



A P A T

Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Servizio Geologico d'Italia

Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 213-230

GENOVA

a cura di

G. Capponi¹, L. Crispini¹

con i contributi di

L. Cortesogno¹ e L. Gaggero¹ *Petrografia delle rocce metamorfiche*

M. Firpo¹ e M. Piccazzo¹ *Geomorfologia*

R. Cabella¹ *Risorse minerarie e attività estrattive*

S. Nosengo¹ *Geologia applicata e idrogeologia*

M.C. Bonci¹ e G. Vannucci¹ *Biostratigrafia dei depositi pliocenici*

M. Piazza¹ *Stratigrafia e biostratigrafia del Bacino Terziario Piemontese*

A. Ramella² *Fotogeologia*

N. Perilli³ *Biostratigrafia delle unità costituite da flysch*

hanno inoltre collaborato

C. Cavallo⁴ e B. Fabbri¹ *Cavità carsiche*

L. Federico¹ *Geocronologia radiometrica*

C. Spagnolo¹ *Tettonica fragile*

G. Ottonello¹ e M. Vetuschì Zuccolini¹ *Localizzazione sorgenti*

¹ Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova

² Provincia di Genova - Difesa del Suolo e Pianificazione di Bacino

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

⁴ Regione Liguria, Catasto Speleologico

Ente realizzatore



REGIONE LIGURIA
Dipartimento Ambiente

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: L. Serva

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Liguria: N. Rossi

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

E. Chiarini, L. Martarelli, R.M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipollini, D. Delogu, M.C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Cosci (coordinatrice), **S. Falcetti**

PER LA REGIONE LIGURIA:

Coordinamento generale:

N. Rossi

Informatizzazione dei dati geologici:

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Coordinamento editoriale e cartografico:

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Informatizzazione e allestimento per la stampa dalla Banca Dati:

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)

A.T. Patrone (Regione Liguria)

Si ringraziano i componenti dei precedenti Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

Stampa: S.EL.CA. s.r.l., Firenze - 2008

INDICE

1	- INTRODUZIONE	pag.	5
2	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	»	7
3	- STATO DELLE CONOSCENZE	»	11
3.1	- UNITÀ COSTITUITE DA FLYSCH.	»	11
3.2	- UNITÀ DI CROSTA OCEANICA E DI MANTELLO.	»	12
3.2.1	- GRUPPO DI VOLTRI	»	13
3.2.2	- ZONA SESTRI - VOLTAGGIO	»	15
3.3	- UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE.	»	16
3.4	- BACINO TERZIARIO PIEMONTESE	»	17
3.5	- DEPOSITI PLIOCENICI.	»	18
4	- STRATIGRAFIA	»	19
4.1	- UNITÀ COSTITUITE DA FLYSCH.	»	19
4.1.1	- UNITÀ TETTONICA ANTOLA	»	19
4.1.2	- UNITÀ TETTONICA RONCO	»	22
4.1.3	- UNITÀ TETTONICA MONTANESI.	»	25
4.1.4	- UNITÀ TETTONICA MIGNANEGO	»	26
4.2	- UNITÀ DI CROSTA OCEANICA E DI MANTELLO.	»	27
4.2.1	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA FIGOGNA	»	28
4.2.2	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA CRAVASCO - VOLTAGGIO	»	33
4.2.3	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA PALMARO - CAFFARELLA	»	38
4.2.4	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VOLTRI	»	42
4.3	- UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE.	»	49
4.3.1	- UNITÀ ANGASSINO - TERMA	»	50
4.3.2	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA GAZZO - ISOVERDE.	»	51
4.3.3	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ARENZANO.	»	56
4.4	- BACINO TERZIARIO PIEMONTESE	»	60
4.5	- DEPOSITI PLIOCENICI.	»	64
4.6	- DEPOSITI QUATERNARI.	»	67
5	- TETTONICA, DEFORMAZIONI E RELAZIONI CON IL METAMORFISMO	»	71

5.1	- UNITÀ TETTONICA ANTOLA »	71
5.2	- LE ALTRE UNITÀ A FLYSCH. »	73
5.2.1	- UNITÀ TETTONICA RONCO »	74
5.2.2	- UNITÀ TETTONICA MONTANESI. »	76
5.2.3	- UNITÀ TETTONICA MIGNANEGO »	77
5.3	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA FIGOGNA »	78
5.4	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA CRAVASCO - VOLTAGGIO E GAZZO - ISOVERDE »	79
5.5	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA PALMARO - CAFFARELLA E VOLTRI »	83
5.6	- UNITÀ ANGASSINO - TERMA »	91
5.7	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ARENZANO »	91
5.8	- DEFORMAZIONI FRAGILI »	92
5.9	- EVOLUZIONE TETTONICA. »	95
5.10	- RAPPORTI STRUTTURALI TRA LE UNITÀ »	96
6	- GEOMORFOLOGIA E RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO »	99
6.1	- CONSIDERAZIONI GENERALI. »	99
6.2	- LA COSTA. »	100
6.3	- IL VERSANTE LIGURE. »	100
6.4	- IL CRINALE E L'ALTO VERSANTE »	102
6.5	- IDROGRAFIA. »	103
6.5.1	- IDROGRAFIA DEL VERSANTE TIRRENICO »	103
6.5.2	- IDROGRAFIA DEL VERSANTE PADANO »	105
6.6	- FRANE »	105
6.7	- CAVITÀ CARSICHE »	106
7	- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA »	111
7.1	- RISORSE MINERARIE	
7.2	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE DI LAPIDEI ORNAMENTALI E DI MATERIALI LITOIDI COMUNI. »	111
7.3	- IDROGEOLOGIA »	115
7.3.1	- L'ASSETTO OROIDROGRAFICO »	119
7.3.2	- IL CLIMA E LA PIOVOSITÀ »	120
7.3.3	- LE SORGENTI. »	121
7.3.4	- GLI ACQUIFERI ALLUVIONALI »	122
7.3.5	- IL RISCHIO IDROGEOLOGICO: FENOMENI ALLUVIONALI E FRANOSI »	122
7.3.6	- L'APPROVVIGIONAMENTO IDRICO. »	125

