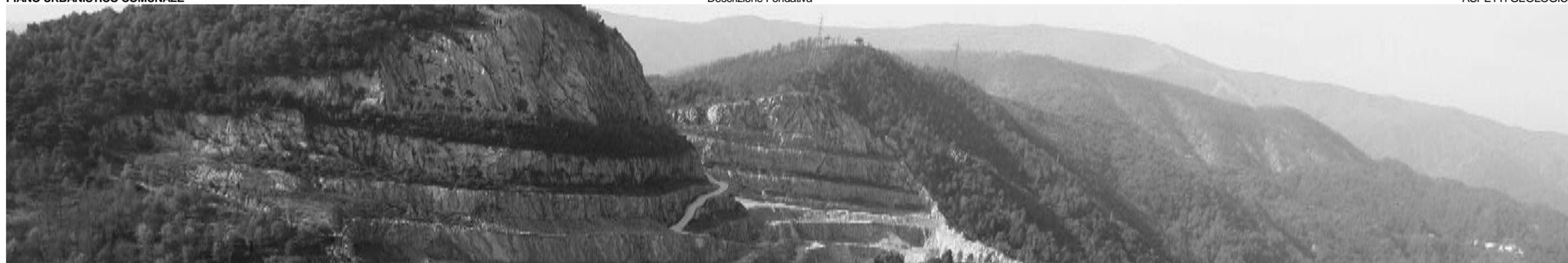
3.1.3 meta-argilliti di Bessega (AGI)

Affiorano in corpi allungati in direzione N-S in prossimità del confine comunale in località Lencio. Consistono in meta-argilliti grigio-scure e nere, più o meno siltose, in strati di spessore centimetrico e pluricentimetrico, con intercalazioni di calcari microcristallini e calcari marnosi. La scistosità è di solito evidente. Questi litotipi suggeriscono un ambiente deposizionale emipelagico. L'età non è documentabile su base paleontologica e può essere ipoteticamente attribuita al Lias superiore - Dogger.

4 BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

Nell'areale Genovese, il Bacino Terziario Piemontese consiste di formazioni clastiche, che rappresentano il risultato della detrizione della catena alpina, conseguente al suo sollevamento, nel periodo da tardo a post-orogico: appare quindi come un bacino fortemente influenzato dalle fasi tettoniche terziarie dell'orogenesi alpino - appenninica. Il Bacino Terziario Piemontese viene anche definito un bacino episuturale, nel senso che si sviluppa al di sopra della giunzione tra la catena alpina e quella appenninica, che ne viene in parte mascherata; dal basso verso l'alto sono state distinte:

brecce della Costa di Cravara e formazione di Molare.



4.1 Breccie della Costa di Cravara (CRA)

Affiorano nell'immediato entroterra di Pra: la definizione formazionale deriva invece dagli affioramenti della Costa di Cravara, località che si trova però al di fuori dell'areale Comunale. Si tratta di breccie eterometriche, per lo più arrossate, non stratificate.

La loro alimentazione è strettamente controllata dalla natura litologica del substrato, per cui i clasti possono rappresentare praticamente tutti i tipi litologici presenti nel substrato pre-oligocenico; per la stessa ragione possono essere sia monogeniche, sia poligeniche. La deposizione, avvenuta probabilmente in ambiente prevalentemente subaereo, è stata influenzata dalla morfologia dell'originario substrato, colmando depressioni preesistenti. Questo implica una scarsa continuità laterale e una superficie d'appoggio sul substrato pre-oligocenico marcatamente irregolare. Esse sono dubitativamente attribuite all'Eocene sup. - Oligocene inf., sulla base della loro posizione stratigrafica sottostante la formazione di Molare, la cui età è relativamente ben determinata paleontologicamente.

4.2 Formazione di Molare (MOR)

Affiora nelle stesse zone della precedente ed è costituita da conglomerati poligenici, eterometrici, con clasti arrotondati di dimensioni variabili da qualche millimetro a diversi metri, localmente fino alla decina di metri, derivanti dalle Unità di Voltri e da crosta oceanica. La stratificazione è spesso poco distinta o assente, essi ricoprono in successione stratigrafica le breccie della Costa di Cravara; anche per i conglomerati di Molare la deposizione è avvenuta su un substrato dalla morfologia irregolare, con riempimenti di depressioni preesistenti. Procedendo verso l'alto stratigrafico, la successione comprende livelli arenacei e marnosi, il cui contenuto paleontologico ne permette l'attribuzione all'Oligocene. Tuttavia nell'area studiata sono compresi solo gli orizzonti relativamente bassi della successione, schiettamente conglomeratici, con stratificazione poco distinta o assente, paleontologicamente del tutto sterili.

5 DEPOSITI PLIOCENICI

Per i depositi pliocenici le notizie e le segnalazioni bibliografiche rivestono particolare importanza, in quanto in molti casi gli affioramenti sono stati quasi completamente coperti dall'urbanizzazione e non sono più accessibili.

Sono rappresentati dalla sola formazione delle argille di Ortovero.

5.1 Argille di Ortovero (AOR)

Sono costituite da argille marnose, marne, silti e arenarie fini, di colore da grigio cinereo a grigio-azzurro, in strati da centimetrici a pluricentimetrici. La stratificazione non è sempre ben marcata, soprattutto verso l'alto stratigrafico. Il

contatto basale con il substrato ha caratteristiche trasgressive ed è spesso caratterizzato da un livello a breccie e conglomerati, il cui spessore va da pochi cm a qualche m. Ciò testimonia la rapidità dell'evento trasgressivo e dell'affondamento fino a profondità stimate intorno ai 400 - 500 m.

Le argille di Ortovero sono presenti in diverse aree (Genova est, Genova centro, Genova ovest), in *graben* di piccola estensione delimitati da faglie subparallele alla costa. In molti casi questi depositi sono ormai da tempo non più visibili in quanto coperti dall'urbanizzazione e quindi accessibili solo in occasione di sondaggi e scavi; solo nel settore di Genova ovest (Borzoli, Villa Duchessa di Galliera a Voltri) sono ancora visibili pochi e limitati affioramenti. Oltre a questi affioramenti, che saranno descritti di seguito, questa formazione è presente nel sottosuolo di Pegli, al di sotto dei depositi alluvionali, tra il corso del torrente Varenna e la zona della stazione ferroviaria, dove è stata campionata durante l'esecuzione di una serie di sondaggi. Durante i lavori per la metropolitana di Genova, le argille di Ortovero sono state incontrate in maniera pressoché continua tra la Stazione Marittima e Piazza Cavour, anche qui al di sotto dei depositi alluvionali, e nella zona di Carignano.

Grazie all'analisi paleontologica la formazione delle argille di Ortovero è riferibile allo Zancleano inferiore .

6 DEPOSITI QUATERNARI

Nell'ambito di questi depositi sono stati distinti:

- breccie di San Pietro ai Prati;
- sedimenti di spiaggia;
- sedimenti alluvionali e marini;
- sedimenti di alveo
- ammassi detritici di falda
- coltri eluvio colluviali
- riporti artificiali e discariche



6.1 Breccie di San Pietro ai Prati (BPP)

Affiorano nell'area intorno a San Pietro ai Prati e costituiscono dei lembi poco potenti che ricoprono le rocce del substrato. Sono costituite da breccie residuali a clasti calcareo - dolomitici, a matrice carbonatica e da breccie detritiche a clasti calcareo - dolomitici e subordinati clasti quarzoso-filladici, a matrice carbonatica di colore giallastro. Sono presenti intercalazioni di arenarie e siltiti. La loro presenza è limitata all'area di affioramento dell'Unità Gazzo - Isoverde o alle immediate vicinanze e datate fine Pleistocene – inizio olocene.

6.2 Sedimenti di spiaggia (SP)

Sono depositi delle spiagge attuali, prevalentemente ghiaioso - sabbiosi.

6.3 Sedimenti alluvionali e marini (AM)

Sono depositi prevalentemente ghiaiosi, anche se talvolta sono presenti blocchi e/o materiali fini. La risalita del mare e il sollevamento dell'area durante l'Olocene hanno favorito l'aggradazione dei depositi alluvionali delle piccole piane costiere e la genesi di evidenti terrazzi fluviali. Riguardo alle piane costiere recenti indagini geognostiche hanno messo in evidenza uno spessore di oltre 60 m della coltre alluvionale del Torrente Polcevera nella zona di foce.

6.4 Sedimenti di alveo (AA)

Sono depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi in evoluzione che costituiscono gli alvei attuali dei corsi d'acqua.

6.5 Ammassi detritici di falda (DF)

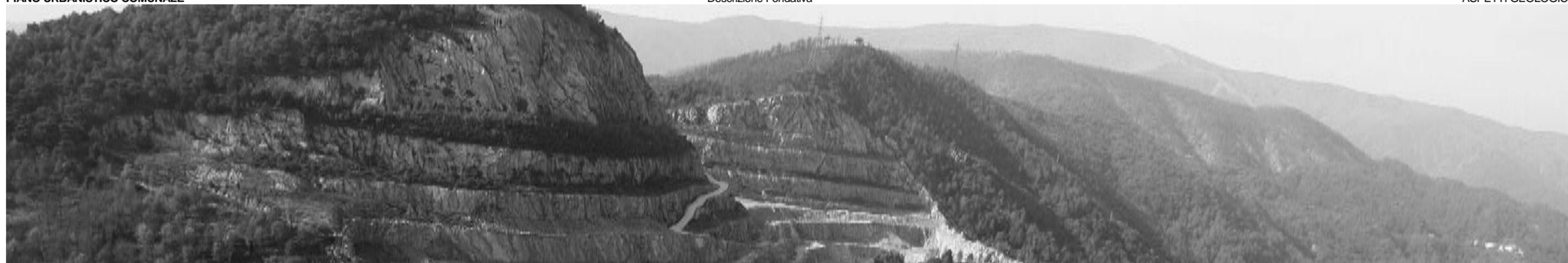
Depositi essenzialmente gravitativi, con l'apporto più o meno sensibile di fenomeni di ruscellamento, costituiti da elementi lapidei eterogenei ed eterometrici inglobati in matrice pelitica o sabbiosa.

6.6 Coltri eluvio-colluviali (CD)

Coperture detritiche sviluppatasi in situ a spese del substrato costituite da clasti di dimensioni eterometriche in matrice sabbiosa limosa; talvolta risultano pedogenizzate e spesso inglobano anche elementi grossolani mobilizzati da processi di versante.

6.7 Riporti artificiali e discariche (RIP)

Sono caratterizzati dalla presenza di materiale eterogeneo per pezzatura, provenienza, chimismo e caratteristiche geotecniche e geomeccaniche, riportato e rimaneggiato antropicamente.



Geomorfologia

INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO GENERALE

Per le diverse caratteristiche geomorfologiche del territorio comunale, che comprende a ponente unità metamorfiche alpine ed a levante unità sedimentarie flyschoidi (come da precedente descrizione), si è ritenuto opportuno trattare distintamente due settori, di "Levante" e di "Ponente", per ciascuno dei quali vengono illustrate le caratteristiche geomorfologiche peculiari e le maggiori problematiche.

1. SETTORE DI LEVANTE (Flysch del Genovesato e linea Sestri-Voltaggio)

1.1 Inquadramento geografico

L'area considerata si estende sino al confine comunale con Ceranesi, Serra Riccò, Mignanego e Davagna a nord e con il confine del Comune di Bogliasco ad est e si chiude ad ovest lungo il crinale Polcevera-Chiaravagna.

Procedendo da ovest si incontrano i bacini dei Torrenti Polcevera e Bisagno; il crinale in sponda sinistra di quest'ultimo costituisce lo spartiacque interno per i torrenti minori del levante cittadino, tra cui rivestono maggiore importanza quelli del Torrente Sturla e del Torrente Nervi.

Tutti i bacini sono caratterizzati da forte acclività, breve distanza tra crinale spartiacque e linea di costa; inoltre la sottile fascia costiera ed i fondovalle risultano occupati da un'intensa urbanizzazione che in molti settori risulta altamente esposta al rischio di esondazione.

1.2 Caratteri geomorfologici generali – rapporti con elementi tettonici

Il settore in esame durante il periodo Plio-Quaternario si inserisce in un unico schema evolutivo, in cui una tettonica disgiuntiva si sovrappone alle strutture precedenti.

In particolare gioca un ruolo fondamentale il sistema di faglie dirette, prevalentemente immergenti verso mare, attivo dal Miocene superiore a tutt'oggi. Oltre ai "graben" pliocenici importanti strutture distensive orientate circa E-W sono riscontrabili in Val Bisagno ed in Valle Sturla. L'azione geodinamica dovuta all'apertura del margine continentale

condiziona il reticolo idrografico, favorendo l'impostarsi di nuovi bacini "costieri" e comportando un'azione di ringiovanimento del paesaggio.

L'adeguamento dei versanti al sollevamento del settore continentale si manifesta sotto forma di erosione regressiva, rimontante attualmente lungo le valli secondarie, oppure con movimenti gravitativi profondi in corrispondenza del contatto litologico tra materiali rigidi e duttili (es. calcari marnosi-argilliti), in cui strutture neotettoniche e deformazioni gravitative profonde si confondono.

Evidenze geomorfologiche, riferibili ad antichi livelli di base plioquaternari, sono presenti invece lungo i versanti dei bacini principali sotto forma di superfici spianate in roccia. Di particolare significato ed interesse geomorfologico sono anche le superfici di abrasione marina, disposte su più quote, di cui si hanno numerosi esempi da Coronata a Nervi.

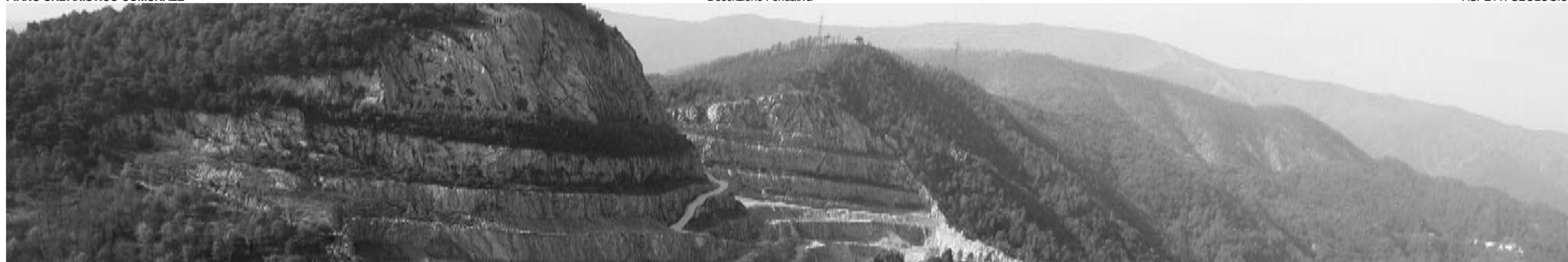
In Val Polcevera, dove prevalgono i litotipi argilloscisti, è predominante la tipologia di frana di scorrimento, generalmente traslazionale, dovuta all'impregnazione e saturazione della coltre detritica superficiale; l'interfaccia tra la porzione alterata ed il substrato roccioso sano, reperibile solitamente a profondità variabili tra 1 e 2 metri, costituisce la superficie di scorrimento. Il comportamento geotecnico e geomeccanico degli argilloscisti e dei litotipi appartenenti alla Formazione di Ronco è pressoché omogeneo.

Nelle coltri di alterazione eluvio-colluviali si possono invece innescare frane di "prima generazione" di tipo traslazionale e di colata (debris flow e soil slip), soprattutto in corrispondenza di precipitazioni brevi e intense.

Nei calcari marnosi che sono presenti soprattutto in Val Bisagno e nei bacini minori (T. Sturla, T. Nervi) le tipologie di frana risultano condizionate dall'assetto giaciturale e strutturale della stratificazione e dei piani di fratturazione: si osservano scorrimenti traslazionali in roccia in condizioni a "franapoggio" e ribaltamenti e crolli in condizioni a "reggipoggio". Anche le coltri di copertura dei calcari marnosi sono soggette a tipologie di frana di prima generazione analoghe a quelle degli argilloscisti, mentre per coltri di grandi dimensioni la tipologia è di tipo più complesso. In quest'ultimo caso si tratta in genere di dissesti di ampia magnitudo che si innescano in prossimità del contatto litologico tra i calcari marnosi e le argilliti sottostanti. L'elevato contrasto di permeabilità fra le due formazioni, dà origine in prossimità del contatto a zone di saturazione ed impregnazione, provocando la colata degli argilloscisti impregnati ed il crollo o lo scorrimento dei calcari sovrastanti, soggetti anche ad espansione laterale.

Forme e processi fluviali predominano nei fondovalle, generalmente caratterizzati dalla presenza di depositi alluvionali grossolani.

Nell'insieme tutti i bacini presentano caratteristiche di torrenti montani, con forte acclività, breve distanza dallo spartiacque alla linea di riva e presenza di strette piane costiere, originatesi per progradazione delle foci torrentizie, intensamente urbanizzate ed esposte al rischio di esondazione.



1.2.1 Le valli minori del Levante

La dorsale spartiacque della sponda sinistra del T. Bisagno, da Monte Cordona, attraverso la Sella di Bavari, fino a Monte Poggiasco, individua verso sud una serie di bacini di recente formazione, interessati da dissesti di una certa rilevanza. Tra questi riveste maggior importanza il bacino del torrente Nervi, di circa 9 Km² di superficie, il cui substrato litologico è rappresentato dalla Formazione del Monte Antola, facente parte del "Flysch ad Elmintoidi", datati Cretaceo - Paleocene.

L'asta principale si imposta lungo l'asse di una megapièga sinforme, ad asse NNE-SSW, ed il reticolo risulta fortemente condizionato dall'assetto monoclinale, con direzione degli strati 40-50 NE e con immersione prevalente 30-40 NW.

Ne risulta una forma del reticolo profondamente asimmetrica, con sponda destra maggiormente sviluppata ed evoluta rispetto alla sinistra, suddivisa in sette vallette secondarie caratterizzate da forte acclività, con suolo molto modesto ed in taluni casi assente anche a causa dei ripetuti incendi boschivi.

Il carattere giovanile del bacino comporta una elevata dinamica lungo i versanti, interessati da frane che, in ragione dell'assetto strutturale, risultano prevalentemente di tipo traslativo in sponda sinistra e di crollo in sponda destra. Durante gli episodi di precipitazione breve ed intensa si innescano frane superficiali, che interessano i primi due metri di spessore della coltre e del "cappellaccio", che forniscono un importante contributo al trasporto solido lungo l'asta torrentizia principale, soggetta a fenomeni di esondazione nel tratto terminale a monte della tombinatura.

Prima di sfociare a mare il torrente descrive alcuni meandri incassati in roccia, oggi tombinati lungo via del Commercio, che intersecano la superficie di abrasione marina meglio conservata nel territorio comunale, disposta a quote 15-25 metri sul livello marino attuale.

Proseguendo verso ponente si incontrano i bacini di ridotta estensione dei rivi San Pietro, Bagnara, Fontanelle, Castagna e Priaruggia, con caratteristiche litologiche e geomorfologiche analoghe a quelle del T. Nervi. Essi rappresentano l'incisione quaternaria della superficie marina sopra descritta, che in questo settore appare più estesa ed interessata da intensa urbanizzazione. In ragione della leggera sopraelevazione sull'attuale livello di base e delle basse pendenze, non si segnalano particolari situazioni di vulnerabilità degli insediamenti ai rischi naturali.