1 - INTRODUZIONE

Il Foglio 213 - 230 “Genova” della Carta Geologica d’Italia, alla scala 1/50.000 comprende il territorio tra la città di Genova e la cittadina di Arenzano, dalla costa fino alla latitudine di Busalla. L’area include lo spartiacque tirrenico-padano che corre sempre a breve distanza dalla linea di costa: partendo dal Bric del Dente (1109 m), attraverso il Passo del Turchino (532 m), poco oltre i 6 km dalla costa di Voltri, ed i Piani di Praglia (840 m) si arriva al Passo della Bocchetta (772 m) ove, in corrispondenza della testata della Val Polcevera, il crinale si allontana a circa 16 km dalla costa e quindi, superato il Passo dei Giovi (472 m) e il Monte Cappellino (703 m), si arriva a Crocetta d’Orero (468 m). Il versante settentrionale e quello meridionale sono fortemente asimmetrici: è generalmente molto ripido il versante meridionale, ove la pendenza media fino alla linea di costa si aggira sul 20-25 %, mentre quello settentrionale degrada dolcemente verso la pianura padana, con pendenze medie che spesso non raggiungono il 5 %.

L’area è amministrativamente compresa in maniera prevalente nella Regione Liguria (Provincia di Genova e per piccolissimo tratto Provincia di Savona) e nella Regione Piemonte (Provincia di Alessandria). Dal punto di vista geologico rappresenta la terminazione orientale delle Alpi Liguri, che a loro volta sono il segmento più meridionale delle Alpi Occidentali.

Ai fini del Rilevamento di Campagna sono state utilizzate le Carte Tecniche Regionali alla scala 1/10.000 della Regione Liguria e della Regione Piemonte. Il rilevamento è stato condotto alla scala 1:10.000, con la redazione della carta degli affioramenti. Per gli allestimenti alla scala 1:25.000 e 1:50.000 la Regione Piemonte ha appositamente predisposto opportuna integrazione alle Carte Tecniche della Regione Liguria, che già erano disponibili.

La carta geologica in scala 1:50.000 è il risultato di rilevamenti originali alla scala 1:10.000 e della revisione e messa a norma di carte geologiche preesistenti (CAPPONI *et alii*, 1994 e CORTESOGNO & HACCARD, 1984).

I rilevamenti geologici originali sono stati diretti dalla Dott.ssa Laura Crispini, Prof. Giovanni Capponi e Prof. Stani Giammarino e coordinati dal Prof. Giovanni Capponi, del Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse (Dip. Te.Ris.) dell’Università di Genova. I rilevamenti sono stati condotti dai Dott. Laura Crispini e Michele Piazza (Dip.Te.Ris.) e dai Dott. Diego Bruzzo, Stefano Del

Tredici, Matteo Garofano, Marco Lano ed Elena Vigo. E' stato inoltre tenuto conto della carta del promontorio di Arenzano di CORTESOGNO & FORCELLA (1978) e dei rilevamenti originali di Paolo Augliera, Gianluca Beccaris, Fabio Cavanna, Roberto De Franchi, Maria Ferrando, Laura Federico, Matteo Garofano, Eros Luciani, Marco Moroni, Luca Parodi, Paolo Repossi, Augusto Santilli, Laura Spalluto.

La biostratigrafia è stata curata dalla Prof.ssa Grazia Vannucci, dalla Dott.ssa Maria Cristina Bonci (Dip.Te.Ris.) e dal Dott. Nicola Perilli del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa. Le analisi strutturali e microstrutturali sono state curate dalla Dott.ssa Laura Crispini e dal Prof. Giovanni Capponi (Dip. Te.Ris.). La petrografia delle rocce metamorfiche è stata curata dal Prof. Luciano Cortesogno, dalla Dott.ssa Laura Crispini e dalla Prof.ssa Laura Gaggero.

Gli aspetti geomorfologici sono stati curati dai Prof. Marco Firpo e Mauro Piccazzo (Dip.Te.Ris.), dal Dott. Agostino Ramella (Provincia di Genova) e dal Dott. Guido Pacciani.

Sia durante il rilevamento che nella fase di revisione sono state effettuate campionature sistematiche nelle varie formazioni, sia per lo studio petrografico sia per le determinazioni paleontologiche.

Entro il basamento pre-Oligocenico sono state distinte:

- unità di margine continentale;
- unità di crosta oceanica e di mantello;
- unità costituite da flysch.

Nell'ambito di questa distinzione sono state riconosciute più unità tettono-metamorfiche, intendendo, per unità tettonometamorfica, un volume roccioso che si differenzia in maniera significativa dai volumi adiacenti per le caratteristiche metamorfiche e/o per la posizione strutturale e/o per l'assetto strutturale interno. Per le unità di grado metamorfico basso o bassissimo, si è preferito usare la più semplice dizione di Unità Tettonica.

Nel rilevamento e nella rappresentazione cartografica è stata privilegiata la presentazione del dato analitico, evitando l'interpretazione paleogeografica, che è comunque discussa nelle presenti note.

Per quanto riguarda le suddivisioni formazionali, le formazioni già usate nel passato sono state utilizzate nei casi in cui esse soddisfino le esigenze attuali (es. formazione di Molare). Nei casi in cui questo non avvenga, sono state usate nuove definizioni formazionali, descritte da un termine litologico e da un toponimo (es. calcescisti della Val Branega); infine, nell'ambito di alcune formazioni sono state distinte sottounità litostratigrafiche (litofacies).