1.2.2 Valle Sturla

Il torrente Sturla nasce alla confluenza tra il Rio Cane ed il Rio Cardenca in località Comunaglie ed è delimitato a SE dai rivi Nervi, Bagnara, Castagna e Priaruggia, a N dallo spartiacque con il Torrente Bisagno, ed a NW dall'alto strutturale di Albaro-San Martino.

Nel bacino del Torrente Sturla il substrato è rappresentato in prevalenza dai calcari di Monte Antola, mentre le argilliti di Montoggio affiorano limitatamente nei fondovalle, in corrispondenza della Sella di Bavari, San Desiderio e lungo i Rivi Premanico e Mezzano.

In sponda destra, ai bordi di Corso Europa, è presente un lembo di marne plioceniche che costituisce il tratto terminale della fossa tettonica disposta NNW-SSE.

La valle del Torrente Sturla è caratterizzata da elevate acclività dei versanti in corrispondenza dei calcari marnosi e da morfologie dolci dove affiorano le argilliti. L'erosione selettiva condiziona anche il reticolo idrografico, prevalentemente lineare e subparallelo nel settore tra Bavari e San Desiderio; la valle si restringe non appena l'erosione interessa solamente i calcari, dando origine ad una serie di meandri incassati in roccia.

Nel tratto terminale l'asta torrentizia si rettifica nuovamente, dando origine ad una stretta piana alluvionale, di ridotto spessore, soggetta a rischio di esondazione.

Indizi morfo-neotettonici sono individuati dalla cattura, da parte del T. Bisagno, del tratto di bacino posto a nord della Sella di Bavari e dalle scarpate, anche subverticali, poste nella testa di valle, dalla Sella sino a località Canova.

Lungo i versanti si individuano alcune paleofrane di volumetria significativa, tra cui occorre ricordare quelle di Rio Pomà e di Sella di Bavari. Pur non essendo stata rilevata la presenza del contatto calcari - argilliti, anche la frana di Rio Pomà, data la sua estensione e volumetria, può essere ricondotta ad una tipologia di frana di tipo misto (scorrimento e crollo), in analogia alle altre citate: le argilliti potrebbero essere presenti al nucleo delle pieghe parassite, presenti in zona con assi circa N-S.

Appare estremamente interessante la presenza in quota delle argilliti in sponda destra, presso località Scaglietta, che consente di associare le strutture e le forme di Premanico ad un movimento gravitativo profondo.

Alcune frane traslazionali, in coltre e roccia, sono soggette a riattivazione in seguito alle intense precipitazioni autunnali presso la località San Desiderio e la località Bavarelli. Fenomeni di ruscellamento superficiale ed erosione accelerata sono presenti sul fianco orientale del Forte Ratti, anche in ragione del disordine provocato dalla cava e dall'assetto giaciturale sfavorevole dei calcari marnosi.



1.2.3 Val Bisagno

L'asta principale presenta un andamento a spezzata che si estende verso NNE-SSW lungo il centro cittadino e che descrive un'ampia deviazione in senso E-W in prossimità di Molassana fino al limite del confine comunale a Struppa per riprendere quindi la direttrice NNW-SSE.

Il reticolo idrografico è profondamente asimmetrico, con bacini secondari in sponda orografica destra più sviluppati in conseguenza sia del prevalente condizionamento neotettonico, sia dell'erosione differenziale tra calcari marnosi ed argilliti, queste ultime distribuite nelle depressioni.

Nell'area di pertinenza comunale il substrato è rappresentato in prevalenza dall'Unità dell'Antola e solo nella zona di Foce il bacino è delimitato in sponda destra dal terrazzo di Carignano, che rappresenta un ulteriore blocco in calcari marnosi ribassato della tettonica distensiva plioquaternaria. La superficie di abrasione marina in questo caso modella, nella zona sommitale di via Alessi e Mura di Santa Chiara, anche depositi pliocenici, presenti anche sotto le alluvioni quaternarie dalla Foce a Staglieno.

Nei settori di affioramento della Unità tettonica Antola la morfologia delle zone a substrato argillitico è più dolce, con vegetazione più lussureggiante a causa della presenza di acqua superficiale e di una maggiore evoluzione pedologica dei terreni, mentre i calcari favoriscono la presenza di pendenze elevate, sovente prossime alla verticalità. Tale differenza morfologica è dovuta alle caratteristiche geomeccaniche ed idrogeologiche molto diverse tra i calcari di Monte Antola e le argilliti di Montoggio, generalmente scadenti per queste ultime, che diventano pessime in concomitanza di condizioni geomorfologiche sfavorevoli. La formazione calcarea ha una resistenza complessiva molto più elevata, sebbene le condizioni tettonico-strutturali possano localmente favorire movimenti franosi di grande importanza. In conseguenza di ciò le tipologie di frana nei calcari dipendono dalle condizioni giaciture e possono dare origine a frane di crollo-ribaltamento oppure di scivolamento rispettivamente in condizioni a reggipoggio o a franapoggio e pseudofranapoggio.

Le diverse caratteristiche tra le due formazioni sono la causa della predisposizione al dissesto di numerosi settori della valle in cui le zone di contatto tra argilliti e calcari costituiscono spesso la superficie di scivolamento di frane di tipo complesso, anche di estese dimensioni, generalmente innescate in seguito ad erosione al piede dei versanti. Tali frane sono distribuite sia in prossimità degli attuali alvei torrentizi, sia sui medi versanti, rappresentando nel secondo caso paleofrane quiescenti, scollegate dall'attuale condizione dinamica e riattivabili solo in occasione di sbancamenti particolari.

Sulla base delle tipologie sopra descritte si riconoscono in sponda destra del Torrente Bisagno alcuni fenomeni franosi particolarmente significativi, tra cui occorre ricordare le frane complesse del Rio delle Casette, nel settore sommitale del Rio Torbido e quelle presenti in sponda sinistra nel bacino del Torrente Geirato. disposte sempre lungo il contatto calcari-argilliti, di cui alcune attive per cause naturali e altre che rappresentano la riattivazione di paleofrane.

In sponda sinistra appare più problematica la situazione, dal punto di vista ambientale, per la presenza delle cave ed ex cave di calcare.

1.2.4 Val Polcevera

La val Polcevera si estende a N dei centri di Sampierdarena e Cornigliano ed occupa parzialmente i territori dei Comuni di Genova, S. Olcese, Campomorone, Serra Riccò, Mignanego e Ceranesi e costituisce il bacino di maggior estensione del genovesato (138 Km²).

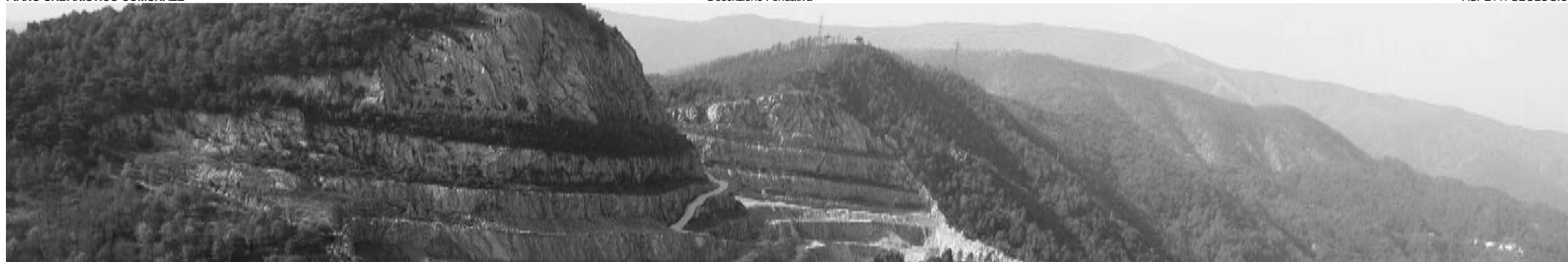
Il torrente Polcevera, lungo circa 10 Km, nasce in prossimità di Pontedecimo alla confluenza tra il Rio Verde, proveniente dal Passo della Bocchetta, ed il Rio Riccò, che scende dal Passo dei Giovi. L'asse vallivo è impostato in corrispondenza di una struttura trasversale alla costa che prosegue a mare in uno dei più importanti canyons sottomarini del Mar Ligure mentre, in sponda destra, la continuità del crinale spartiacque è interrotto da direttrici tettoniche E-W che hanno creato nella zona di Sestri una trappola tettonica colmata da sedimenti pliocenici.

La Val Polcevera è caratterizzata da un appilamento di successioni sedimentarie a prevalente componente argillitica che si addossano, in sponda destra, sui litotipi ofiolitici, mentre in sponda sinistra sono sovrastate da una potente successione di strati marnosi e marnoso calcarei; ne risulta una morfologia dolce nel settore vallivo ed abrupta lungo i crinali, evidenziando la predominanza dell'erosione selettiva nel modellamento attuale. Tale situazione è confermata dal reticolo idrografico che mostra, sul versante destro a prevalente composizione argillitica, una elevata densità di drenaggio, mentre il versante sinistro presenta tre corsi d'acqua a carattere torrentizio: il Sardorella, il Secca ed il Torbella, alimentati dal grande serbatoio idrico dei calcari marnosi.

Indizi morfotettonici sono rappresentati dalle superfici di spianamento in roccia, presenti sia lungo la fascia costiera che all'interno della valle: le prime sono orientate circa N-S e sono riconducibili a superfici di abrasione marina, mentre le seconde, orientate circa E-W, sono riferibili al modellamento fluviale e di versante ed individuano antichi livelli di base.

In sponda destra le superfici spianate costituiscono il vertice di tre "faccette triangolari", con base direttamente sulle alluvioni di fondovalle, e testimoniano il carattere erosivo e di approfondimento del torrente, dovuto al rapido ringiovanimento del paesaggio avvenuto in epoca plioquaternaria. L'erosione regressiva risulta rimontante verso le superfici spianate, alle quote comprese tra i 150 ed i 300 m slm., mentre l'asta principale è stabile, colmata da depositi alluvionali che superano i 40 m di spessore nella zona di Campi.

Le forme ed i processi di versante sono quindi conseguenza del recente ringiovanimento del paesaggio e sono presenti come colate lente (creep) e scorrimenti che possono essere innescati dalle piogge intense o prolungate e dall'erosione torrentizia. Le frane più significative si riscontrano pertanto lungo i bacini secondari (Rio Gioventina, Rio Rusteghi, Rio



Vallefredda e Rio Goresina), accompagnate da un diffuso dissesto idrogeologico che nel fondovalle comporta esposti di esondazione.

1.2.5 L' Anfiteatro di Genova

Nel settore di levante lo spartiacque tra la Val Bisagno e la Val Polcevera si biforca, andando a costituire L' Anfiteatro di Genova", delimitato dagli spartiacque di Granarolo e del Righi, terrazzati a più quote.

La geologia dell'anfiteatro è costituita da una limitata presenza di argilloscisti della Val Polcevera, posti in prossimità della dorsale di Granarolo, e dalla predominanza dei calcari marnosi dell'Antola, in assetto prevalentemente monoclinale con giacitura NNE-SSW. Le argille di Ortovero occupano la parte più depressa dell'anfiteatro di Genova che, da fonti bibliografiche e sondaggi recenti eseguiti per la metropolitana, risulta raggiungere i massimi spessori presso via Balbi e tra l'Acquasola e via Serra.

Nei limiti dell'anfiteatro il reticolo idrografico risulta condizionato dall'assetto giaciturale e dalle più importanti lineazioni ed è costituito da undici piccoli rivi ad andamento rettilineo e carattere giovanile che presentano una brusca variazione di pendenza non appena vanno ad incidere le marne plioceniche.

Procedendo da ponente a levante si incontrano il rio San Lazzaro, il fossato di San Teodoro, il rio del Lagaccio, il rio S. Ugo, il rio Santa Brigida, il rio Carbonara, il rio San Gerolamo, il rio S. Anna, il Fosso Giustiniani, il rio Torbido e il Fosso dello Zerbino: in gran parte dei casi essi risultavano tombinati nelle aste terminali che conducevano al porto. Nella serie dei piccoli bacini va ricordato anche quello della Chiappella, comprendente due incisioni, che è stato completamente eliminato in seguito agli sbancamenti della cava di calcare e, successivamente, dal taglio di San Benigno, che nel settore di parete residuo ha richiesto successivi interventi di sistemazione.

I fenomeni di criticità nel settore in esame sono dovuti quasi esclusivamente alle condizioni in cui si trovano gli ex fronti di cava abbandonati alcuni dei quali hanno richiesto opere di sistemazione (via Ferrara, via San Marino); a memoria storica l'episodio più eclatante è quello di via Digione che ha condotto alla frana del 1968; sono noti anche altri, tra cui quelli lungo via Ferrara, via San Marino e nel bacino del Lagaccio.

Nella zona di circonvallazione a monte, elementi di criticità sono legate alle opere di contenimento dei riporti artificiali (Via Acquarone, C.so Firenze) derivanti dell'intensa urbanizzazione e degli sbancamenti avvenuti negli inizi dell'800.

1.2.6. Terrazzo di Albaro

E' rappresentato da un blocco in calcari marnosi ribassato dalla tettonica distensiva pliocenica che consentì la deposizione delle marne lungo il settore di Terralba-San Martino e corso Europa, fino alla sponda destra del T. Sturla.

Il colle di Albaro si presenta spianato lungo più superfici, a quote comprese tra i 60 ed i 15 metri ed inciso da un reticolo idrografico composto da una serie di bacini minori, disposti ad andamento rettilineo N-S, ben distanziati tra di loro, privi di significativi affluenti ed impostati sulle cerniere di ampie sinclinali nei calcari marnosi.

Procedendo da levante, si possono distinguere i bacini di Boccadasse, Villa Raggio, via Puggia, Valletta Cambiaso, Via Zara e Via Piave oggi quasi tutti tombinati.

Situazioni di equilibrio limite dei pendii si riscontrano solamente in corrispondenza di fronti di ex cava subverticali, mentre le basse pendenze e le modeste superfici drenate favoriscono condizioni di basso indice di rischio naturale per l'area urbanizzata.

2. SETTORE DI PONENTE (Gruppo di Voltri e Zona Sestri - Voltaggio)

2.1 Inquadramento geografico

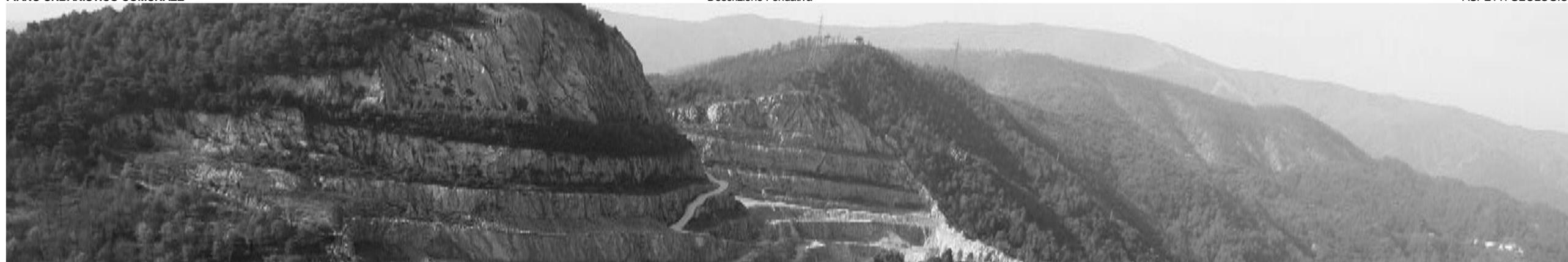
In tale settore di ponente viene considerata quella porzione di territorio compresa tra il Comune di Arenzano ad ovest, i comuni di Mele, Masone e Ceranesi a nord e delimitata ad est dalla dorsale Bric Rocca dei Corvi – Bric Teiolo – M.te Figogna che lo separa dalla Val Polcevera. Questa zona è caratterizzata da una fascia costiera molto stretta e caratterizzata da un'alta densità urbana che si spinge sui rilievi immediatamente a ridosso del mare.

Le catene montuose sono le più imponenti del genovesato e raggiungono quote comprese tra i 700 ed i 1100 m a soli 6-10 km dal mare, presentandosi acclivi, ricoperte da vegetazione (prevalentemente boschi di castagni e pinete) fino a quote intorno ai 700 m; oltre questa quota il suolo diventa molto sottile e l'ammasso roccioso affiora diffusamente.

I corsi d'acqua, a regime torrentizio, presentano impostazione principale N-S, ma il loro corso è quasi sempre irregolare, condizionato dalla tettonica e modellato dagli agenti geomorfologici.

Le valli ponentine, tranne che nei tratti terminali sulle piane alluvionali dove l'urbanizzazione è intensa, presentano piccoli nuclei di case per lo più rurali, versanti sistemati a fasce un tempo utilizzati per coltivazioni ortofrutticole e orti in semiabbandono. L'attività antropica tuttavia è presente con la coltivazione di cave in Val Varenna e in Val Chiaravagna, con industrie per la fabbricazione della carta e altri capannoni industriali in Val Leiro (sottobacino del T. Acquasanta) e Val Cerusa e con la discarica di RSU in Val Chiaravagna.

Tutto questo settore di ponente è stato seriamente coinvolto dagli eventi alluvionali degli anni 91-94 e limitatamente all'abitato si Sestri nell'evento del 2010, con manifestazioni di fenomeni erosivi dilavanti e frane di varie dimensioni, che spesso hanno causato danni ingenti. Queste conseguenze, se da un lato sono senz'altro da imputare a fattori meteorologici (dal momento che le precipitazioni verificatesi hanno raggiunto massimi elevatissimi), sono però anche dovute ad altri fattori, quali la forte acclività dei versanti, la limitata estensione delle valli che raggiungono quote



elevatissime a pochi km dal mare (elevata velocità di corrivazione), la scadente qualità dell'ammasso roccioso, la presenza di aree instabili e al limite della stabilità, l'intensa urbanizzazione di fondovalle responsabili di drastiche riduzioni delle sezioni d'alveo e tombature sottodimensionate.

2.2 Caratteri geomorfologici generali – rapporti con elementi tettonici

Gli eventi orogenetici succedutisi dal Triassico (era Mesozoica) al Miocene (era Terziaria), hanno determinato l'attuale assetto geologico strutturale e contribuito in maniera determinante a definire l'aspetto geomorfologico di questo settore, in cui si ritrovano le direzioni delle principali fasi che ne caratterizzano la morfologia: linee spartiacque, assi vallivi, corsi d'acqua principali e secondari, sono quasi sempre impostati su faglie anche a scala chilometrica, con quattro direzioni principali: N-S, SW-NE, SE-NW, E-W.