In queste note sarà usato il termine tessitura con riferimento ai rapporti geometrici reciproci, all'organizzazione e alle caratteristiche dei componenti della roccia alla mesoscala, cioè quel che è possibile vedere ad occhio nudo o con l'aiuto di una lente.

Si ringraziano per la loro collaborazione:

AMIU Genova, Autostrade per l'Italia, Parco delle Capanne di Marcarolo

2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'area compresa nel Foglio "Genova" ha caratteristiche del tutto peculiari in quanto è stata da sempre considerata un'area di transizione tra la catena Alpina e quella Appenninica. Attualmente esiste un certo consenso nella comunità scientifica sul fatto che non abbia molto senso cercare dei limiti precisi tra catene che hanno giocato ruoli complementari e vicarianti in un'evoluzione orogenica continua; rimane il fatto tuttavia che quest'area comprende 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, 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 (Fig. 1), riequilibrata a differenti profondità e quindi a diverse condizioni di pressione e temperatura, per gradienti termici da bassi a molto bassi, dalla facies Eclogitica alla facies pumpellyite - actinolite, con diversa distribuzione della retrocessione metamorfica. La similitudine nell'evoluzione tettonometamorfica indica che alle unità di crosta oceanica sono state precocemente associate unità le cui caratteristiche litologiche

SCHEMA TETTONICO

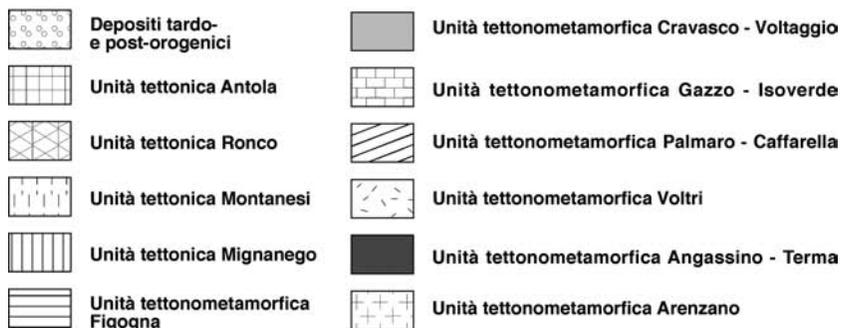
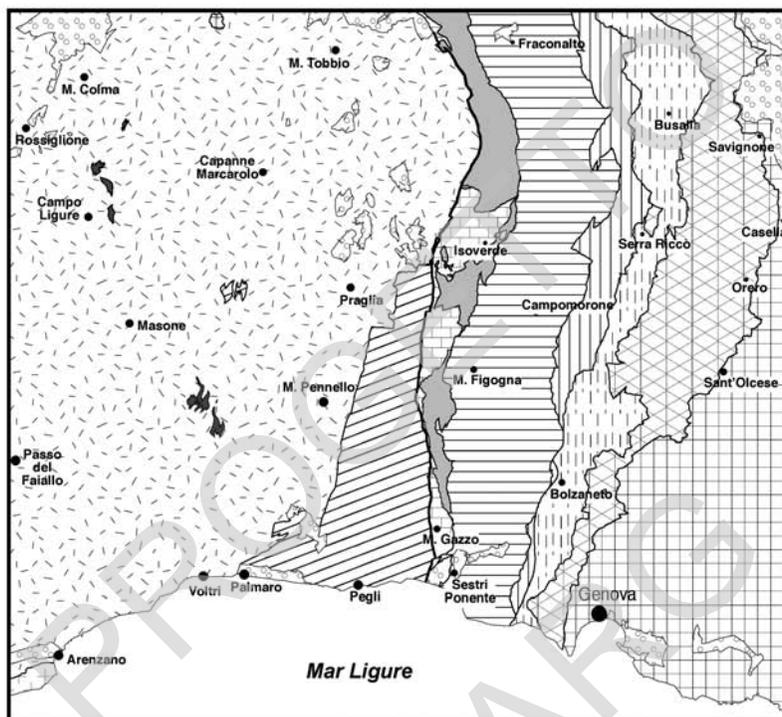


Fig. 1 - Schema tettonico del foglio Genova

suggeriscono derivazione da un margine continentale, rappresentate dalle unità Gazzo - Isoverde e Angassino - Terma.

Queste unità sono state esumate e accavallate le une sulle altre e sull'avampese europeo, che nell'area del foglio è rappresentato dalla poco estesa unità di Arenzano.

Le unità costituite da flysch che affiorano nella parte orientale del foglio (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 affiora principalmente nei settori settentrionali del Foglio.

PROGETTO
CARG

3 - STATO DELLE CONOSCENZE

L'area coperta dal foglio 213-230 è stata oggetto di numerosi studi geologici, a partire dalla metà circa del XIX secolo, (PARETO, 1846a), con diversi contributi cartografici (PARETO, 1846b; SISMONDA, 1862; ISSEL & SQUINABOL, 1890, 1891). Di carattere generale sono anche le memorie "Liguria geologica e preistorica" (ISSEL, 1892a) "Liguria preistorica" (ISSEL, 1908) e "Liguria Geologica" (ROVERETO, 1939), quest'ultima contributo assolutamente fondamentale per la conoscenza del territorio, ancor oggi insostituibile miniera di notizie e segnalazioni.