Nella zona del Gruppo di Voltri la distribuzione delle litologie vede l'unità dei calcescisti interessare prevalentemente la parte centrale e il fondovalle dei vari bacini, con forme da mediamente a molto acclivi, ma generalmente plastiche e duttili, diffusamente ricoperte da coltri eluvio-colluviali localmente anche di notevole spessore; queste, anche sulla base di analisi geotecniche, si possono classificare come "terreni con sabbie limose con ghiaia, sabbie argillose con ghiaia, sabbie argillose". Le coltri maggiori, ubicate generalmente nelle fasce medie e basse dei versanti, sono sovente antropizzate a fasce coltivate a olivi e/o colture ortofrutticole; molte sono in abbandono e specialmente su queste ultime è frequente riscontrare fenomeni erosivi quali dilavamento o solchi incisi dal ruscellamento superficiale disordinato e fenomeni di dissesto attivi, in particolare scoscendimenti rototraslazionali e colate. Facilmente si rinvergono antiche frane (paleofrane) più o meno estese, la maggior parte in coltri colluviali molto argillificate; alcune di queste sono stabilizzate, altre presentano fenomeni di riattivazione che si manifestano con nicchie di distacco attive, sottese da scoscendimenti rototraslazionali, innescati principalmente dalle acque di percolazione sottosuperficiale ma anche dall'azione di dilavamento in concomitanza a eventi piovosi di particolare intensità. Nelle coltri più potenti e lungo le fasce interessate da faglie o reticoli di faglie sovente si trovano aree soggette ad impregnazione idrica.

Decisamente diverso è l'aspetto delle testate dei bacini maggiori, quasi sempre costituite dalle unità ultramafitiche, che si presentano molto acclivi, aspre, con suolo esiguo od assente, con cime rocciose e massicce che raggiungono a breve distanza dal mare quote considerevoli (tra i 700 e 1200 m). La vegetazione, mediamente presente non oltre la fascia degli 800 m, è prevalentemente costituita da conifere (abeti e pini) e da arbusti. Sotto la linea spartiacque, lungo i versanti, sono frequenti le falde di detrito dovute al disfacimento dell'ammasso roccioso, profondamente alterato e fratturato, al quale concorre la forte acclività, l'azione delle acque di ruscellamento superficiale e anche, limitatamente alle quote maggiori, l'azione gelo - disgelo.

Sono anche diffusi i fenomeni erosivi dovuti al dilavamento delle acque di scorrimento superficiali che in occasioni di forti e persistenti precipitazioni, scavano corsi incisi (rill erosion) e provocano erosione laterale con scalzamento del suolo. Le acque di infiltrazione sottosuperficiali e profonde innescano frequentemente fenomeni franosi di prima generazione (debris flow e soil slip). Cigli e nicchie di distacco attivi caratterizzano le creste principali e secondarie

(anche crestoni limite) delle testate più occidentali (alta val Cerusa, valle del T. Vesima) e l'alta Val Varenna. Numerose sono le frane in roccia, specialmente sui serpentinoscisti. Nelle fasce di contatto le condizioni dell'ammasso roccioso divengono molto scadenti, specie dove sono presenti orizzonti talcosi che spesso danno luogo a improvvise colate (debris flow) inglobanti elementi lapidei di varie dimensioni.

Nelle poche zone interessate dalle formazioni metagabbri, specie a scisti verdi, a causa della presenza di roccia generalmente meno alterata e più massiva, grazie quindi alla migliore qualità dell'ammasso roccioso, si ha generalmente una buona condizione di stabilità generale e sono rari gli episodi franosi, specie di tipo attivo. Tuttavia questi lembi sono di dimensioni areali limitate e in prossimità dei contatti, specie con le ultramafiti, si presentano diffusamente fratturati e alterati. Nei metagabbri in facies eclogitica (Bric Fagaggia, versante sinistro alta Val Branega), l'alterazione e la fratturazione sono più diffuse e sono moderatamente più frequenti i fenomeni franosi.

Nella "Zona Sestri – Voltaggio" in generale l'ammasso roccioso risulta di qualità molto scadente. I numerosissimi contatti tettonici che si succedono in spazi molto ridotti, accostano litologie differenti a comportamento spesso diverso riguardo a plasticità e permeabilità, determinando contrasti, emergenze idriche, aree di impregnazione, diffusi fenomeni erosivi: il tutto genera scarpate in frana, falde di detrito, scoscendimenti traslazionali. Le coltri, prevalentemente di origine colluviale, non presentano spessori molto elevati tuttavia, a causa della profonda alterazione del substrato, il cappellaccio di alterazione raggiunge spesso spessori considerevoli.

Lungo i corsi acqua sono presenti fenomeni di erosione lineare e laterale che causano trasporto di materiale solido in volumi molto consistenti (blocchi e massi anche di notevoli dimensioni) e innesto di movimenti franosi per scalzamento al piede dei versanti.

Tra i fenomeni puramente geomorfologici citiamo i salti di meandri di cui si ritrovano dei begli esempi in Val Varenna, i terrazzi fluviali, i terrazzi geomorfologici, i terrazzi marini, presenti su alcune dorsali N-S a quote comprese tra 120 e 130 m. s.l.m..

Tra le altre caratteristiche principali comuni a questa zona si possono enunciare una fascia costiera prevalentemente stretta con allargamenti solo in concomitanza alle foci dei principali torrenti (Varenna, Leiro, Cerusa, Chiaravagna) dove le alluvioni antiche hanno creato pianure anche moderatamente estese (zona di Voltri) e alcuni tratti di spiagge di fronte a Prà e Voltri. Da Voltri verso Arenzano la costa diventa rocciosa e molto acclive, con bancate rocciose strapiombanti sul mare.

2.2.1. Val Chiaravagna

Il bacino del torrente Chiaravagna confina a Ovest con il bacino del Torrente Varenna, a Nord e ad Est con il bacino del Torrente Polcevera, la superficie complessiva è di circa 11 km² ed appartiene amministrativamente, per la sua totalità, al Comune di Genova.



Il corso d'acqua prende origine dalla confluenza del Fosso Bianchetta e del Fosso Cassinelle, all'altezza della località Serra, ed ha come principale affluente il Rio Ruscarolo, e sfocia in prossimità dello scalo aeroportuale genovese.

Le frane più frequenti sono costituite da soil slip, ovvero scorrimenti superficiali del terreno; questo dato evidenzia lo stato di abbandono e di degrado in cui si trovano i versanti, considerando che tale tipo di dissesto è imputabile principalmente a carenza di copertura vegetale, alla sua scarsa manutenzione e/o disequilibrio con le caratteristiche dei siti e alla conseguente scarsa regimazione delle acque superficiali piuttosto che alla presenza di litologie specifiche.

Frane di crollo e di rotolamento sono presenti prevalentemente sui litotipi di natura ofiolitica che pur essendo caratterizzate da buone caratteristiche geomeccaniche trovano supporto nella condizione di estrema fratturazione e tettonizzazione di queste formazioni sulle quali si sviluppa una vegetazione di scarsa efficienza biologica che non garantisce una buona protezione del suolo. I fenomeni di questo tipo sono concentrati sul versante Est del M. Contessa e nella porzione settentrionale del versante Ovest della dorsale Bric Teiolo-Bric dei Corvi Nord caratterizzate anche da una erosione molto accentuata, definibile come un vero e proprio disfacimento superficiale del versante.

Nella parte montana dei sottobacini del Bianchetta e del Cassinelle sono presenti, con una certa continuità, frange di detrito pedemontano che testimoniano l'intensa attività erosiva diffusa sui versanti

Movimenti piuttosto lenti (scorrimento-colamento anche in profondità) si innescano per lo più a causa della facile alterabilità e della propensione a saturarsi per imbibimento idrico delle coperture derivanti dai materiali argilloscisti e/o calcescisti. Spesso gli accumuli di frana sono mal identificabili, rivegetati ed anche coltivati, e il loro movimento si svolge presumibilmente a piccole fasi ed a più riprese, salvo il prodursi di repentini movimenti in occasione di eventi alluvionali

Nel bacino si possono ritrovare alcune morfologie terrazzate di probabile origine marina (Erzelli, La Badia, Carlineo) ed alcune di origine incerta ma sicuramente naturale (Buxio): tutte sono profondamente rimaneggiate e trasformate come aree di riporto e/o sbancamento.

Nel Bacino l'attività estrattiva, che ha assunto da lungo tempo una notevole rilevanza economica ed ambientale ha cancellato buona parte dei fenomeni carsici conosciuti all'interno del grande affioramento di dolomia norica, che costituisce l'intero corpo del Monte Gazzo; sono presenti tuttavia alcune grotte e, in considerazione della natura dell'affioramento e della sua disposizione strutturale, l'intera superficie occupata dalle dolomie è da considerarsi a regime idrogeologico carsico.

La particolare disposizione dell'affioramento e la natura litologica delle dolomie non hanno mai provocato problemi inerenti la stabilità dei versanti; piuttosto sensibili risultano invece le alterazioni del regime idraulico a causa della modificazione delle superfici topografiche, della presenza di notevoli quantità di polverino e fanghi di lavaggio che aumentano il trasporto solido e della presenza di manufatti che occupano gli alvei.

2.2.2 Valle Rio Cantarena

Il rio Cantarena ha origine alle pendici del monte Spassoia, circa a quota 350 m s.l.m. a monte dell'abitato di Sestri Ponente e il suo bacino confina a levante e a settentrione con il bacino del torrente Chiaravagna, a occidente col bacino del rio Molinassi e drena una superficie complessiva pari a 1.58 kmq alla foce. La pendenza media dell'asta è pari a circa il 10%.

Geologicamente il bacino è interessata dai calcescisti e presenta inferiori al 20% nella sua parte maggiormente urbanizzata dove il corso d'acqua risulta a tratti plateato e/o tombinato, mentre a nord i versanti risultano piuttosto incisi con porzioni che raggiungono pendenze del 75%.

Le forti pendenze dei versanti, unitamente all'assetto geologico della roccia determinano l'innescarsi di frane di piccole dimensioni in concomitanza di eventi pluviometrici intensi, come quello verificatosi il 04/10/10, responsabile di numerosi dissesti lungo via Rollino.

Sul versante sinistro del rio Maltempo, affluente principale in sponda sinistra, l'acclività risulta invece superiore al 100% in corrispondenza dei fronte di cava appartenente al complesso del monte Gazzo.

2.2.3 Valle Rio Molinassi

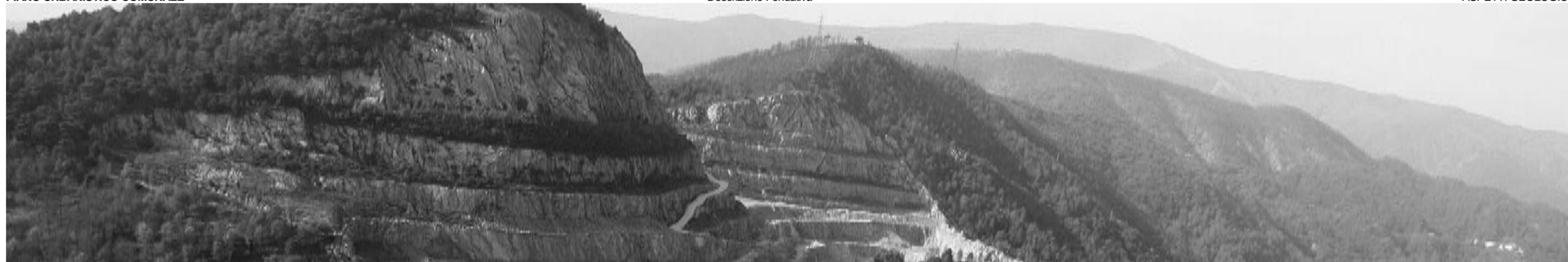
Il rio Molinassi ha origine alle spalle dell'abitato di Multedo, in località Contessa, circa a quota 450 m s.l.m. Il bacino è delimitato a occidente con il bacino del torrente Varenna e con il bacino del rio Marotto, a settentrione con il bacino del torrente Chiaravagna, a levante con il bacino del rio Cantarena e drena una superficie complessiva pari a 1.98 kmq alla foce.

La pendenza media dei versanti è pari al 40% con pendenze maggiori nella parte alta del bacino, mentre la porzione meridionale, oltre il tracciato ferroviario, è quasi pianeggiante e caratterizzata da una forte urbanizzazione dove il corso acqua risulta plateato e con sponde arginate ad eccezione del tratto terminale completamente tombinato.

La criticità del bacino dimostrata in occasione dell'evento alluvionale dell'ottobre 2010 sono legate all'abbandono del territorio e dell'elevata degradabilità dell'ammasso roccioso che ha comportato l'innescarsi di frane di prima generazione (debris flow) sui versanti e colate detritiche lungo i principali affluenti (rio Nan) responsabili del fenomeno di sovralluvionamento del Rio Molinassi

2.2.4 Val Varenna

La Val Varenna occupa un settore centrale a nord del Golfo di Genova e si estende con una morfologia caratteristica (assimilabile a quella alpina) alle spalle di Genova-Pegli. Essa si inserisce tra il bacino del T. Chiaravagna ad E, la Val Polcevera a NE e le valli dei torrenti Branega, Fagaggia e S.Pietro ad W, con uno sviluppo prevalentemente N-S di



circa 9 km e ampiezza massima di 4,5 km. Il massimo dislivello fra testata e foce è di circa 950 m. I rilievi si presentano acclivi, spesso interessati verso il basso da limitati lembi antropizzati a terrazze per colture ortofrutticole, mentre più in alto sono ricoperti da boschi, prevalentemente pinete e castagneti. Sopra i 700 m di altezza il suolo diventa esile e spesso affiora l'ammasso roccioso, che diventa preponderante presso il crinale dove le litologie metamorfiche costituite da ultramafiti conferiscono un aspetto aspro e massiccio ai rilievi che sfiorano i mille metri.

La vegetazione sotto i 700 m s.l.m., è lussureggiante e poiché la vallata, a parte il suo corto tratto terminale, non è stata interessata da grossi insediamenti (sono presenti per lo più antichi gruppi di case e qualche villino), l'aspetto derivante è quello di un paesaggio montano.

L'azione antropica si è invece visibilmente manifestata con l'attività di cava, che interessa versanti a diversa litologia, con squarci di centinaia di metri in larghezza ed ampiezza, costituendo il maggior fattore di impatto ambientale della vallata.

Geologicamente la valle è interessata da formazioni metamorfiche di alta pressione dell'Unità Voltri e, limitatamente al settore nordorientale, dalle Unità della Zona Sestri Voltaggio.

Sedimenti pliocenici, costituiti da marne sabbioso-siltose poggianti su livelli conglomeratici affiorano in sponda destra e sinistra presso la foce.

All'inizio degli anni '90, a seguito di intensi eventi alluvionali la vallata è stata interessata da un gran numero di frane, smottamenti, fenomeni erosivi, che hanno provocato seri danni alla viabilità, a case e manufatti. Le cause di tali fenomenologie sono da attribuirsi a diversi fattori che si possono così enunciare: dilavamento ad opera delle acque di ruscellamento superficiale, presenza di acque di infiltrazione sottosuperficiale, motivi di ordine strutturale, motivi di ordine pedologico-vegetazionale e motivi di ordine litologico (ammasso roccioso molto scadente). Per questi ultimi nel particolare i serpentinoscisti antigoritici, spesso talcosi, molto alterati, si impregnano facilmente d'acqua dando luogo a colate improvvise lungo i versanti. Esempi clamorosi di tali situazioni si sono riscontrati presso la Loc. Cantalupo, in corrispondenza della linea ferroviaria Ge-Acqui (sponda destra Torrente Varenna) e in località Carpenara, in sponda destra al Torrente Varenna. Nei calcemicascisti l'elevata alterabilità della roccia favorisce la formazione di coltri detritico-terrose eluvio-colluviali anche di notevole spessore che, se impregnate d'acqua danno luogo facilmente a scoscendimenti rototraslazionali; in linea di massima questi movimenti sono più lenti di quelli riscontrati sui serpentinoscisti, per la maggior coesione tra i minerali argillosi, e quindi risultano maggiormente prevedibili.

Vanno infine considerate quelle zone interessate da detrito formato da ammassi ofiolitici indistinti di dimensioni di milioni di mq costituiti da scaglie tettoniche; alcuni di questi sono in lentissimo movimento lungo lineazioni a scala chilometrica e presentano al loro interno diffusissimi fenomeni erosivi attivi, nonché scoscendimenti e crolli di materiale terroso lapideo, spesse volte inglobante blocchi ofiolitici ciclopici. Si rinvengono altresì fenomeni di intensa impregnazione idrica

sottosuperficiale e varie lacerazioni che danno luogo a cedimenti lenti ma continui. Un esempio di tale situazione si riscontra sia a NW che a S di Carpenara.

Altri fattori geomorfologici importanti sono quelli dovuti all'azione delle acque incanalate, in particolare trasporto solido, erosione concentrata di fondo ed erosione laterale. Il letto medio-alto del Torrente Varenna e dei suoi affluenti, è ingombro di materiali lapidei di dimensioni che vanno da medio piccole a ciclopiche: ciò è dovuto ad un forte trasporto solido che si realizza in concomitanza alle piene verificatesi durante gli eventi alluvionali degli ultimi anni ed al fenomeno di erosione spondale che, specie in corrispondenza di anse ad angolo prossimo al retto o di versanti in sfacelo (particolarmente quelli costituiti da metaofioliti indistinte), crea anche frane di crollo e scoscendimenti sui versanti acclivi.

2.2.5 Le valli minori del Ponente

Tra i bacini dei torrenti S.Pietro e Varenna si succedono una serie di valli minori con estensioni variabili tra 1 e 4 km ad andamento N-S ruotante in SW-NE nelle testate. La loro morfologia è in generale modestamente acclive specialmente in virtù delle numerose coltri detritiche prevalentemente colluviali, anche antiche (paleofrane), quasi sempre conformate a fasce adibite ad orti.

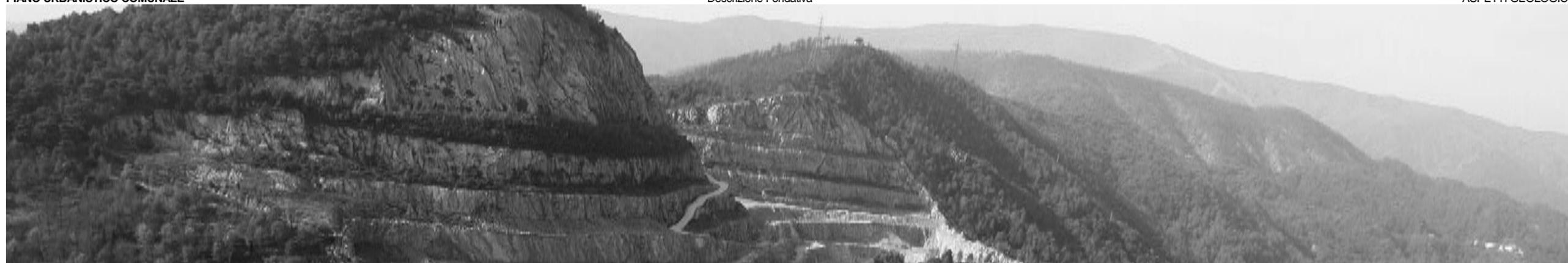
Le valli interessate da insediamenti rurali nelle parti medie e alte, sono densamente urbanizzate nelle parti terminali, con complessi di edilizia popolare, fabbriche e magazzini, compresi nella zona tra Prà e Pegli. I corsi d'acqua presentano sezioni molto ridotte a causa degli insediamenti spinti fino in alveo e presentano fenomeni di sovralluvionamento, specialmente.