A livello di Cartografia Geologica Nazionale quest'area è stata rilevata nell'ambito del foglio alla scala 1:100.000 Genova I Edizione, pubblicato nel 1942 a cura di SACCO & PERETTI. Sacco eseguì il rilevamento di gran parte dell'area nel 1887-1888, con revisioni negli anni 1938-1939, mentre Peretti rilevò la parte settentrionale e orientale del foglio, negli anni 1933 e 1938. Agli stessi anni risale un inedito di Rovereto, il rilevamento completo del foglio alla scala 1:100.000 Genova, conservato presso il Dip.Te.Ris. (Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse) dell'Università di Genova. Sebbene dimostri ancora oggi una sorprendente accuratezza, questo documento non fu mai pubblicato, forse a causa di contrasti con il Regio Comitato Geologico, che d'altra parte rifiutò di pubblicare anche i rilievi dei fogli Rapallo e Chiavari (BONCI *et alii*, 2004). La II Edizione del Foglio Genova 1:100.000 risale al 1971 e fu curata da un numeroso gruppo di geologi delle Università di Milano, Torino e Genova, con il coordinamento di G. Pasquarè (ALLASINAZ *et alii*, 1971).

3.1 - 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 nel-

l'Unità Val Polcevera. I primi studi risalgono a FRANCHI (1916); altri contributi sono molto posteriori e comunque non molto numerosi (LANTEAUME *et alii*, 1960; ELTER *et alii*, 1961; IBBEKEN, 1962; BELLINI & CASELLA, 1963; ABBATE & SAGRI, 1967; SCHOLLE, 1971; MARINI, 1981, 1989, 1998). In articoli più generali, rivolti alla struttura dell'Appennino settentrionale, viene descritta la sovrapposizione dell'Unità dell'Antola sulle unità liguri interne, sia in Val Polcevera, sia in Valle Scrivia, sia in Val Trebbia. L'Unità dell'Antola ha quindi posizione strutturale sommitale e al di sotto di essa viene suggerita una continuità o quantomeno una corrispondenza delle unità liguri interne del settore Val Polcevera - Valle Scrivia con quelle del settore Val Trebbia (ELLERO *et alii*, 2001). Una parziale corrispondenza tra l'Unità della Val Polcevera e l'Unità del Monte Gottero è sostenuta anche da MARINI (1998).

Riguardo all'assetto geometrico - strutturale, MARINI (1989) ipotizza che l'Unità Val Polcevera sia costituita da due elementi strutturali, di cui il più profondo (Elemento di Mignanego), risulterebbe generalmente rovesciato ed il più elevato (Elemento di Ronco) risulterebbe generalmente diritto. Questi due elementi risulterebbero svincolati lungo una superficie di scollamento parzialmente coincidente con la base delle Argille a Palombini del Passo dei Giovi (MARINI, 1989), che rappresenterebbe la superficie assiale di una piega di prima fase di dimensioni chilometriche.

Recenti contributi (ELLERO, 2000; ELLERO *et alii*, 2001) hanno dato un'interpretazione diversa dell'Unità Val Polcevera, sostenendo che tra l'Unità Figogna e l'Unità Antola sono riconoscibili quattro unità, che sono da loro denominate, da ovest verso est e dal basso strutturale verso l'alto:

- l'Unità Bric Montaldo, litologicamente costituita dalla sola formazione delle argilliti di Mignanego;
- l'Unità Serra Riccò, litologicamente costituita dalla sola formazione delle argilliti di Montanesi;
- l'Unità Vallecaldà, litologicamente costituita dalla sola formazione di Ronco;
- l'Unità Ciaè, litologicamente costituita dalla sola formazione di Bric Carree, di nuova istituzione informale da parte di ELLERO (2000).

Dato il grado metamorfico basso o bassissimo di queste unità, le stime di T e P sono particolarmente problematiche; lo studio della cristallinità dell'illite e della clorite e del parametro b_0 dell'illite è uno strumento spesso usato in questi casi (BONAZZI *et alii*, 1987). Nonostante differenze piuttosto contenute e una certa dispersione dei dati, per queste unità ELLERO (2000) ed ELLERO *et alii* (2001) indicano valori di P e T regolarmente decrescenti da ovest verso est.

3.2 - UNITÀ DI CROSTA OCEANICA E DI MANTELLO

Consistono dell'Unità Voltri (che comprende gran parte delle successioni ofiolitiche del "Gruppo di Voltri"), dell'Unità Palmaro - Caffarella, dell'Unità

Cravasco - Voltaggio e dell'Unità Figogna, le due ultime di solito associate nella Zona Sestri - Voltaggio insieme all'Unità Gazzo - Isoverde. La suddivisione in "Gruppo di Voltri" e "Zona Sestri - Voltaggio" viene mantenuta in questa parte che riguarda le conoscenze precedenti.

3.2.1 - GRUPPO DI VOLTRI

Il termine "Gruppo di Voltri" fu introdotto da ISSEL (1892a), facendo riferimento all'area geografica compresa nel quadrilatero Savona, Sestri Ponente, Voltaggio e Valosio. Sono qui comprese anche le notizie bibliografiche relative all'Unità Palmaro - Caffarella e alle successioni di margine continentale da noi distinte come Unità Angassino - Terma.

I primi riferimenti alla geologia di questa zona, risalgono a un lavoro di PARETO del 1846 nel quale l'autore descrive i diversi litotipi che si possono incontrare sul territorio ligure e al quale è allegata una Carta Geologica della Liguria marittima. Verso la fine dell'800 prevalgono le idee del GASTALDI (1871) che, seguendo le ipotesi della scuola tedesca e anglosassone, attribuisce un'età cambrica alle Pietre Verdi e paleozoica ai Calcescisti. Nello stesso periodo le ipotesi sull'età delle Pietre Verdi vanno da età pre-mioceniche (CAPELLINI, 1862), mioceniche (SIGNORILE, 1872), eoceniche superiori (DE STEFANI, 1881) a pre-paleozoiche (PELLATI, 1881). La fine del secolo e la prima parte di quello successivo vedono la pubblicazione di numerosi contributi (ROVERETO, 1893; FRANCHI, 1896; 1900; 1902; 1906; 1915). In particolare i lavori di FRANCHI sono caratterizzati da un taglio sorprendentemente moderno e propongono analogie tra le metaofioliti con calcescisti del Gruppo di Voltri e quelle delle Alpi Occidentali. In quest'ambito viene proposta un'età mesozoica, in analogia con unità simili delle Alpi Cozie, a seguito dello storico ritrovamento di fossili da parte di FRANCHI (1898) in Val Grana.