Si descrivono ora qui di seguito dettagliatamente gli aspetti delle singole valli.

➤ Valle del Rio S. Michele e Rio S. Antonio

Il rio S. Michele presenta un percorso molto breve in direzione N-S ed è delimitato tra due versanti da mediamente a molto acclivi. Il versante sinistro presenta ruscellamento diffuso che creano fenomeni erosivi con scalzamento del suolo. Ciò è dovuto alla carente regimazione delle acque di scorrimento superficiale provenienti dai rilievi alle spalle di Torre Cambiaso. Il tratto terminale del rio è quasi completamente tombinato e il suo corso è stato decisamente ristretto, mentre il dislivello tra il letto e il piano stradale è minimo. Sebbene il regime normale presenti portate modestissime, durante la stagione autunnale si sono verificati diversi casi di esondazione.

Il rio S. Antonio ha un corso leggermente più tortuoso del Rio S. Michele, da cui è separato dalla dorsale di Torre Cambiaso. Anch'esso è molto breve e in sponda destra ha un affluente, il rio Grillè, che attraversa un versante in coltre medio potente interessata da dilavamento. Sullo stesso versante, più in basso, presso l'impianto sportivo di via Ungaretti, è presente un fenomeno franoso prevalentemente in coltre argilloso-limosa del tipo scoscendimento



traslazionale, dovuto principalmente alle acque di scorrimento superficiale e di infiltrazione che causano zone di impregnazione. Il tratto terminale del S. Antonio è in parte tombinato.

➤ Valle del Rio Rexello

Il Rio Rexello nasce dal versante compreso tra Bric Ferra e Bric Grimaldi e presenta un corso molto acclive, con i suoi affluenti Sportiggia e Canale del Lupo. A causa dell'intensa urbanizzazione i corsi degli alvei hanno subito restringimenti notevoli e sono in gran parte tombinati. Gli insediamenti dei nuovi quartieri, in particolare "Pegli 2", hanno provocato la deviazione dei letti dei rii con tombinature e opere idrauliche spesso non appropriati sia dimensionalmente sia per il loro andamento con curve a breve raggio determinando vaste aree impermeabili che hanno compromesso i delicati equilibri idrogeologici; al riguardo nel recente passato il Rio è stato recapitato nella parte terminale del Torrente Varenna, tramite una galleria scolmatrice,

2.2.6 Valle del T. S. Pietro o T. Foce

Si estende a N di Prà e raggiunge a 2,5 km dal mare la testata con quote intorno ai 300 m, allargandosi tra le località C. Duchi e Scogli Neri; lateralmente è delimitato ad W dalla dorsale Ciantavigna-Fagaggia e ad E dalla dorsale Torrazza-Scogli Neri. L'estensione massima del bacino è di circa 700 m.

Nella porzione centrale la vallata è interessata da impianti per colture orticole (serre e fasce coltivate) mentre più in alto si ritrovano case rurali sparse, con fasce ben tenute a tratti coltivate ad ulivo. L'acclività è meno elevata sul versante destro, reso più dolce da numerose coltri detritiche eluvio-colluviali di spessore generalmente maggiore di 2 m. Il versante sinistro è decisamente più acclive e gli affioramenti rocciosi sono sempre localizzati a piccole aree ma decisamente più frequenti.

La geologia della vallata è definita dalle litologie dell'unità Voltri che occupano la parte centrale e le dorsali e dalla copertura sedimentaria delle brecce poligeniche depositatesi durante la trasgressione marina Oligocenica.

Il fianco destro, presso Bric Baciocco e fino alla Loc. C. Garsa, è costituito da metagabbri in facies scisti verdi, mentre più a nord, presso il M. Fagaggia, si trovano metagabbri in facies scisti blu. Questi ultimi si rinvengono pure sul versante sinistro presso la località Torrazza. Più a nord troviamo le brecce ofiolitiche poligeniche che si estendono sul versante sinistro allargandosi poi a tutta la testata, sopra i 200 m fino alla quota di 300 m, dove compaiono le ultramafiti in lembi separati da lineazioni N-S e costituite da serpentinoscisti e lherzoliti.

Gli eventi strutturali hanno marcatamente segnato alcune zone di faglia prevalentemente a direzioni E-W, lungo le quali si riscontrano rilasci di coltri, fenomeni di impregnazione idrica (sono presenti estesi canneti), smottamenti e frane soggette a riattivazione in caso di eventi pluviometrici particolarmente intensi.

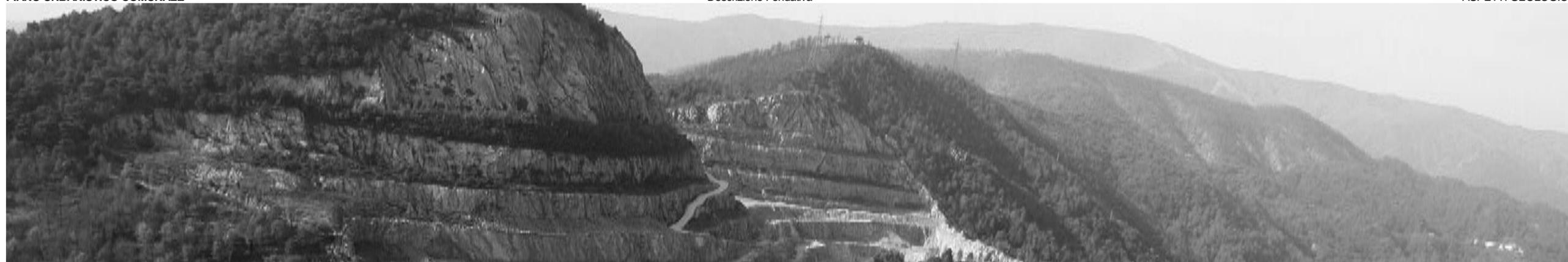
Problemi di ordine idraulico si hanno piuttosto sul fondovalle dove l'urbanizzazione si è spinta fino all'alveo, restringendo la sezione di deflusso, provocando fenomeni di sovralluvionamento e di conseguenza creando situazioni di esondabilità delle zone prossime alla foce (Via Fusinato, P.zza Sciesa).

2.2.7 Val Branega

La Val Branega si estende alle spalle di Ge- Prà, in direzione N, è conformata a "v" stretta e delimitata da rilievi acclivi ed aspri. Confina ad W con la valle del Torrente Leiro, ad E con la valle del Rio Fagaggia, a N-NE con la valle del Torrente Varenna, attraverso lo spartiacque che porta a P.ta Martin. La sua estensione in direzione N-S è di 9 km, mentre la sua massima larghezza è di circa 2,5 km. Solo il settore meridionale è stato urbanizzato, mentre per il resto sono presenti solo piccoli nuclei di case. La vallata si presenta vegetata prevalentemente a boschi di conifere, con qualche leccio e roverella. Il substrato roccioso è spesso affiorante, con forme aspre e spigolose. La geologia è caratterizzata dalle unità ad alta pressione dell'Unità Voltri, presenti con i calcescisti nel settore meridionale, con i serpentinoscisti, includenti masse metagabbri in facies scisti verdi lungo il Torrente Branega, a metà vallata. Grossi lembi di lherzoliti, fratturati ma non molto alterati, costituiscono l'ossatura centro-mediana e nordorientale della vallata e conferiscono ai versanti un aspetto di buona stabilità globale. Presso i contatti lherzoliti - serpentinoscisti, la roccia si presenta spesso milonitizzata e si riscontrano fenomeni erosivi, tuttavia non si può parlare di instabilità se non riferita a limitate aree e a fenomeni puntuali. La zona centro settentrionale della vallata, è modellata da un insieme di paleofrane, che hanno colmato la valle con forme convesse. Sono presenti alcuni fenomeni franosi attivi, prevalentemente scoscendimenti rototraslazionali coinvolgenti coltri detritico-terrose e frane di crollo.

L'alveo del corso d'acqua principale è molto stretto e scende con varie anse di piccolo respiro, mostrando vari casi di erosione spondale ed erosione di fondo. In occasione degli eventi alluvionali degli anni '92-'94 tali fenomeni erosivi hanno causato crolli e scoscendimenti della strada e trasporto solido, costituito da ciottoli e massi anche di grandi dimensioni, che hanno sovralluvionato il tratto terminale. Gli affluenti sono rii molto modesti ed acclivi, per lo più asciutti, ma che diventano estremamente tumultuosi in occasione di precipitazioni intense, causando fenomeni di erosione laterale e rill erosion. I versanti presentano mediamente buona stabilità, specialmente per merito delle litologie lherzolitiche e metagabbri.

Lungo il crinale spartiacque che la separa dalla valle del Torrente Leiro, in prossimità della strada sterrata che da Ca' del Frate conduce a Bric Colla, sono individuabili alcuni terrazzamenti e spianamenti morfologici che seguono una quota omogenea di circa 300 m, di probabile origine marina. Il crinale opposto, limite con la valle del Rio Fagaggia, presenta un'estensione N-S meno uniforme perché interrotta da una sella (contatto tettonico lherzoliti-metagabbri) e da vari ribassamenti strutturali. La testata del bacino arriva a quote medio alte sul crinale Branega-Varenna (600-800 m) dove il suolo è ridotto a pochi centimetri e in alcuni casi assente.



2.2.8 Val Leiro

La valle del Torrente Leiro si estende alle spalle di Voltri, verso gli alti rilievi di P.ta Martin, M. Ottine e M. Turchino che, oscillando tra quote di 700-1000 m, la separano a N dalla Valle Stura, a pertinenza padana. Confina ad W con la Val Cerusa e ad E con la Val Branega.

L'aspetto generale è di una valle stretta, a foggia di una grossa Y, rappresentata dal Torrente Leiro, fino alla Loc. Crosa e da due affluenti: il Torrente Gorsexio in sponda destra, che nasce dal M. Turchino, e il Torrente Acquasanta, che ha origine a NE dai rilievi di P.ta Martin. Il centro valle e la parte più settentrionale fanno parte del Comune di Mele, cosicché in territorio comunale genovese resta la porzione medio bassa del versante destro del Torrente Gorsexio, il versante sinistro del Torrente Acquasanta fino allo spartiacque con la Val Branega e il tratto finale, dove, presso Loc. Crosa, i due affluenti si uniscono a formare il Torrente Leiro che scende dolcemente verso la foce con anse a largo respiro. I fianchi della valle si presentano acclivi, in parte boscati, in parte interessati da limitate fasce tuttora adibite a coltivazioni ortofrutticole solo verso N, in prossimità della testata, la valle si allarga considerevolmente ed è delimitata dai considerevoli rilievi di M. Pennello, P.ta Martin e Rocche Nere.

La geologia vede interessate le già citate unità di alta pressione dell'Unità Voltri. La parte bassa e la fascia NW della valle sono interessate dalla presenza di calcescisti e calcemicascisti che si presentano talora in grosse bancate verticali poco alterate, come sul fondovalle in prossimità dell'alveo; altre volte l'ammasso roccioso è scadente o anche molto scadente e i micascisti risultano molto alterati, intensamente pieghettati, fratturati e ridotti ad una pasta viscosa, spesso impregnata da acqua di percolazione sottosuperficiale; essi rappresentano zone di potenziali dissesti e spesso in occasione di precipitazioni intense collassano improvvisamente come colate di materiali sciolti. A N di Bric Ghighermasso e lungo il versante sinistro del Torrente Acquasanta prevalgono i serpentinoscisti che si estendono verso Cima dell'Inferno e che, a seconda delle zone, si presentano più o meno fratturati. All'interno delle numerose maglie dei reticoli di lineazioni sono facilmente riscontrabili orizzonti talcosi a contatto con roccia milonitizzata. Tali fasce sono frequentemente soggette ad impregnazione idrica e quindi fonte di instabilità, come testimoniato dalla presenza di lesioni sul terreno e da vari scoscendimenti. Nella porzione medio bassa del versante considerato che i serpentinoscisti vengono a contatto con i calcescisti, si hanno spesso i problemi sopra menzionati. Presso i contatti è facile riscontrare anche emergenze idriche e sorgenti dovuti al contrasto di permeabilità tra differenti formazioni (calcescisti/serpentiniti - calcescisti/metagabbri).

2.2.9 Val Cerusa

La Val Cerusa si estende a NW del Golfo di Genova alle spalle di Voltri e raggiunge a soli 8 km dal mare una serie di rilievi dell'ordine dei 1000-1150 m, compresi tra il Bric Geremia e il M. Faiallo, che la separano dal bacino padano. Lateralmente è delimitata ad W dalla catena formata dai rilievi Bric degli Uccelli, M. Pennone, M. Tardia, Cima Sineuvin, che la delimitano da vallette minori o ad E con la Valle del Torrente Leiro. La sua massima espansione in larghezza è di circa 4,9 km.

La parte bassa della valle, se paragonata alle altre valli genovesi, si presenta abbastanza larga, con l'asta fluviale in direzione NW-SE subpianeggiante; i fianchi sono costituiti da rilievi acclivi ma dalle forme prevalentemente sinuose, ricoperti da ricca vegetazione arborea costituita principalmente da castagneti, interrotti talora da modeste terrazze antropiche, alcune abbandonate, altre attrezzate ancora a colture ortofrutticole.

Più a N, oltre Fabbriche, la valle si fa più stretta ed acclive ed i rilievi rocciosi, disseminati da frequenti falde di detrito, con rada vegetazione a conifere, le conferiscono un aspetto selvaggio ed aspro. La valle si apre ad W verso il M. Faiallo e il M. Reixa, con morfologia caratterizzata da vari fenomeni erosivi presenti soprattutto sulle dorsali e sui rii ad impostazione E - W.

L'ossatura geologica della valle è costituita dalle formazioni metamorfiche di alta pressione dell'Unità Voltri già viste per la Val Varenna (calcescisti e serpentiniti).

La parte bassa della vallata è interessata prevalentemente da calcescisti, che si estendono in direzione N - NE, verso Bric Ghighermasso fin presso lo spartiacque ad W di Bric Geremia, dove sono presenti strutture particolari (fabric composito). I calcescisti si presentano in bancate verticalizzate per lo più ben conservate sul fondovalle, mentre sulle parti alte dei versanti sono spesso interessati da notevole alterazione e presentano un cappellaccio notevole, specie laddove si presentano come micascisti. L'aspetto generale di questo settore è comunque sostanzialmente riconducibile a zona sufficientemente stabile, con alcuni fenomeni superficiali di instabilità locale. Sono presenti infatti molte frane, per lo più quiescenti o paleo di tipo "scoscendimenti rototraslazionali", su coltri eluvio-colluviali argillificate. Frequenti le piccole frane non cartografabili su coltri (soil slip), quasi sempre causate da acque di infiltrazione sottosuperficiale.

Completamente diversa è la situazione riguardante il settore di ponente in cui le ultramafiti costituiscono la formazione dominante con litotipi che vanno da serpentiniti a serpentino scisti. In quasi tutta la zona di testata si rinvergono diffusi fenomeni di erosione laterale, rill erosion lungo i rii, nicchie di distacco attive e, ai lati delle dorsali rocciose E-W in profondo stato di degrado, frane di crollo e falde di detrito conferiscono al paesaggio un aspetto di alta montagna. In tale settore si ritrovano pure alcune forme periglaciali dovute all'azione gelo-disgelo ed in particolare due cretoni limite, lungo le dorsali delimitanti il Rio Mezzano, marcati da pinnacoli affusolati e, ad E di Cima Faiallo, una piccola valle sospesa. L'aspetto degradato di tale settore è dovuto ad un insieme di fattori ed in particolare la litologia, costituita da ultramafiti tettonizzate, l'attività delle lineazioni N-S ed E-W, l'alterazione diffusa, le acque di ruscellamento superficiali, il microclima particolare conseguente alle quote elevate intorno ai mille metri, all'esposizione e alla posizione dello spartiacque che separa la zona padana da quella ligure. Si può quindi definire questo settore di vallata come zona soggetta a fenomeni erosivi attivi in progressiva evoluzione, con ampie aree in sfacelo caratterizzate da falde di detrito e fenomeni di crolli in roccia.

Nella parte centrale della valle, presso il contatto calcescisti-serpentiniti, affiorano i metagabbri; questi hanno qualità geotecniche migliori, si presentano massivi e generalmente poco alterati quindi i versanti si presentano generalmente stabili.

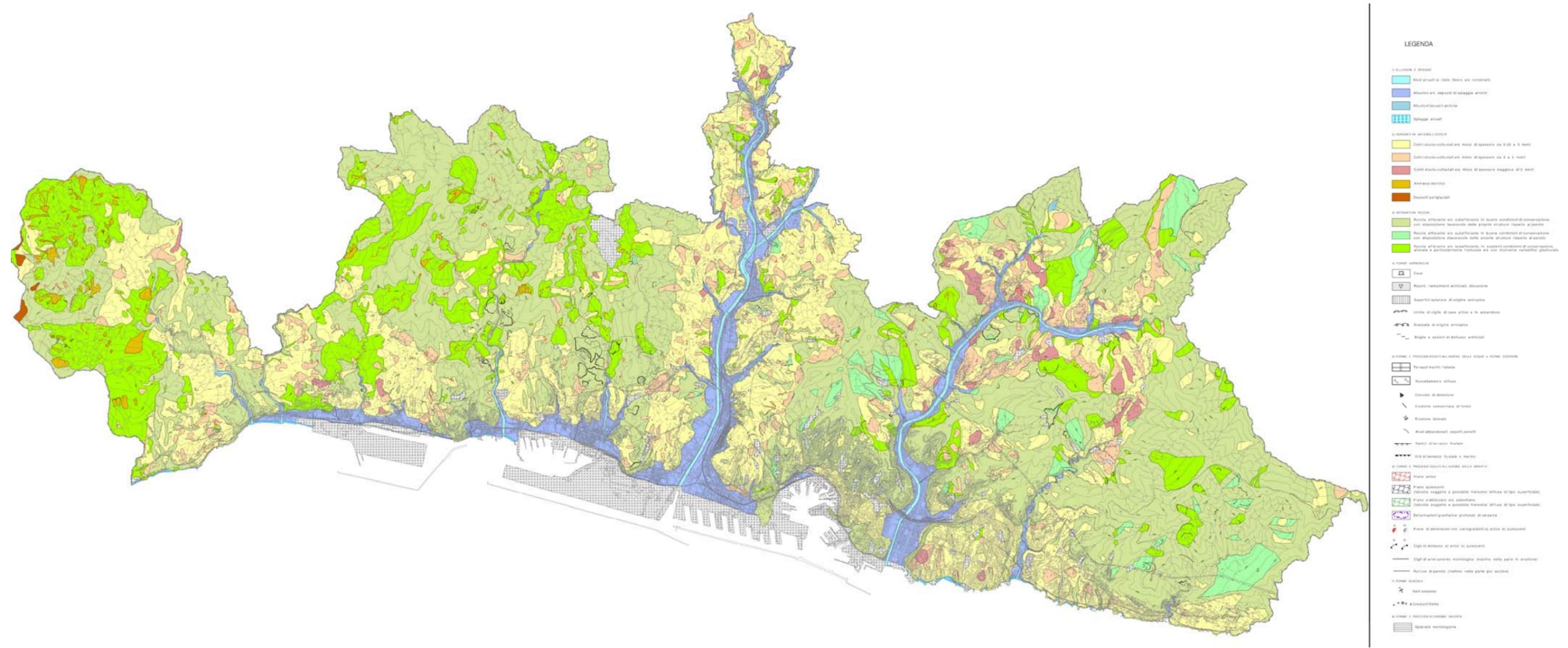
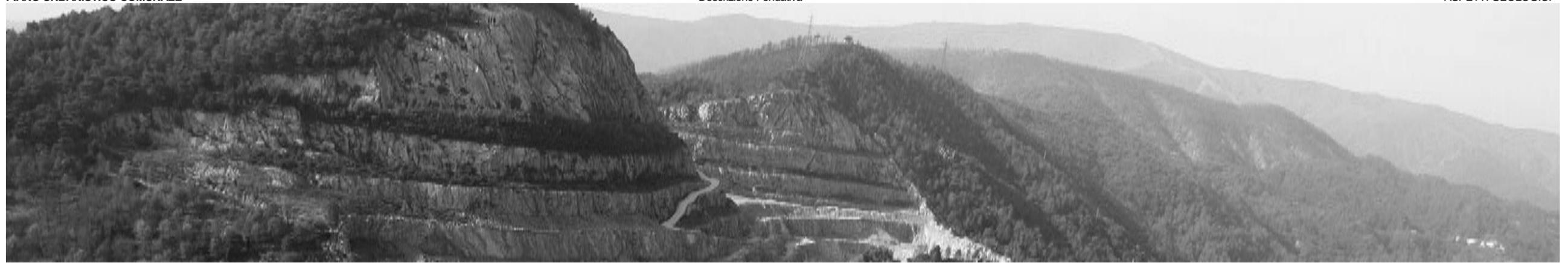


2.2.10 Zona ad W della Val Cerusa, fino al confine comunale

Questa zona rappresenta il lembo estremo di ponente del territorio genovese estendendosi ad W del Torrente Cerusa, comprendendo Crevari, Borgonuovo e Vesima fino al confine comunale, delimitato del Rio Lupara. Verso N è delimitata dai rilievi montuosi M. Pennone, Bric Brigna, Bric degli Uccelli, Bric del Carmo, che la separano dalla Val Cerusa. La zona è caratterizzata da una fascia costiera strettissima, rocciosa, quasi sempre a strapiombo, se si esclude la zona di Vesima dove i rilievi sono più dolci. I corsi d'acqua principali sono rappresentati dal Rio Fontanelle, che ha un corso che segue direzione E-W nella parte alta e SW-NE in quella più bassa, ed il Torrente Vesima, a direzione N-S.