In merito all'assetto strutturale, nell'interpretazione faldista, il Gruppo di Voltri costituisce un elemento Pennidico alpino associato alla falda del Monte Rosa (KOBEL, 1927) oppure a quella del Dent Blanche (STAUB, 1932); la zona del Passo del Turchino, in particolare, sarebbe per STAUB (1942) un elemento pennidico superiore ricoperto parzialmente dalle masse ofiolitiche.

Nella sua opera "Liguria Geologica" (1939), ROVERETO pone il Gruppo di Voltri in continuazione con l'estremo sud-orientale dell'arco alpino interno, in posizione superiore rispetto alla falda del Gran S. Bernardo e a fianco della falda Ligure-Toscana.

Negli anni '50 STAUB (1951) concentra i suoi studi sull'importanza di alcune linee di debolezza a vergenza africana. Tra queste linee egli considera la linea Sestri - Voltaggio e la linea del Turchino determinanti nell'evoluzione orogenetica del Gruppo di Voltri; lungo queste linee si sarebbe verificato un espandimento ofiolitico con risalita di masse "simatiche" che confermerebbe il carattere parautoctono delle Alpi sud-occidentali.

Altri contributi della metà del XX secolo (LOCHER, 1957; PASQUARÈ, 1959; CORTEMIGLIA 1963) precedono la realizzazione del foglio Genova della Carta Geologica d'Italia II edizione (ALLASINAZ *et alii*, 1971). Con il rinnovato interesse per le ofioliti durante gli anni '70, seguono numerosi lavori (CHIESA *et alii*, 1975; CHIESA *et alii*, 1976; CHIESA & ROSSI, 1976, FORCELLA, 1976; MESSIGA *et alii*, 1977). In CHIESA *et alii* (1975), sulla base delle conoscenze petrografiche, dell'interpretazione dell'evoluzione metamorfica e dei rapporti tra unità litostratigrafiche, viene ipotizzato un assetto strutturale del Gruppo di Voltri e proposta una suddivisione in unità metamorfico - strutturali "Sulla base dei caratteri petrografici e dalle relazioni tettoniche.....". Vengono distinte le unità Beigua, Ponzema, San Luca - Colma e Varazze, caratterizzate da associazioni di rocce ultramafiche con gabbri ed eclogiti, l'Unità Erro - Tobbio costituita da lherzoliti tettoniche con subordinate duniti e pirosseniti e le unità Voltri - Rossiglione, Alpicella, Ortiglio e Palmaro - Caffarella, costituite da metasedimenti associati a metavulcaniti.

Negli anni successivi vengono approfondite le caratteristiche petrografiche e metamorfiche delle rocce del Gruppo di Voltri, con numerosi contributi (ELENA & BOZZO, 1976; CHIESA *et alii*, 1977; CORTESOGNO *et alii*, 1977a; CORTESOGNO *et alii*, 1977b; CORTESOGNO & VENTURELLI, 1978; CIMMINO & MESSIGA, 1979; CORTESOGNO *et alii*, 1979a; PICCARDO *et alii*, 1979; MESSIGA & PICCARDO, 1980; CIMMINO *et alii*, 1981; CORTESOGNO *et alii*, 1981; PICCARDO 1984).

Negli stessi anni viene anche affrontato lo studio dell'evoluzione tettonica e deformativa (AMENDOLIA & CAPPONI, 1985; CAPPONI *et alii*, 1986; CAPPONI, 1987; CAPPONI, 1991, CRISPINI & CAPPONI, 1997; CAPPONI & CRISPINI, 1997; CRISPINI & FREZZOTTI, 1998), con numerosi contributi che descrivono la sovrapposizione di più fasi deformative e mettono in luce l'importanza degli involucri duttili nell'assetto strutturale del Gruppo di Voltri.

La fondatezza della suddivisione in unità proposta da CHIESA *et alii* (1975) è stata contestata dalle ricerche portate avanti negli anni '80 e '90 (CAPPONI, 1987). Questi lavori dimostrano che non esistono differenze nell'evoluzione metamorfico - strutturale tra queste unità, con alcune eccezioni. L'Unità Palmaro - Caffarella mostra paragenesi di picco metamorfico in facies Scisti Blu. L'Unità Varazze mostra una equilibratura metamorfica in facies Scisti Verdi e a tutt'oggi non sono stati rinvenuti relitti di paragenesi eclogitiche. Il metamorfismo in facies Scisti Verdi non è quindi di retrocessione su paragenesi di più alta pressione e quest'unità sembra essere sfuggita agli eventi subduittivi.

Considerazioni più estese sono necessarie riguardo all'Unità Erro - Tobbio (CHIESA *et alii*, 1975). Il Gruppo di Voltri comprende anche ultramafiti di mantello sottocontinentale (lherzoliti con livelli di pirosseniti e tasche di duniti) che sono caratterizzate da paragenesi di mantello e non mostrano nessuna riattivazione metamorfica alpina. Similmente le deformazioni, che attribuiscono alle lherzoliti una tessitura ora tettonica ora milonitica mostrano di essere state realizzate in ambiente di mantello e non durante il ciclo alpino. Queste caratteristiche avevano indotto a interpretare le lherzoliti come porzioni di mantello insubrico (CHIESA *et alii*, 1975), sfuggite all'orogenesi alpina e messe in posto lungo superfici di

thrust al di sopra delle altre rocce del Gruppo di Voltri, in fase tardo-alpina. E' a questo proposito che veniva proposta l'istituzione dell'Unità Erro - Tobbio (CHIESA *et alii*, 1975), a sottolineare l'indipendenza di evoluzione metamorfica e strutturale.