La litologia dominante è rappresentata da calcescisti che sulla costa si presentano con imponenti bancate verticali, intervallate da orizzonti argillitici più esigui e si estendono in continuità da Voltri al confine con il Comune di Arenzano, interrotti solo, ad W di Vesima (Scoglio dell'Aguggia), da una placca di metagabbri a scisti verdi, mentre presso il Torrente Lupara vengono a contatto tettonico con i serpentinoscisti che si estendono verso NW fino a Cima di Mezzo – Monte Pennone. All'interno, verso N, prevalgono i micascisti, con superfici molto deformate, specie lungo faglie. Quasi tutti i contatti sono di natura tettonica e si realizzano lungo lineeazioni molto estese.

Lungo la fascia costiera, come già detto molto ridotta e con versanti in roccia molto acclivi e spesso verticali, sono frequenti crolli in roccia e fasce di detrito, dovute principalmente alla fratturazione e alla disposizione dell'ammasso roccioso. Più all'interno, il substrato micascistoso è spesso ricoperto da coltri, la maggior parte colluviali, di spessore medio alto e da paleofrane di dimensioni notevoli, in particolare nella zona di Crevari-Borgonuovo, e Bonetti Superiore dove sono frequenti segni di cedimenti sia sul terreno che su manufatti (abitazioni e muri di sostegno lesionati, fenomeni di cedimento lungo la carrabile per Crevari) dovuti alle acque di infiltrazione e all'ammasso roccioso scadente. Nella limitata zona nordoccidentale, dominio delle ultramafiti, sono invece frequenti fasce di detritazione (falde detritico-pedemontane), che caratterizzano i versanti con ammassi conici. Il suolo è ridottissimo è l'ammasso roccioso affiora diffusamente ovunque. Caratteristiche le dorsali costituite da grossi blocchi lherzolitici, con fianchi ripidissimi in detritazione.



CARTA GEOMORFOLOGICA



Idrogeologia

INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO GENERALE

Per le caratteristiche del territorio comunale, che comprendono a levante unità sedimentarie flyschoidi ed a ponente unità metamorfiche alpine (come da precedente inquadramento geologico), si è ritenuto opportuno trattare distintamente due settori, di "Levante" e di "Ponente", per ciascuno dei quali vengono illustrate le caratteristiche idrogeologiche generali e distinte per vallata. Le aree ad urbanizzazione compatta sono da considerarsi completamente impermeabili mentre le coltri di copertura di natura eluviale presentano caratteristiche di permeabilità per porosità variabile a seconda del substrato roccioso da cui derivano

1. SETTORE DI LEVANTE (Flysch del Genovesato e linea Sestri-Voltaggio)

1.1 Caratteri idrogeologici d'insieme

Nel settore dell'estremo levante e nella val Bisagno prevalgono i litotipi appartenenti

all'Unità tettonica Antola (Calcari Antola, Argilliti di Montoggio). La formazione del Monte Antola, costituita da torbiditi calcareo-marnose, calcareniti, marne e marne calcaree, alternate ad argilliti emipelagiche è caratterizzata da una permeabilità in piccolo molto bassa, a cui fa riscontro una elevata permeabilità per fratturazione e un debole carsismo. Tale formazione costituisce un serbatoio idrico molto consistente che dà origine a sorgenti ed impregnazioni idriche nelle zone di contatto con la sottostante formazioni delle Argilliti di Montoggio che per caratteristiche litologiche sono da considerarsi impermeabili.

Nella Val Polcevera affiorano invece le Unità tettoniche Mignanego, Montanesi e Ronco. Le argilliti di Mignanego e di Montanesi invece sono da classificarsi, qualora in buone condizioni di conservazione, come poco permeabili o impermeabili, mentre la formazione di Ronco si inserisce in una situazione intermedia ed è comunque permeabile per fessurazione nei settori più intensamente tettonizzati. In sponda destra del torrente Polcevera si riscontra la presenza di numerose sorgenti, allineate dove gli argilloscisti risultano in posizione rovesciata rispetto ai basalti, e sono riconducibili allo stesso schema roccia fratturata - roccia impermeabile descritto in precedenza.

Il fondovalle dei corsi d'acqua principali (T. Polcevera e T. Bisagno) è caratterizzato invece da depositi alluvionali, prevalentemente di natura sabbioso-ghiaiosa, conglomerati grossolani e ghiaie, definiti da condizioni di permeabilità

primaria per porosità. Tali alluvioni costituiscono il principale serbatoio idrico sotterraneo, e sono intensamente sfruttate in prevalenza per uso industriale.

Relativamente al Torrente Polcevera la potenzialità della falda freatica presente nelle alluvioni è maggiore nel settore a valle della confluenza con il torrente Secca, con portate specifiche dei pozzi dell'ordine di oltre 1 l/s*m, mentre a monte, lungo i torrenti Polcevera, Secca e Sardorella lo spessore e la continuità delle alluvioni risultano più limitati, assumendo il serbatoio idrico una importanza essenzialmente locale.

Relativamente al Torrente Bisagno, da Staglieno alla Foce, nei depositi alluvionali di natura ghiaiosa e sabbiosa si registra la presenza di un orizzonte prevalentemente argilloso, di spessore crescente verso valle e che, pur contenendo falde in pressione minori, divide i depositi superficiali ghiaiosi, sede di una falda freatica di subalveo, da quelli profondi, sede di una falda in pressione principale con caratteristiche artesiane.

Lo spessore del materasso alluvionale supera, in alcune zone, i 40 metri; il subalveo roccioso è costituito prevalentemente dai calcari marnosi e solo localmente sono presenti marne d'età pliocenica.

In corrispondenza della foce (Via Cecchi) si registra una riduzione dei volumi dell'acquifero. In questo tratto, infatti, in sponda sinistra, è presente un contrafforte calcareo che limita l'estensione degli acquiferi sia freatico sia artesiano.

Per quanto riguarda le modalità di *deflusso* e di *scarico* delle portate delle falde si evidenzia una condizione tipica degli acquiferi alluvionali presenti in Liguria dove le zone prossime alla costa costituiscono un sistema acquifero/mare.

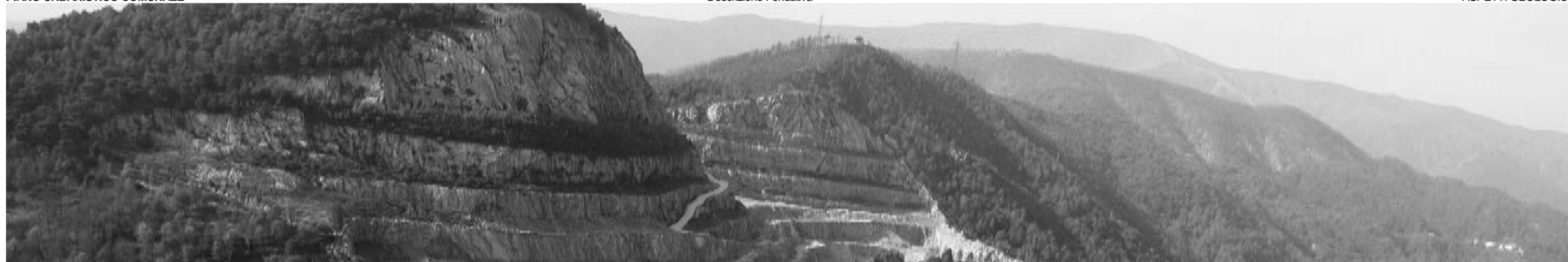
A tale situazione sono associati fenomeni di «inquinamento naturale» per ingressione di acqua salata collegati sia a decrementi naturali del livello statico della falda sia a variazioni del livello dinamico connesso allo sfruttamento della falda stessa.

1.2 Sintesi per bacini

Nel bacino del rio **Nervi** predomina la classe di permeabilità per fessurazione e/o fratturazione, estesa alla totalità del territorio non insediato collocato a monte della direttrice autostradale; il fondovalle insediato è invece connotato da impermeabilità del terreno, fatta eccezione per le aree urbane contigue al tratto terminale dell'asta fluviale principale che risultano permeabili per porosità.

Nella valle del Torrente **Sturla** le aree caratterizzate da terreno impermeabile sono individuate in corrispondenza dell'ambito di fondovalle densamente urbanizzato e sul versante destro nell'alto corso del torrente in corrispondenza delle località Moglie e Bavari dove affiorano le argilliti di Montoggio, interrotte da aree permeabili per porosità collocate lungo l'alveo e le aree golenali. La restante parte del bacino presenta litotipi calcarei e calcareo marnosi caratterizzati da permeabilità per fessurazione e/o fratturazione.

Nel bacino del **Bisagno** le aree permeabili per porosità sono prevalentemente localizzate nei territori di fondovalle del Bisagno e dei suoi principali affluenti, il rio Molinasso, il t.Geirato, il rio Aggio ed il rio Canale, sul versante orografico



destro in corrispondenza dell'alta Val Geirato, in località Aggio, e infine sulle fasce di versante meno acclivi lungo il rio Torbido (Cian dei Bessi).

Nella restante parte di territorio della valle è presente una condizione di permeabilità per fessurazione e/o fratturazione, interamente dislocata in ambiti di versante e che rappresenta in termini di estensione la parte nettamente predominante rispetto alle altre classi di permeabilità.

Situazioni di maggior criticità sotto il profilo idrogeologico sono costituite da ampie superfici di territorio connotate dalla presenza di terreni impermeabili, spesso frammiti a terreni semipermeabili, risultano le seguenti: la Val Geirato su entrambi i versanti insediati (Cartagenova e la valletta del rio Maggio in località Castel di Pino); il versante orografico sinistro del Bisagno a dominante rurale ma con presenza di nuclei (Senno) e di insediamenti a carattere sparso o diffuso (Rosata, Fontanegli); l'area urbana corrispondente allo scalo ferroviario di Terralba ed al centro ospedaliero di S.Martino; l'area corrispondente alla fascia in sponda destra del centro urbano delimitata dal centro storico a sud e dalla risalita di versante a nord.

Il bacino del **Polcevera** individua una configurazione della permeabilità dei terreni diversificata in rapporto alla collocazione geografica. L'area di fondovalle dei depositi alluvionali è caratterizzata da terreni permeabili per porosità, le aree di versante interessate da nuclei isolati, edificazione di tipo sparso e diffuso, presentano condizione di impermeabilità propri dei terreni argillitici; le aree di crinale, a ponente cresta dei Corvi ed a levante cresta dei forti Diamante, Puin e di Fregoso, presentano situazione di permeabilità per fessurazione e/o fratturazione (Formazione di Ronco - Formazione M.te Antola); condizione di semipermeabilità del terreno è presente esclusivamente in corrispondenza dell'area compresa tra i depositi petroliferi di Fegino e la frazione di Borzoli.

2. SETTORE DI PONENTE (Gruppo di Voltri e Zona Sestri - Voltaggio)

2.1 Caratteri idrogeologici d'insieme

Tutte le vallate del ponente hanno estensione longitudinale piuttosto limitata, da 5 a 10 km, sono strette nel tratto medio/basso e si allargano in testata, dove raggiungono spesso quote considerevoli e presentano versanti da mediamente a molto acclivi. Questa configurazione comporta tempi di corrivazione molto rapidi, cosicché, in concomitanza ad eventi di precipitazioni intense i corsi d'acqua, che generalmente hanno portate molto basse, si trasformano in torrenti tumultuosi che spesso raggiungono la piena ed esondano.

A questi eventi, in maniera proporzionalmente meno importante, contribuiscono vari elementi tra i quali possiamo menzionare lo stato vegetazionale molto ridotto o del tutto assente nelle testate (a causa della tipologia e dello spessore ridotto del suolo), lo stato di dissesto dei versanti e i notevoli ingombri prevalentemente di materiale lapideo negli alvei e la bassa permeabilità dell'ammasso roccioso. A fondo valle l'elemento principale è costituito dall'urbanizzato, che nell'insieme si può considerare come superficie impermeabile e che ha profondamente mutato

l'originale conformazione dei corsi d'acqua, che hanno spesso subito notevoli restringimenti (sono molto frequenti case edificate sulle sponde dei rii) e tombature insufficienti.

L'ammasso roccioso, costituito prevalentemente da litologie dell'unità Voltri, si può considerare nell'insieme a bassa permeabilità. Tuttavia specificatamente si possono fare le seguenti distinzioni. Le ultramafiti, specialmente serpentinoscisti e lherzolit, presentano una diffusa permeabilità per fratturazione. Cloritoscisti e talcoscisti si presentano quasi sempre con zone di impregnazione, specie nelle fasce di contatto e lungo le faglie. I calcescisti sono interessati da sistemi di fratturazione ma le fratture sono spesso riempite da materiale argilloso per cui il comportamento globale è di bassa permeabilità. Tra le metabasiti le prasiniti hanno un comportamento vicino a quello dei calcescisti, mentre i metagabbri, specie quelli a scisti verdi, risultano per lo più impermeabili, tranne che nelle fasce di contatto dove diventano permeabili per fratturazione.

Tra le altre formazioni ricordiamo le argille marnose plioceniche, da considerarsi impermeabili ed i conglomerati oligocenici che, a parte le zone interessate da faglie, sono praticamente impermeabili. I riempimenti e le discariche sono state considerate a permeabilità variabile.

2.2 Sintesi per bacini

I territori che costituiscono il bacino del **Chiaravagna** sono quasi totalmente permeabili con meccanismi di drenaggio sottosuperficiale molto diversificati: in particolare si evidenzia la permeabilità per carsismo delle dolomie, quella per fratturazione delle ofioliti (escludendo i calcescisti) nonché quella per porosità dei materiali sciolti di copertura, siano essi naturali o di riporto.

Sono inoltre presenti aree con permeabilità superficiale derivante dalla presenza di coltri di potenza inferiore ai 3 metri.

I calcescisti sono considerati semipermeabili (per tenere conto dello stato di alterazione in cui si rinvergono e per la forte presenza di materiali residuali di riempimento delle fratture, per potenze anche significative) così come le marne plioceniche.

All'interno del bacino del **Varenna** risulta preponderante l'estensione delle aree connotate da permeabilità per fessurazione e/o fratturazione, prevalentemente collocate nel territorio medio-alto della valle.

I terreni con carattere di semipermeabilità alternandosi ai terreni permeabili si estendono lungo una direttrice ortogonale alla linea di costa a partire dall'area urbanizzata di Pegli-Multedo interessando fasce di territorio di forma allungata, la cui configurazione è determinata dalla presenza di un substrato geologico che alterna formazioni di rocce sedimentarie, ofiolitiche e pietre verdi.



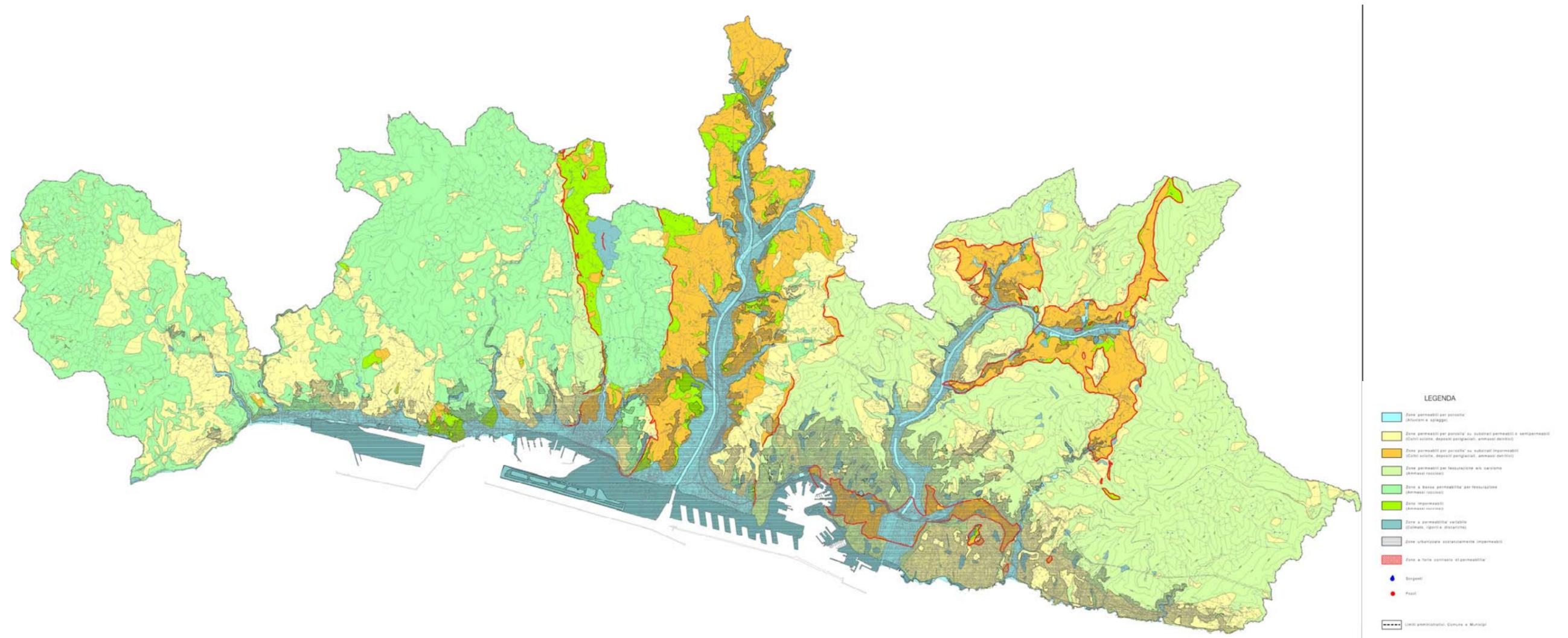
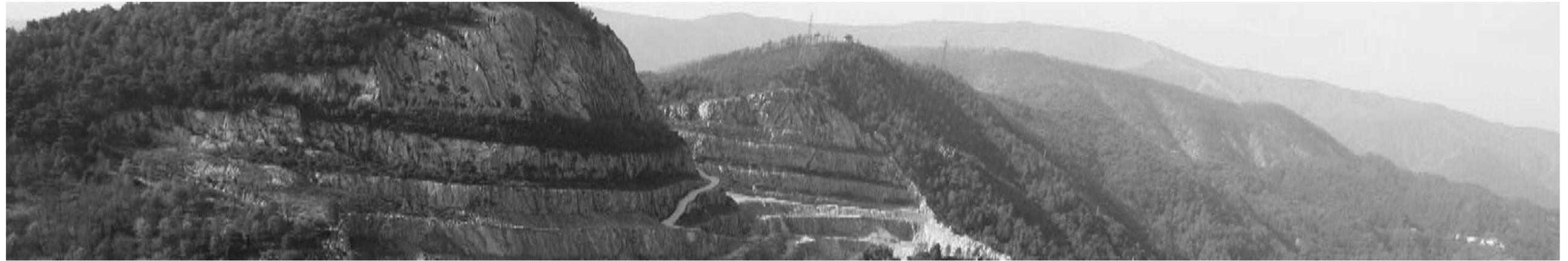
Risultano infine permeabili per porosità i terreni corrispondenti all'alveo fluviale ed ai territori contigui, alcune modeste porzioni di territorio di primo versante e l'ampia fascia di versante sinistro nell'alto corso del Varenna, indicativamente compresa tra Camposilvano e Lencisa.

La piccola valle del rio **S.Pietro** è caratterizzata nella parte costiera dalla presenza di terreni semipermeabili, dalle aree urbanizzate di Prà fino alla località Case Camponecchia, mentre la fascia di versante medio-alto, convergente su M. Rondo, è connotata dalla presenza di terreni permeabili per fessurazione e/o fratturazione.

Nel bacino del **Branega** la parte di territorio compresa tra la foce del corso d'acqua e località Case Garsa è caratterizzata da terreno semipermeabile, mentre tutto il restante territorio, prevalentemente non insediato, risulta permeabile per fessurazione.

Nel bacino del **Leiro** risulta nettamente prevalente l'estensione delle aree connotate da semipermeabilità dei terreni, che coinvolgono l'intero territorio del bacino stesso ad eccezione di circoscritte situazioni di permeabilità dei terreni per fessurazione e/o fratturazione.

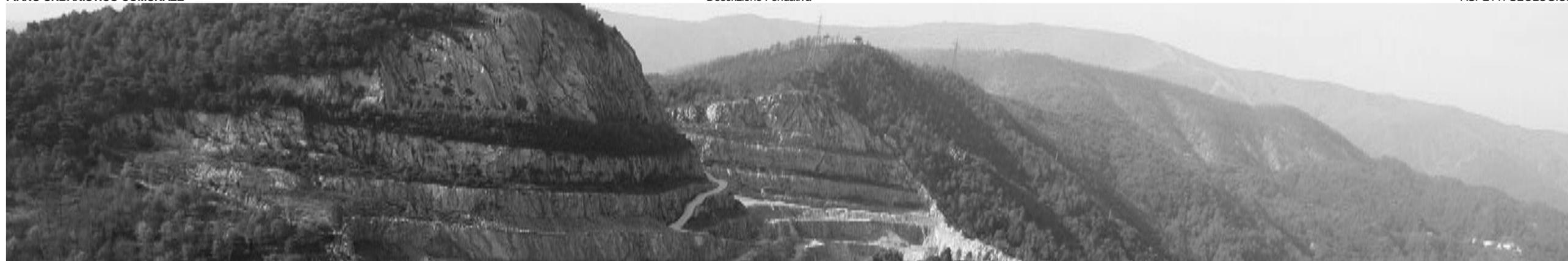
Nel parte alta del bacino del **Cerusa** prevale infatti una condizione diffusa di permeabilità per fessurazione e/o fratturazione, nella parte inferiore (tra località Fabbriche e la costa) una condizione di semipermeabilità, mentre le aree permeabili per porosità risultano circoscritte ad una ristretta fascia comprendente l'alveo fluviale e i territori di origine alluvionale contigui.



LEGENDA

- Zone permeabili per servizio (Abitanti e alloggi)
- Zone permeabili per servizio su substrati permeabili o semi-permeabili (Cimiteri, discarichi, depositi perigliosi, ammassi detritici)
- Zone permeabili per servizio su substrati impermeabili (Cimiteri, discarichi, depositi perigliosi, ammassi detritici)
- Zone permeabili per l'esecuzione di opere (Inferri, rovine)
- Zone a bassa permeabilità per l'esecuzione di opere (Inferri, rovine)
- Zone impermeabili (Inferri, rovine)
- Zone a permeabilità variabile (Cimiteri, discarichi, depositi perigliosi)
- Zone urbanizzate sostanzialmente impermeabili
- Zone a forte consumo di permeabilità
- Sorgenti
- Pozzi
- Limiti amministrativi, Comune e Municipi

CARTA IDROGEOLOGICA



Acclività

Il territorio comunale presenta un'acclività media con tratti decisamente più accentuati in corrispondenza delle testate dei corsi d'acqua di ponente e morfologie più blande in corrispondenza delle aree di fondovalle dei bacini dei corsi d'acqua principali, manifestando una situazione che rispecchia bene le caratteristiche lito-strutturali e l'evoluzione morfologica tipica del versante tirrenico della Liguria, caratterizzato da bacini a regime torrentizio, poco sviluppati in lunghezza, con profilo poco maturo e soggetti a forte erosione.

Ciò viene esplicitato nella carta dell'acclività che è stata rielaborata sulla base del modello digitale del terreno (DTM), avendo come base le nuove CTR 2003 versione 3D.

I valori sono espressi in gradi, da un minimo di 0° che corrisponde alla pendenza nulla (pianura), ad un massimo di 90°, e le classi definite in analogia a quanto previsto dalle raccomandazioni della Regione Liguria per i Piani di Bacino, secondo la seguente classificazione:

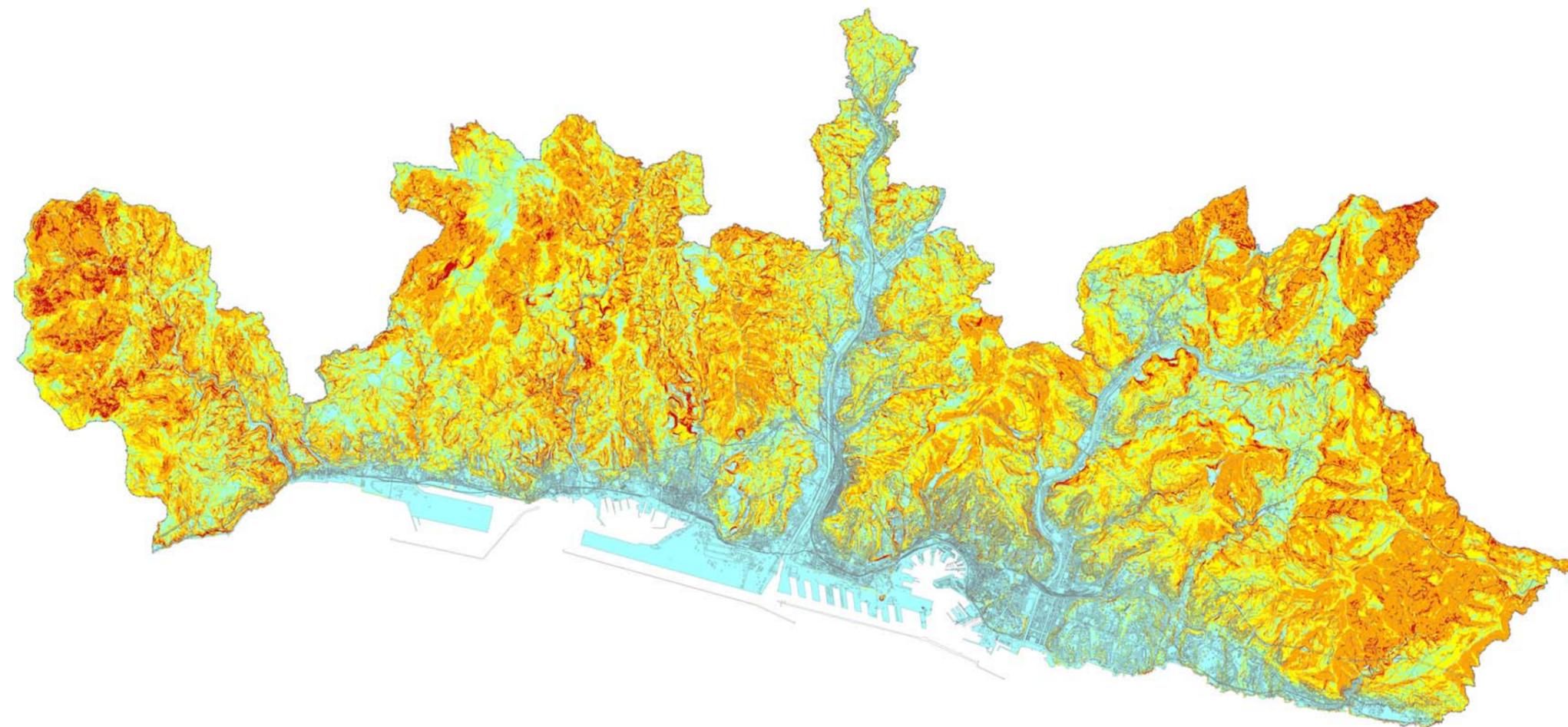
Classe 1	0-10°
Classe 2	10-20°
Classe 3	20-30°
Classe 4	30°-45°
Classe 5	>45°

La suddivisione in 5 classi, con colori in tono crescente a seconda dell'intervallo della pendenza del terreno, è stata ritenuta sufficiente per le finalità del lavoro

Dall'analisi della cartografia è emerso che le classi 1 e 2 risultano prevalenti nelle zone alluvionali e prossime alla foce dei corsi d'acqua principali (Polcevera, Bisagno), lungo la fascia costiera urbanizzata, in corrispondenza dei terrazzi marini e/o morfologici, mentre la classe molto elevata (>100%) è poco rilevante e si limita alla testata dei bacini minori (t. Cerusa, Leiro, Varenna). Emerge inoltre che le aree dove affiorano litotipi scistosi (Calcescisti del Turchino, calcescisti della Val Branega, quarzoscisti di Sant'Alberto) o argillosi (Argilliti di Montaggio, Argilliti di Montanesi, Argilliti di Mignanego), sono in genere caratterizzati da pendenza media e medio-bassa, mentre dove affiorano litotipi ofiolitici (serpentinoscisti antigoritici del Bric del Dente, peridotiti lherzolitiche del Monte Tobbio, serpentiniti di San Carlo di

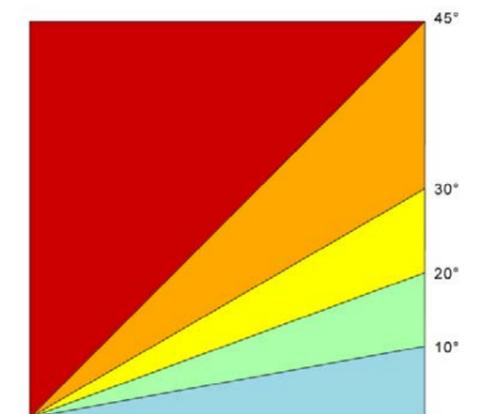
Cese) o calcarei (formazione del Monte Antola, formazione di Ronco) le pendenze risultano medio-alte (50 – 75 %). Pendenze elevate si osservano anche in corrispondenza di tagli antropici legati ad attività di cava (M.te Gazzo, Forte Ratti), o lungo l'Aurelia nel tratto tra Voltri ed il confine comunale, in corrispondenza delle porzioni residuali delle falesie.

Le principali variazioni di pendenza si osservano invece in corrispondenza dei cambi litologici tra argilliti e calcari per quanto riguarda il levante genovese e/o tra Calcescisti/Quarzoscisti ed Ofioliti per quanto riguarda il territorio di ponente



LEGENDA

-  Acclività da 0° a 10°
-  Acclività da 10° a 20°
-  Acclività da 20° a 30°
-  Acclività da 30° a 45°
-  Acclività maggiore di 45°



CARTA ACCLIVITA'

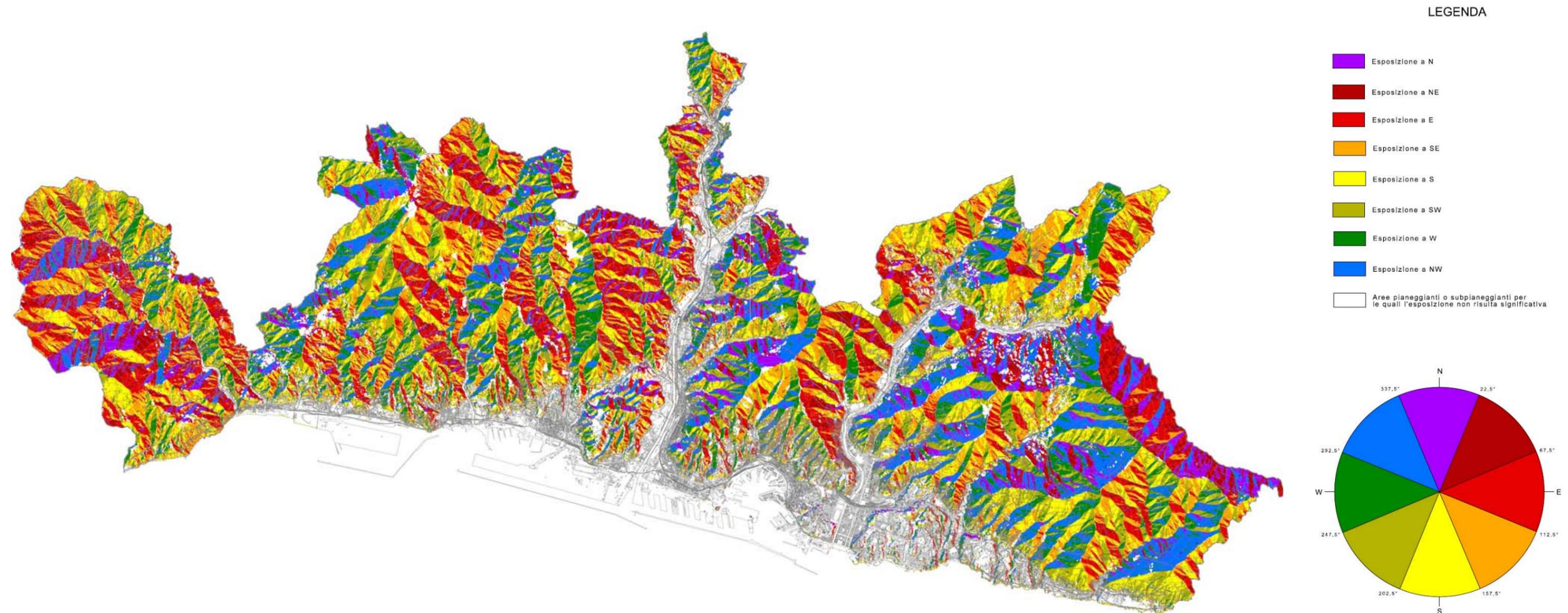


Orientamento dei versanti

Il territorio comunale è stato suddiviso in 8 classi in relazione all'esposizione dei versanti secondo la seguente classificazione:

Classe 1	Esposizione a N
Classe 2	Esposizione a NE
Classe 3	Esposizione a E
Classe 4	Esposizione a SE
Classe 5	Esposizione a S
Classe 6	Esposizione a SW
Classe 7	Esposizione a W
Classe 8	Esposizione a S

Ciò è stato utile, unitamente ai dati giaciture della carta geologica, per la valutazione dei versanti in termini di giacitura favorevole, sfavorevole ed indifferente



CARTA DELL'ORIENTAMENTO DEI VERSANTI



Sismicità

In relazione alla sismicità, l'analisi bibliografica porta a escludere l'esistenza di centri sismici di qualche rilevanza in prossimità del territorio comunale. Le aree sismogenetiche attive sono infatti localizzate a distanze tra 60-70 km nell'Appennino Settentrionale e nel Mar Ligure Occidentale: ciò non toglie che la città possa risentire degli effetti di terremoti posti a distanze maggiori.

La classificazione sismica del territorio comunale derivante dagli studi regionali di cui alla DGR 1362 del 19/11/10 ha suddiviso il territorio rispetto ai limiti amministrativi relativi alle unità urbanistiche per cui il Comune di Genova risulta in parte in zona 4 (Municipio VII Ponente, Municipio VI Medio Ponente, Municipio V Val Polcevera -Unità urbanistiche: Borzoli est, Certosa, Rivarolo, Teglia, Begato, Bolzaneto-, Municipio II Centro Ovest, Municipio I Centro Est, Municipio III Bassa Val Bisagno, Municipio IV Val Bisagno - Unità urbanistiche: Parenzo, S. Pantaleo -) e in parte in zona 3 (Municipio V Val Polcevera - Unità urbanistiche: Morego, S. Quirico, Pontedecimo, IV Val Bisagno -Unità urbanistiche: Montesignano, S. Eusebio, Molassana, Doria - Prato, Municipio IX Levante - Unità urbanistica: Bavari, San Desiderio, Nervi, VIII Medio Levante, Municipio IX Levante - Unità urbanistica: Apparizione, Borgoratti, Struppa, - Quarto, Quartara, Castagna, Quinto-)

In relazione all'approccio "sito-dipendente" nel calcolo dell'accelerazione di base a_g di cui alla tabella 1 dell'Allegato B del D.M. 14/01/08 (Norme Tecniche per le Costruzioni) il capoluogo regionale ricopre valori di a_g compresi tra 0,529 e 0,801.