Successivamente le ricerche sulle rocce ultramafiche del Gruppo di Voltri (PICCARDO *et alii*, 1988; CAPPONI & CRISPINI, 1990; DRURY *et alii*, 1990; HOOGERDIJN STRATING, 1990; HOOGERDIJN STRATING *et alii*, 1990, SCAMBELLURI *et alii*, 1991; SCAMBELLURI *et alii*, 1995) hanno portato al riconoscimento di riequilibrate alpine di AP-BT (Alta Pressione - Bassa Temperatura) e di deformazioni alpine anche in rocce dell'Unità Erro - Tobbio. I corpi di lherzoliti preservate (a volte di dimensioni plurichilometriche) sono il risultato di riattivazioni metamorfiche e strutturali localizzate lungo *shear zone*, secondo fenomeni di *strain partitioning* che preservano ingenti volumi di rocce.

Per quanto riguarda le superfici di *thrust* spesso riconosciute alla base di estesi corpi lherzolitici, esse sono state oggetto di alcuni recenti articoli. PIANA *et alii*, (1997) e CAPPONI *et alii*, (1999b) hanno dimostrato che pieghe e *thrust* nord e nord-est vergenti sono l'espressione di una fase tettonica del Miocene inferiore, legata alla rotazione sardo-corsa e che causa una generalizzata traslazione verso NE delle unità. Molti dei *thrust* che coinvolgono le lherzoliti sono riferibili alla stessa fase tettonica, che deforma anche tutte le altre rocce del Gruppo di Voltri e anche gli orizzonti basali del Bacino Terziario Piemontese. Il fatto che le lherzoliti siano frequentemente coinvolte in questi *thrust* è facilmente spiegabile con il notevole contrasto di competenza rispetto alle altre rocce, che rende i contatti con le lherzoliti dei siti preferenziali per la nucleazione delle superfici di taglio. Cadono quindi le motivazioni metamorfiche e strutturali per la definizione stessa dell'Unità Erro - Tobbio.

Le ricerche dell'ultimo decennio hanno quindi messo in evidenza il coinvolgimento delle ultramafiti di mantello negli eventi subduttivi alpini e l'inadeguatezza delle divisione in unità proposta da CHIESA *et alii* (1975), fatta eccezione per le unità Palmaro - Caffarella e Varazze.

Dal punto di vista cartografico, nel 1994 è stata pubblicata una carta geologica del settore centro-meridionale del Gruppo di Voltri (CAPPONI *et alii*, 1994), a scala 1:20.000, che è stata utilizzata, previa messa a norma CARG, nella realizzazione della presente carta geologica a scala 1:50.000.

3.2.2 - ZONA SESTRI - VOLTAGGIO

La Zona Sestri - Voltaggio comprende oltre alle unità ofiolitiche Cravasco - Voltaggio e Figogna anche l'Unità di margine continentale Gazzo - Isoverde.

Dopo il contributo di SACCO (1887), i lavori su questa zona sono relativamente recenti (GORLER, 1962; GORLER & IBBEKEN, 1964; SCHOLLE, 1970; GELATI & PASQUARÈ, 1970; HACCARD, 1971; ELTER & PERTUSATI, 1973; STURANI, 1973; MARINI, 1977, 1979; CORTESOGNO & HACCARD, 1979; CORTESOGNO *et alii*, 1979b;

CORTESOGNO & HACCARD, 1984). Da questi articoli emergono le caratteristiche litologiche e petrografiche delle rocce delle unità della Zona Sestri - Voltaggio, nonché la sua grande complessità strutturale; la Zona Sestri - Voltaggio e il suo contatto occidentale con il Gruppo di Voltri (generalmente chiamata Linea Sestri - Voltaggio), è infatti stata considerata da molti il limite tra Alpi e Appennini. La Zona Sestri - Voltaggio è stata interpretata di volta in volta come zona di contatto stratigrafico tra la Falda delle Pietre Verdi e la Falda ligure-toscana (ROVERETO, 1939), insieme di scaglie tettoniche determinato in primo luogo dal sollevamento del Gruppo di Voltri che successivamente avrebbe agito ostacolando l'avanzata della serie degli "argilloscisti" (GÖRLER & IBBEKEN, 1964), cicatrice tettonica dovuta al trascinarsi verso NO dell'Appennino rispetto alle Alpi (GELATI & PASQUARÈ, 1970), trascorrente sinistra che raccorda i "tronconi" piemontese e ligure occidentale (STURANI, 1973). In una memoria del 1973, ELTER & PERTUSATI ne mettono in discussione il significato di limite tra le due catene facendo rilevare che la linea Sestri - Voltaggio taglia trasversalmente le direzioni strutturali e sottolineando che le strutture ad opposta vergenza, delle quali sembra rappresentare una linea di simmetria, sono in parte posteriori all'età della linea stessa. Essi vedono la linea Sestri - Voltaggio come una frattura precoce, con i caratteri di faglia "trasformante", che si raccorda con la linea Voghera - Pavia e con la linea delle Giudicarie.

Gli articoli più recenti (CORTESOGNO & HACCARD, 1984; CAPPONI, 1991) 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 (HOOGERDUJING STRATING, 1991). MILETTO & POLINO (1992), alla luce di nuovi dati gravimetrici, vedono la Sestri - Voltaggio come un *thrust* precoce a vergenza appenninica che giustappone due livelli crustali differenti prima della trasgressione oligocenica.

CRISPINI & CAPPONI (2001) rivedono l'evoluzione strutturale delle unità, sottolineando l'evoluzione del ruolo della Linea Sestri - Voltaggio nelle diverse fasi dell'orogenesi alpina.