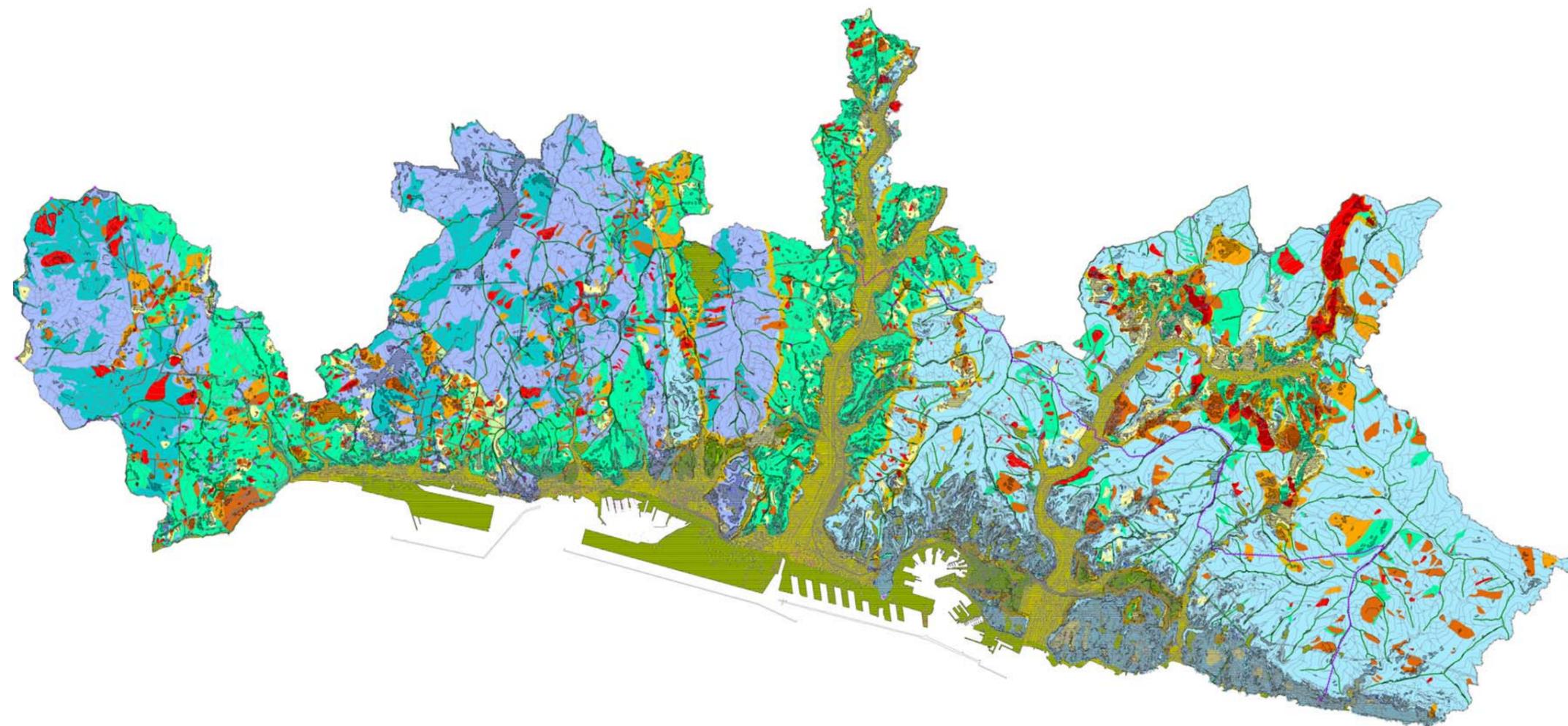
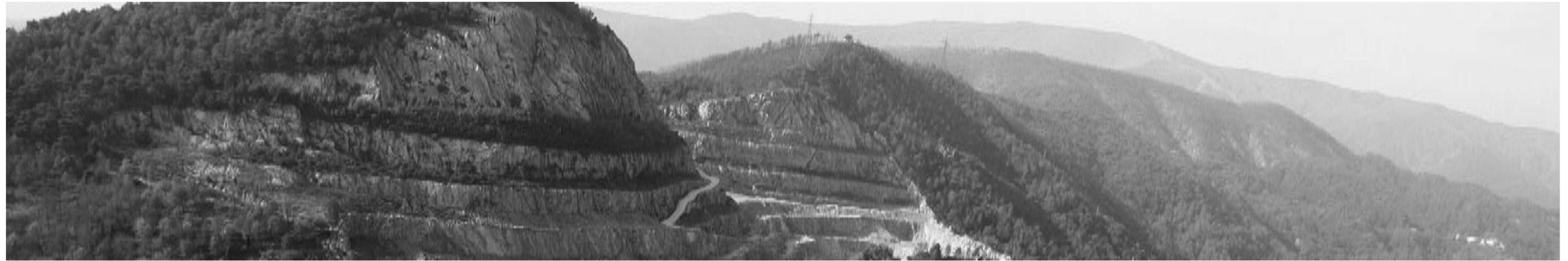
In relazione alle diverse problematiche geologico-tecniche ed in riferimento alla DGR 471/10 il territorio può invece essere ripartito in tre diverse tipologie di zone omogenee dal punto di vista della risposta geologico-meccanica locale dei terreni superficiali, con particolare riferimento al loro comportamento prevedibile nel campo delle sollecitazioni dinamiche:

a. zone stabili nelle quali non si ipotizzano effetti di alcuna natura, se non lo scuotimento, funzione dell'energia e della distanza dell'evento. Sono le zone dove il substrato è affiorante caratterizzato da velocità di propagazione $V_s > 800$ m/s e con morfologia pianeggiante o poco inclinata (pendii con inclinazione inferiore a circa 15°).

b. zone stabili suscettibili di amplificazioni locali, nelle quali sono attese amplificazioni del moto sismico, come effetto della situazione litostratigrafica e/o morfologica locale. Sono le zone dove sono presenti riporti, depositi alluvionali, terreni di copertura, coltri di alterazione del substrato, substrato molto fratturato, o substrato caratterizzato da velocità di propagazione delle onde di taglio ($V_s < 800$ m/s) e con spessori di coperture superiori ai 3-5 m su pendii poco inclinati (acclività $< 15^\circ$) soggetti quindi ad amplificazione stratigrafica per effetto delle caratteristiche litologiche dei terreni. A tali zone sia associano le porzioni di territorio con acclività maggiore di 15° soggette ad amplificazione topografica

c. zone suscettibili di instabilità, nelle quali gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio (non sono naturalmente esclusi per queste zone anche fenomeni di amplificazione del moto). Si identificano le zone con differenti effetti deformativi: instabilità di versante (frane attive, quiescenti, stabilizzate), area di contatto stratigrafico o tettonico di litotipo con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse (cedimenti differenziali), le zone di faglia.

Ai fini della zonizzazione sismica risultano significative anche diverse forme geomorfologiche di superficie quali ad esempio i picchi isolati, i crinali, le rotture di pendio e cigli di arretramento.



LEGENDA

ZONE STABILI

Substrato LAPIDEO NON STRATIFICATO affiorante e subaffiorante con $V_{30} > 800$ e con $\alpha_{critica} < 15$ gradi

Substrato LAPIDEO STRATIFICATO/SCISSOSO affiorante e subaffiorante con $V_{30} > 800$ e con $\alpha_{critica} < 15$ gradi

Substrato LAPIDEO NON STRATIFICATO affiorante e subaffiorante con $V_{30} > 800$ con $\alpha_{critica} > 15$ gradi (amplificazione topografica)

Substrato LAPIDEO STRATIFICATO/SCISSOSO affiorante e subaffiorante con $V_{30} > 800$ con $\alpha_{critica} > 15$ gradi (amplificazione topografica)

Substrato LAPIDEO NON STRATIFICATO affiorante e subaffiorante con $V_{30} > 800$ per caratteristiche litologiche o litostrotostrutturali

Substrato LAPIDEO STRATIFICATO/SCISSOSO affiorante e subaffiorante con $V_{30} > 800$ per caratteristiche litologiche o litostrotostrutturali

Substrato GRANULARE CEMENTATO affiorante e subaffiorante con $V_{30} > 800$

Substrato COESIVO SOVRACONSOLIDATO affiorante e subaffiorante con $V_{30} > 800$

RIPIANTI con spessore > 3 metri

COBERTURE DETRITICHE con spessore > 3 metri

SEDIMENTI ALLUVIONALI E MARINI con spessore > 3 metri

ZONE SUSCETTIBILI DI INSTABILITA'

CEMENTI DIFFERENZIALI

FRANGI STABILIZZATE

FRANGI QUERSCENTI

FRANGI ATTIVI

FAGLIE / SOVRACORRIMENTI

FORME DI SUPERFICIE

CONDIZIONI DI DERIVAZIONE

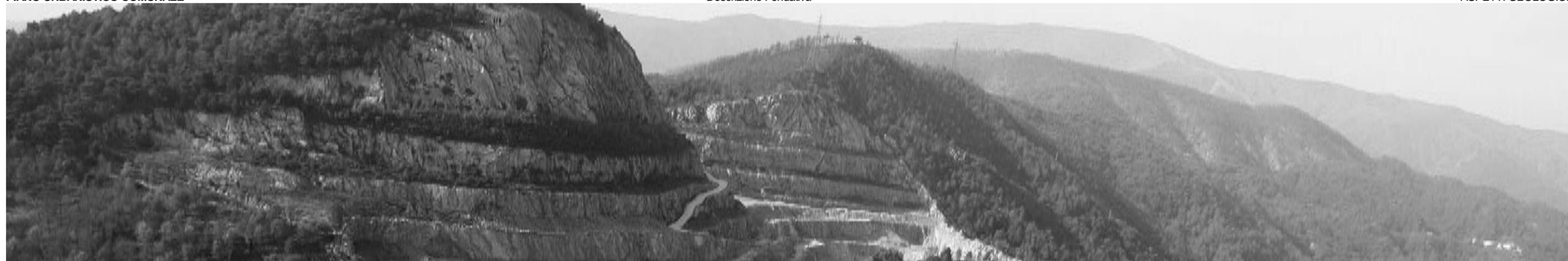
SONDAGGI

Limiti amministrativi Comune e Municipi

Limiti Zona identica 1 / Zona identica 2 (Integrazione zona 3)

CARTA DELLE MICROZONE OMOGENEE IN PROSPETTIVA SISMICA





Principali criticità riscontrate nel territorio

Quest'ultimo paragrafo sintetizza i dati ritenuti più importanti, ai fini di una corretta caratterizzazione urbanistica del territorio, ottenuti dall'analisi del territorio effettuata e da quanto emerso dagli studi dei Piani di Bacino e del PTC provinciale.

AREE INTERESSATE DA RISCHIO IDRAULICO

Le aree di seguito individuate sono derivate dall' esame della "Carta delle fasce di inondabilità", a scala 1:5000 dei Piani di Bacino. L'approccio metodologico dell'analisi delle criticità idrauliche è stato svolto dalla Provincia secondo due diverse linee di azione (verifiche idrauliche per tratti locali e verifiche per tratti estesi), in funzione sia della conformazione morfologica e della complessità geometrica dell'alveo, sia della documentazione e dei rilievi disponibili. Con tale metodo si sono individuati i tratti di corso d'acqua insufficienti al deflusso per fissate probabilità di evenienza, corrispondenti cioè a specificati periodi di ritorno della portata di piena (T_{50} , T_{200} , T_{500}), ovvero le aree periferuali soggette ad inondazione da parte delle acque non più contenute negli alvei.

Sul torrente **Cerusa** si rilevano aree soggette a rischio di inondazione lungo tutto il tratto terminale del corso d'acqua presso l'abitato di Voltri, fino all'altezza del viadotto autostradale "Cerusa" dove è presente un'esigua fascia con tempi di ritorno cinquantennale (fascia A); una piccola area inondabile è presente anche poco a valle dell'abitato di Fabbriche.

Le aree inondabili del bacino del torrente **Leiro** sono localizzate tra la confluenza tra il t. Acquasanta e il torrente Gorsexio, a sud dell'abitato di Mele e tra il viadotto autostradale e la foce del Leiro stesso.

Per il torrente **Branega** risulta inondabile la fascia compresa tra la foce e il viadotto autostradale, oltre alla piana localizzata in corrispondenza delle anse fluviali comprese tra le località Casette e Case Garsa.

Le aree inondabili derivanti dagli studi idraulici del bacino del torrente **S. Pietro** corrispondono all'area urbana di Prà esondabile con tempi di ritorno duecentennali: per tale corso d'acqua sono comunque in corso di progettazione interventi idraulici sistematori.

Relativamente al rio **S. Michele** le aree soggette ad inondazione scaturite dagli studi idraulici puntuali sono in corrispondenza del tratto terminale della tombinatura a monte della linea ferroviaria Ge-Ventimiglia; mentre quelle relative al rio **S. Antonio** – rio **Grillè** corrispondono alla zona intorno a Piazza Lido.

Il bacino del **Varenna** presenta diverse aree a rischio idraulico localizzate nell'area urbana di Pegli in sponda destra fino al tracciato autostradale ed in corrispondenza di Via Cassanello, in corrispondenza di Granara (confluenza con il rio **Cantalupo**), in località Novagette, nella piana alluvionale di San Carlo di Cese e, più a monte, presso la confluenza con il rio del **Grillo**

Tutto l'abitato di Sestri Ponente a monte del tracciato ferroviario compreso tra il rio **Molinassi** e il torrente **Chiaravagna** risulta a rischio inondazione (ultimo importante evento alluvionale nell'ottobre 2010) con fasce di esondabilità caratterizzate da tempi di ritorno cinquantennale e duecentennale dovute all'insufficienza dei tratti di corsi d'acqua tombinati e/o degli attraversamenti di alveo, se a cielo aperto; nel bacino del torrente **Chiaravagna** si riscontrano aree inondabili lungo il corso principale dalla foce fino alla confluenza tra gli affluenti **Cassinelle** e **Bianchetta** in prossimità delle località Serra e Panigaro e lungo il rio **Ruscarolo** fino alla confluenza con il **fosso Battestu**: per i corsi d'acqua del bacino sono comunque in previsione ed in corso di realizzazione interventi idraulici sistematori.

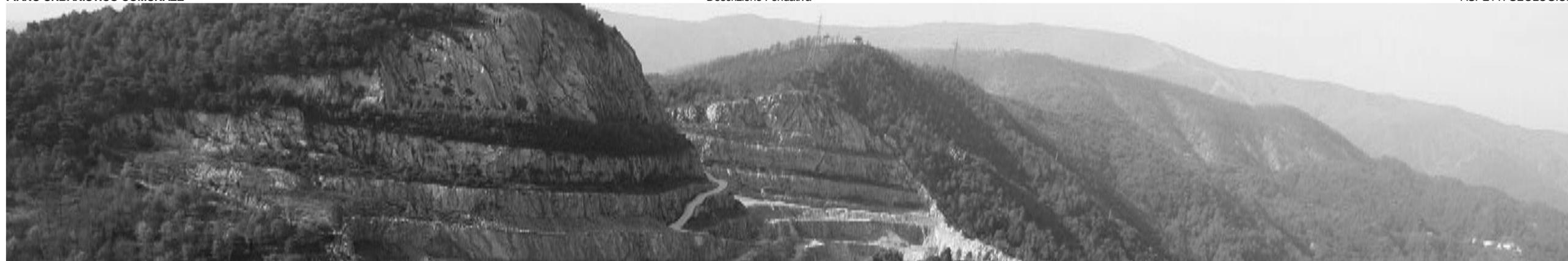
Per quanto riguarda il bacino del **Polcevera** numerose sono le aree a rischio idraulico contigue all'asta principale ed in prossimità della foce nonché quelle lungo il torrente **Secca** ed al suo affluente torrente **Sardorella**, lungo il rio **Ciliegia** in località Lastrego e lungo il rio **Geminiano** responsabile dei fenomeni di esondazione di una considerevole porzione dell'abitato di Bolzaneto), lungo il rio **Fegino** e il torrente **Torbella**.

Il bacino del **Bisagno** è caratterizzato dalla presenza di aree inondabili lungo l'alto corso dell'asta principale, nel tratto compreso tra Prato, Struppa, Rosata, in località Molassana presso la confluenza con il rio Torbido, lungo l'asta principale compresa tra Staglieno e Marassi in corrispondenza della confluenza con i principali affluenti (Trenasco, Ciliegia, Mermi), prevalentemente con tempi di ritorno duecentennali oltre che nel tratto terminale tombinato compreso tra la linea ferroviaria e lo sbocco a mare per il quale sono comunque in corso di realizzazione interventi idraulici sistematori. Il rio Fereggiano, presenta un'elevata criticità idraulica nel tratto terminale tombinato a causa della grave insufficienza della sezione di deflusso.

Il torrente **Sturla** è caratterizzato dalla presenza di aree a rischio idraulico lungo tutto il corso d'acqua fino a S. Desiderio, con una particolare accentuazione delle condizioni di criticità per il tratto terminale, compreso fra la direttrice autostradale e la foce; parimenti a rischio risulta il suo affluente di sinistra rio **Penego**, che si immette nel t. Sturla all'altezza del ponte romano: per tali corsi d'acqua sono comunque in corso di realizzazione interventi idraulici sistematori.

A levante sono presenti numerose aree a rischio lungo i rivi **Priaruggia**, **Bagnara** e **S. Pietro**, di estensione più limitata e connesse a criticità idrauliche puntuali.

Il torrente **Nervi** presenta invece aree soggette a rischio idraulico a valle della località Molinetti, in corrispondenza della tombinatura di via del Commercio ed a valle della stessa nel breve tratto terminale compreso fra l'asta il viadotto di



Corso Europa e la foce. Nell'ottica di limitare il rischio idraulico a monte della copertura di Via del Commercio (zona cimitero e centrale elettrica) è stato realizzato un canale scolmatore

AREE STORICAMENTE INONDATE

Le aree di seguito individuate, interessate in passato da fenomeni di esondazione e/o derivanti da insufficienza idraulica della rete di smaltimento locale, derivano dalla Carta delle Aree Storicamente Inondate redatta dai Piani di Bacino: esse integrano le aree esondabili derivanti dagli studi idraulici effettuati dalla Provincia di Genova.

Nel bacino del **torrente Cerusa** non si rilevano aree storicamente inondate eccedenti le aree ancora soggette a rischio di inondazione.

Nel bacino del **Torrente Leiro** invece le aree soggette nel passato ad inondazione sono individuate in loc. Acquasanta a Genova Voltri, in località Crosa alla confluenza tra il torrente Acquasanta e Gorsexio, in località Serraglio e lungo Via Camozzini.

Nel Rio **Madonnette** le aree storicamente inondate sono identificate nei pressi del casello autostradale di Genova Voltri e a valle della tombinatura lungo il tratto terminale.

Nell'ambito del bacino del torrente **Branega** e **San Pietro** non si rilevano aree storicamente esondate eccedenti le aree ancora a rischio inondazione.

Le aree storicamente inondate del bacino del rio **S. Michele** si rilevano invece a margine delle aree a rischio di inondazione, ovvero a monte della linea ferroviaria.

Nel bacino del rio **Rexello** le aree storicamente inondate sono individuate in corrispondenza del quartiere Giardino tra Pegli e Pegli 2 e nel tratto terminale tombinato

Nel bacino del torrente **Varenna** gli eventi storici di inondazioni hanno interessato l'area che va da Via Cassanello alla foce, sul Lungomare di Pegli. Più a monte le aree storicamente esondate risultano individuate in località Carpenara e in località San Carlo di Cese e, più a monte, presso la confluenza con il rio del **Grillo**.