I contributi cartografici sono stati forniti da BELLINI & CASELLA (1963), HACCARD (1976), CORTESOGNO & HACCARD (1984) e MARINI (1998). La carta di CORTESOGNO & HACCARD (1984) è stata utilizzata, previa revisione, aggiornamento e messa a norma CARG, nella realizzazione della presente carta geologica a scala 1/50.000.

3.3 - UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE

Comprendono l'Unità Gazzo - Isoverde, trattata nel paragrafo dedicato alla Zona Sestri - Voltaggio, l'Unità Angassino - Terma e l'Unità Arenzano. L'Unità Angassino - Terma è di nuova istituzione e gli studi dedicati alle successioni di dolomie e quarziti che la compongono coincidono sostanzialmente con quelli dedicati al Gruppo di Voltri, ad esempio i contributi di CORTEMIGLIA (1963), CHIESA

et alii (1975) e CAPPONI (1987).

Riguardo alle quarziti di Fosso Angassino, si pone il problema della loro distinzione rispetto ad altre quarziti presenti sia nell'Unità Voltri, sia nell'Unità Palmaro - Caffarella (descritte in 4.2.4. e 4.2.3). Infatti, i metasedimenti silicei presenti in quest'area derivano da due differenti successioni di copertura sedimentaria: in parte sono derivate da successioni di margine continentale e in parte derivate da coperture sopraofiolitiche, come già messo in evidenza da CHIESA *et alii* (1976). Alcuni caratteri diagnostici permettono l'attribuzione ad una delle due successioni: l'associazione diretta con dolomie e calcari dolomitici e la presenza di tessiture blastopsammitiche sono una prova dell'appartenenza alle successioni di piattaforma continentale. L'associazione con metabasiti, calcari cristallini (marmi), calcescisti e micascisti suggerisce invece un'appartenenza alle successioni sopraofiolitiche. Nei casi in cui la ricristallizzazione sia stata molto pervasiva, obliterando completamente la tessitura originaria e nel caso in cui le relazioni di terreno con gli altri litotipi non siano chiare, la distinzione mesoscopica diventa impossibile.

CHIESA *et alii* (1976) hanno proposto un criterio mineralogico basato sul contenuto relativo di alcuni minerali: i) nelle quarziti delle successioni sopraofiolitiche, alto rapporto quarzo/miche, abbondanza di minerali magnesiferi, manganesiferi e ferriferi e alta percentuale di minerali accessori quali titanite, tormalina e apatite; ii) nelle quarziti di piattaforma continentale, basso rapporto quarzo/miche, assenza di clorite ed epidoti, pochi minerali accessori, tra cui predomina lo zirconio.

Gli studi dedicati all'Unità Arenzano non sono particolarmente numerosi: LOCHER (1957) per primo interpreta il Promontorio di Arenzano come un lembo gneissico associato alle quarziti e alle dolomie triassiche e ne suggerisce la correlazione con il Massiccio Cristallino di Savona. Dopo il contributo di CONTI, (1958) l'Unità Arenzano viene descritta nella legenda e nelle note illustrative del Foglio Genova alla scala 1:100.000 II edizione (ALLASINAZ *et alii*, 1971), in cui viene correlata ai massicci cristallini della Zona Piemontese. Infine nello studio di CORTESOGNO & FORCELLA (1978), viene presentata una carta geologica e viene descritta l'evoluzione metamorfico - strutturale prealpina delle rocce di basamento e la successiva sovrainpronta alpina. Viene altresì proposta un'affinità con il basamento cristallino di Savona. Un altro contributo riguardante le coperture triassiche è quello di CORTESOGNO *et alii* (1982). In CRISPINI (1997) viene analizzata la cinematica del contatto tra l'Unità Arenzano e l'Unità Voltri attraverso l'analisi strutturale e microstrutturale delle miloniti che lo caratterizzano.

3.4 - BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

Le formazioni terziarie e il loro contenuto fossile sono state oggetto di numerosi lavori, fin dalla metà del XIX secolo (GASTALDI, 1874; SACCO, 1889a, 1989b; ROVERETO, 1900, 1910, 1914, 1936; AIROLDI, 1933; MOSNA, 1965). Un corpo

so contribuito è la memoria di LORENZ (1968) interamente dedicata al Bacino Terziario Piemontese tra Liguria e Piemonte meridionale.

In epoca più recente i contributi di GNACCOLINI (1974, 1978) e GELATI & GNACCOLINI (1978, 1982, 1988), hanno fornito un quadro genetico, sedimentologico ed evolutivo di taglio moderno.

Dal punto di vista tettonico, fino agli anni '80 circa, il Bacino Terziario Piemontese veniva considerato un tipico bacino molassico post - orogeno, le cui successioni indeformate sigillavano le strutture alpine ed erano caratterizzate da un' uniforme giacitura monoclinale debolmente immergente verso la pianura padana.

La letteratura più recente ha invece dimostrato che le successioni del Bacino Terziario Piemontese sono interessate dalle deformazioni alpine più tardive: CAPPONI & GIAMMARINO (1982), PIANA *et alii* (1997) e CAPPONI *et alii* (1999a, 1999b, 2001) hanno descritto il coinvolgimento delle successioni oligoceniche in una tettonica a pieghe e a *thrust* E e NE vergenti, mentre MARRONI *et alii* (2002) segnalano deformazioni plicative che interessano le successioni della Val Borbera. Particolarmente significativo il lavoro di MUTTI *et alii* (1995), in cui vengono discusse le complesse relazioni tra la sedimentazione e le pulsazioni tettoniche tardo-alpine/appenniniche di questo bacino, che viene definito epimesoalpino. A scala più ampia, basandosi su dati geofisici, MILETTO & POLINO (1992) propongono una sovrapposizione tettonica delle unità di basamento sopra i sedimenti terziari, in un quadro geodinamico di generale rinserramento verso NE.