Nel bacino del T. Marotta-Zanino sono aree storicamente esondate quelle a monte del tracciato ferroviario

Nella zona di Sestri Ponente le aree storicamente inondate si rilevano a margine delle aree a rischio di inondazione afferenti al **rio Molinassi** ed al **rio Cantarena** ed indicate nell'area compresa tra via Merano via Soliman ed il tracciato

ferroviario. Nel bacino del torrente **Chiaravagna** le aree storicamente esondate risultano in sponda dx a margine delle aree individuate dagli studi idraulici e si fondano con le aree afferenti i corsi d'acqua scolanti nella piana di Sestri.

Nell'abitato di Cornigliano le aree soggette ad allagamenti sono quelle tra Piazza Rizzoli e Piazza Metastasio afferenti al rio **Roncallo**

Nel bacino del torrente **Polcevera** le aree storicamente inondate risultano residuali a margine delle aree a rischio di inondazione nell'abitato di Sampierdarena, in alcune aree di Campi sottostanti il viadotto autostradale, lungo il rio Fegino in loc. Trasta e più a valle nel tratto compreso tra il Rio Trasta – Rio Cileggia, nell'abitato di Bolzaneto, lungo il torrente Secca in loc. Morigallo, nelle zone a margine delle aree inondabili afferenti sia il T. Verde che il T. Riccò incluso parte dell'abitato di Pontedecimo in corrispondenza della confluenza dei due corsi acqua

Al'interno dell'anfiteatro genovese risultano storicamente inondate la zona in fregio a Via Buozzi (rio **Di Negro** o **S. Lazzaro**) e a Caricamento (tra rio **S. Anna** e rio **S. Bartolomeo**).

Nel bacino del torrente **Bisagno** le aree storicamente inondate, esterne a quelle inondate derivanti dagli studi idraulici, sono individuate a Struppa, in sponda destra tra Prato e Doria, in località Molassana lungo il torrente Geirato, dalla confluenza con il rio Maggiore sino allo sbocco nel Bisagno, lungo il rio Trensasco.

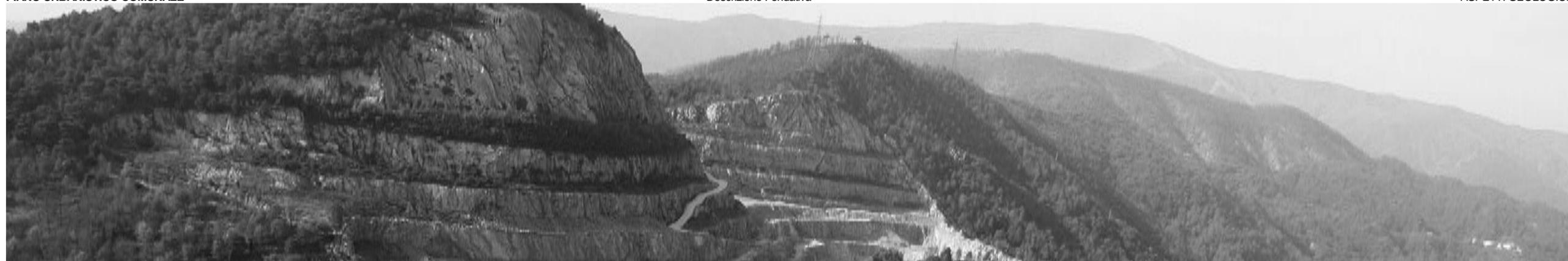
Nel bacino del torrente **Sturla** le aree storicamente inondate risultano residuali a margine delle aree a rischio di inondazione in località Cadighiara.

In ultimo risultano aree storicamente inondate la sponda sinistra del torrente **Nervi** nel tratto compreso tra il viadotto autostradale e l'area cimiteriale e residuale il tratto focivo.

AREE INSTABILI ED INTERESSATE DA MOVIMENTI FRANOSI

Quanto di seguito esposto è il risultato di un'analisi comparata dei dati derivanti dalla redazione dei piani di bacino (carta della franosità a scala 1:10.000) integrata con gli studi e gli aggiornamenti effettuati per la redazione della carta Geomorfologica a corredo del PUC

L'estremo ponente cittadino (bacini dei rii **Vesima** e **Fontanelle**), poco urbanizzato, presenta un instabilità medio alta con fenomeni di crollo lungo la fascia costiera (Aurelia), parzialmente sistemati con reti paramassi, e paleofrane di dimensioni notevoli corrispondenti alla vasta zona di Crevari-Borgonovo: frane segnalate attive si trovano in località Soria ed in prossimità del viadotto Lupara.



Gran parte del bacino del **Cerusa** è soggetto a forte instabilità dal punto di vista dell'assetto idrogeologico, soprattutto nella parte centrale del versante destro, ed alla testata del bacino; molti risultano gli episodi franosi, che per lo più interessano i versanti non insediati, con una maggior concentrazione a Fiorino e nel tratto compreso tra la loc. Fabbriche, loc. Pero Grosso e il monastero delle Grazie.

La maggior parte del territorio ricadente nel bacino del torrente **Leiro** presenta invece un basso grado di instabilità, se si esclude il dissesto in Località Serrara infatti non si rilevano fenomeni di "grandi" dimensioni e non sono presenti particolari problematiche di instabilità. Le criticità idrogeologiche riscontrate sono da riferirsi sostanzialmente a processi di riattivazione di fenomeni pregressi dovuti anche a dinamiche spondali che determinano rimobilizzazioni in prossimità del piede degli accumuli. Frane di prima generazione si possono comunque manifestare soprattutto in concomitanza di eventi pluviometrici intensi e concentrati e si presentano come collassi rapidi di piccole dimensioni nelle aree caratterizzate da coltivi ed ex-coltivi terrazzati.

Il bacino del **Branega** è caratterizzato da un grado di instabilità medio: nella Loc. AcqueSulfuree è presente una paleofrana che risulta in gran parte stabilizzata, ma con porzioni residuali ancora attivi (Loc. C. colla, C. Penna), nella testata del Rio Nuccio è evidente un dissesto ancora attivo che ha coinvolto nel passato la sede ferroviaria, altro dissesto rilevante è quello impostatosi in sponda sinistra del rio Anassi Inferiore indicato come quiescente salvo una modesta porzione riattiva subito a monte di via Branega: altri dissesti quiescenti soggetti a possibili mobilizzazioni superficiali risultano individuati in loc. Casette

Anche il bacino del torrente **San Pietro** (sottobacino t. Fagaggia) è caratterizzato da un grado di instabilità medio: seppur quiescenti sono comunque significativi i movimenti franosi localizzati lungo la strada carrabile che dal fondovalle sale verso l'abitato di Landin, quelli concentrati nella porzione mediana del Rio S. Pietro, sia in sponda sinistra che destra, compresa tra il tracciato autostradale e la ferrovia Ge- Acqui, i fenomeni franosi in loc. Boscaccio, Case Camponecchia e Scogli neri: degni di particolare attenzione anche a fini di Protezione civile i dissesti in Loc. Case Ducchi e via Sup. Torrazza

Il territorio del bacino del torrente **Varenna** è in massima parte interessato da zone di alta instabilità, (versante destro e spartiacque M. Prorato - M. Foscallo - M. Pennello - M. Riondo), per la presenza di roccia alterata con scadenti caratteristiche geotecniche, soprattutto in corrispondenza dei contatti tettonici, e di coltri mediamente potenti. Gli episodi franosi sono stati maggiormente esaltati durante l'alluvione del 1992, che ha evidenziato come questo sia un bacino in condizioni di latente equilibrio che può dare origine a fenomeni di dissesto talvolta imponenti. Gli episodi più significativi sono stati quelli di Loc. Case Noa, di Ramaspezza in loc. Carpenara e quello alla testata del rio Cantalupo sui quali sono stati eseguiti interventi sistematori. Dissesti attivi si segnalano in sponda destra del Varenna presso la Loc. Chiesino e in Loc. Camposilvano e Lencio; vengono invece classificati come quiescenti altri fenomeni franosi in loc. Chiesino e gran parte dei piccoli dissesti nelle zone di testata dei sottobacini dei Rii Gandolfi e Grillo.

Il bacino del torrente **Molinassi** è stato interessato da molti e diversi fenomeni franosi durante l'importante evento alluvionale dell'ottobre 2010 primo su tutti il debris flow innescato lungo il corso del rio Nan.

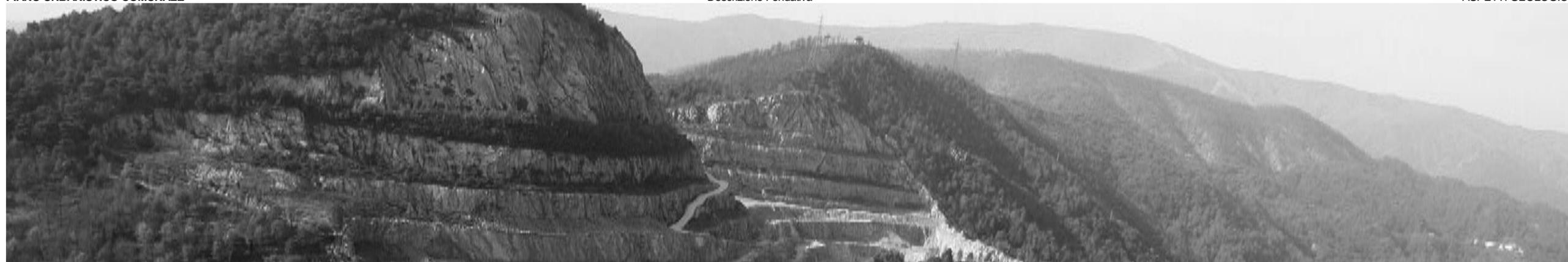
Nel bacino del torrente **Chiaravagna** le situazioni più compromesse dal punto di vista dell'instabilità sono individuate nella parte alta, soprattutto sul versante occidentale compreso tra il Bric dei Corvi Nord e Bric Teiolo e sul versante orientale di M. Contessa. Nella parte centrale del bacino è rilevante il dissesto localizzato in corrispondenza della ex-cava Serra.

Quasi tutto il territorio del bacino del torrente **Polcevera** compreso nel comune di Genova presenta una generica medio-bassa suscettività al dissesto, con episodi singoli più rilevanti localizzati in sponda sinistra del Verde, in sponda sinistra del rio Goresina, sul versante sinistro del Rio Scarboncino già soggetta ad intervento. In evidenza per la loro estensione ed al fine di Protezione Civile, i dissesti interessanti l'abitato di Cesino e la zona di Brasile. Risultano manifesti anche alcuni scivolamenti superficiali nei bacini del rio Mainose e del rio Rusteghi, presso la loc. Case Scandolaro, nella zona di testata del Rio Maltempo e del Torbella. Vengono invece classificati come quiescenti i fenomeni franosi presso l'abitato di Begato, Murta e a sud di M. Porcile (sponda destra T. Secca).

Nel bacino del torrente **Bisagno** sono evidenti fenomeni franosi di diversa natura ed origine: fenomeni di espansione tipo Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (D.G.P.V.) risultano ben evidenziati lungo i versanti caratterizzati da litologie a prevalente comportamento fragile (calcarei) sovrapposti a litologie con associato un comportamento duttile (argilliti). Essi sono ben osservabili nel bacino del torrente Geirato presso Pino Soprano degna di attenzione anche a fine di protezione civile e lungo la sponda sinistra del t. Bisagno (zona di M.te Rosato, M.te Trinea). La grande paleofrana di Prato Casarile è verosimilmente riconducibile ad evoluzioni catastrofiche di D.G.P.V., che ha determinato anche uno sbarramento d'alveo. Frane di natura complessa allo stato attivo comprendono gli abitati di S. Martino di Struppa e l'alto bacino del Torbido, degne di attenzione anche a fine di protezione civile nonché nelle zone di Fontanegli, Sant'Eusebio San Pantaleo/ San Antonino; frane di dimensioni più contenute dovute verosimilmente alla disposizione sfavorevole degli strati si impostano nel bacino del Veilino e lungo il tracciato ferroviario della linea Genova Casella.

I fenomeni di dissesto attivi nel bacino del torrente **Sturla** localizzati soprattutto nella parte alta del bacino sono direttamente connessi all'andamento del contatto tra i calcari dell'Antola e le argilliti di Montoggio. Gli episodi più rilevanti sono localizzati presso le località Stallo/Bavastrelli e San Desiderio: quest'ultimo dissesto risulta parte di una porzione di versante con vergenza a W-NW collassata a valle di Punta Crovino, ed identificabile come Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (D.G.P.V.). Vengono invece classificati come stabilizzati i fenomeni franosi nelle valli dei Rii Carpanea, Canè e Pomà, mentre la zona contraddistinta dal toponimo "Ciase" corrisponde verosimilmente alla zona di distacco della paleofrana "Sella di Bavari".

Nel bacino del torrente **Nervi** non sono evidenti fenomeni franosi di particolare rilevanza, in quanto il bacino è caratterizzato da una media/bassa suscettività al dissesto: generalmente si tratta di episodi per lo più puntuali di



cui i più significativi sono rilevabili a sud-est della Cresta di monte Moro, in prossimità del taglio provocato dalla strada, e nella zona di testata del Fosso Grande e del Rio Garega.

Sintesi Interpretativa

Il quadro finale che deriva dall'analisi dei dati in possesso è un territorio con condizioni idrogeologiche molto eterogenee per le complesse interazioni tra criticità ed elementi di valore.

Gli elementi di criticità sono riconducibili alle condizioni di elevato rischio idraulico dei tratti prossimi alla foce dei corsi d'acqua principali, dovute alle dimensioni spesso fortemente insufficienti delle sezioni d'alveo conseguenti ad opere di artificializzazione quali tombinature, deviazioni e restringimenti. A queste si deve aggiungere l'impermeabilizzazione di alcuni tratti di territorio, conseguenza dell'urbanizzazione non controllata degli anni sessanta, che rende più rapidi gli eventi di piena in grado di mettere in crisi il sistema. Le testate e le parti mediane dei bacini stessi sono anche, in talune situazioni, profondamente esposte a fenomeni di instabilità, talvolta di dimensioni rilevanti che, in rapporto a contenute distanze testata-foce ed alla conseguente brevità dei tempi di corrivazione, aggravano le condizioni di rischio consolidate nei tratti terminali delle aste torrentizie.

Altro elemento di criticità quindi connesso al precedente è rappresentato dall'elevata suscettività al dissesto estesa a gran parte del bacino del Cerusa, alla fascia mediana del bacino del Leiro, alle aree di "Pian Grande" e dell'"Acqua Sulfurea" nel bacino del Branega, alla parte alta del bacino del S. Pietro e del Chiaravagna, a tutto il bacino del

Varenna, alle aree di Fontanegli, S. Eusebio, Fontana, Pino Sottano e del crinale Forte Diamante - Forte Sperone - S. Pantaleo nel bacino del Bisagno, in loc. Stallo e San Desiderio nella valle Sturla.

Complessivamente, si può affermare quindi che l'instabilità dei versanti contribuisce in maniera preponderante alla vulnerabilità delle aree urbanizzate del fondovalle soggette al rischio di esondazione.

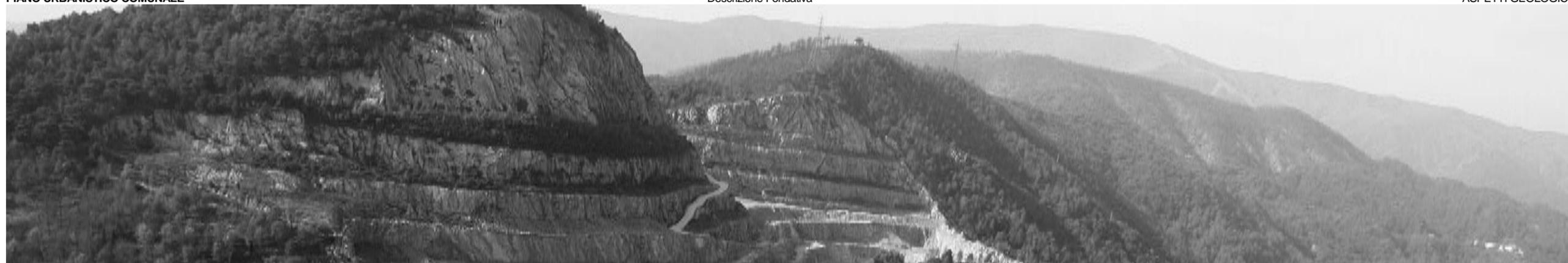
Elementi di criticità sono rappresentati anche dai poli estrattivi del ponente genovese (Sestri, Val Varenna) e della Val Bisagno.

Tutti gli elementi di criticità suesposti sono da considerarsi prioritari nelle scelte di riqualificazione della pianificazione del territorio in rapporto alla sussistenza ed all'attualità dei vincoli ambientali individuati.

Per le particolari condizioni orografiche e morfologiche del territorio comunale persistono invece vaste aree nelle quali l'insediamento è pressoché inesistente e le forme di antropizzazione e conseguente modificazione dell'assetto naturale sono molto contenute, caratterizzate anche da condizione di buona stabilità e permeabilità dei terreni. Costituiscono quindi elementi di valore decisamente da preservare ai quali indirizzare le scelte di pianificazione.

Esistono inoltre forme di insediamento puntuale, che spesso si concretizzano anche nell'edificio singolo o in nuclei, più o meno piccoli, sparsi ed aree, seppur limitate, con vocazione rurale, in cui la presenza dell'uomo consente di svolgere ancora una funzione di mantenimento dell'organizzazione del territorio (strade, fasce, ecc.).

Anche queste costituiscono elementi di valore a cui rivolgere le scelte di pianificazione al fine di preservare, incentivare e migliorare il presidio del territorio stesso.



Sommario Aspetti Geologici

QUADRO NORMATIVO E PIANIFICATORIO DI RIFERIMENTO.....	163	PRINCIPALI CRITICITÀ RISCONTRATE NEL TERRITORIO	196
GEOLOGIA	163	SINTESI INTERPRETATIVA	199
1 Unità costituite da flysch.....	164	SOMMARIO.....	200
2. Unità di crosta oceanica e di mantello.....	165		
3 Unità di margine continentale.....	171		
4 Bacino Terziario Piemontese.....	171		
5 Depositi pliocenici.....	172		
6 Depositi quaternari.....	172		
GEOMORFOLOGIA.....	175		
1. Settore di levante (flysch del genovesato e linea sestri-voltaggio).....	175		
2. Settore di ponente (Gruppo di Voltri e Zona Sestri - Voltaggio).....	178		
IDROGEOLOGIA	186	ALLEGATI:	
1. Settore di levante (Flysch del genovesato e Linea Sestri-Voltaggio)	186	Carta Geologica.....	scala 1:10.000
2. Settore di ponente (Gruppo di Voltri e Zona Sestri - Voltaggio).....	187	Carta geomorfologica	scala 1:10.000
ACCLIVITÀ.....	190	Carta Idrogeologica	scala 1:10.000
ORIENTAMENTO DEI VERSANTI.....	192	Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica	scala 1:10.000
SISMICITA'	194	Carta dell'Acclività.....	scala 1:10.000
		Carta dell'Orientamento dei Versanti	scala 1:25.000