3.5 - DEPOSITI PLIOCENICI

I depositi pliocenici e il loro contenuto fossile sono stati studiati solo in epoca relativamente recente (MASTRORILLI, 1969; MARINI, 1976; 1987; CORTESOGNO *et alii*, 1977; GIAMMARINO & TEDESCHI, 1980). MARINI (1984) ha ipotizzato un controllo tettonico sulla sedimentazione, lungo faglie ad andamento E-O. Per i depositi pliocenici, le notizie e le segnalazioni bibliografiche rivestono particolare importanza, in quanto in molti casi gli affioramenti pliocenici sono stati completamente coperti dall'urbanizzazione (ad esempio nell'abitato di Genova e di Arenzano) e non sono più accessibili.

4 - STRATIGRAFIA

La stratigrafia delle diverse unità verrà descritta secondo l'ordine di sovrapposizione tettonica, dall'alto verso il basso. Le varie unità litostratigrafiche appartenenti alle successioni delle differenti unità tettoniche vengono descritte dalle più antiche alle più recenti.

4.1 - UNITÀ COSTITUITE DA FLYSCH

Sono costituite da successioni a flysch, con torbiditi sia a prevalenza arenacea sia a prevalenza carbonatica, classicamente riferite al Dominio Ligure. Il grado metamorfico è basso o bassissimo. Sono state distinte:

- Unità tettonica Antola
- Unità tettonica Ronco
- Unità tettonica Montanesi
- Unità tettonica Mignanego

4.1.1 - 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). Dal punto di vista paleogeografico è da alcuni riferita al Dominio Ligure Esterno e in particolare alla zona Ligure Interna (ELTER & MARRONI, 1991); tuttavia, secondo altri autori, la sua appartenenza al Dominio Ligure Interno o a quello Esterno è ancora oggetto di discussione. L'età è attribuibile al Cretacico superiore. L'Unità Antola affiora estesamente nella parte orientale del Foglio, da Savignone fino alla costa del Mar Ligure. 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 distinguiamo (Fig. 2) le argilliti di Montoggio e la formazione del Monte Antola.

argilliti di Montoggio (MGG)

Le argilliti di Montoggio affiorano 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 rossovinati. L'associazione di facies suggerisce un ambiente deposizionale di piana di bacino sottoalimentata (MARINI, 1998). La valutazione dello spessore è largamente

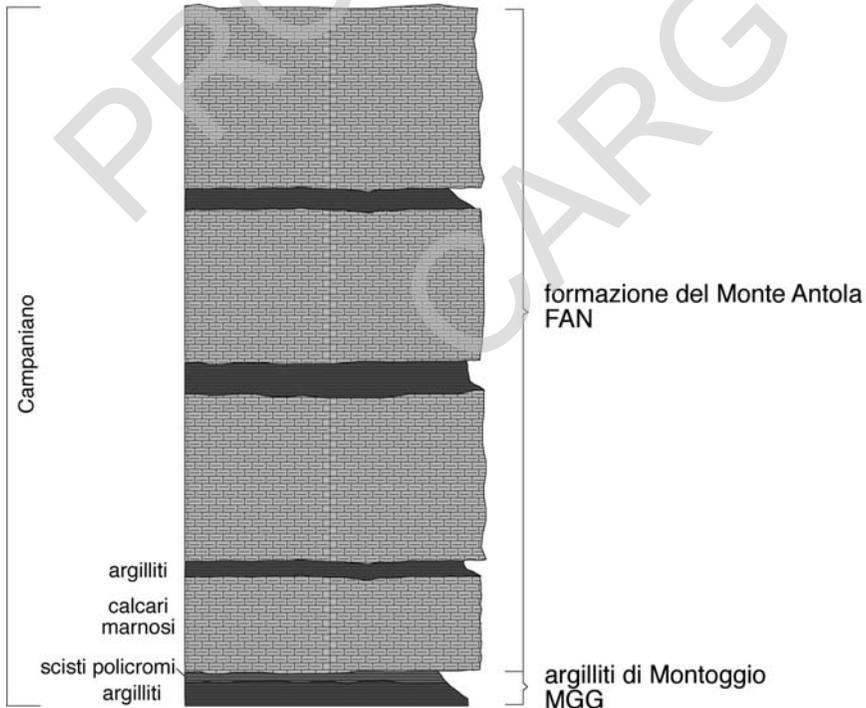


Fig. 2 - Successione stratigrafica dell'Unità Antola. Non in scala.

ipotetica, sia a causa delle deformazioni plicative, sia a causa delle laminazioni tettoniche, soprattutto nei pressi del contatto con la formazione del Monte Antola; uno spessore compreso tra i 40 e i 60 m è comunque ipotizzato da MARINI (1998). Sulla base del nannoplancton calcareo (GENNA, 1988 in GARDIN *et alii*, 1992) l'età è attribuita al Campaniano. 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, probabilmente a causa della disarmonia di comportamento delle due formazioni durante la deformazione.

formazione del Monte Antola (FAN)

Affiora in potenti successioni nella parte SO del foglio, dove costituisce 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 (Fig. 3).

Anche per questa formazione lo spessore originale è difficilmente quantificabile a causa di più deformazioni plicative sovrapposte; in MARINI (1998) è ipotizzato uno spessore non superiore ai 1000 m.



Nella porzione superiore degli strati più calcarei è comune osservare piste di nutrimento e di locomozione di limivori, riconducibili a *Helminthoidea labyrinthica* e *Chondrites*, tanto che queste rocce sono da sempre conosciute anche come flysch ad Helminthoidi. La presenza di sequenze incomplete di Bouma Tb-e, Tc-e e Td-e, le strutture sedimentarie presenti soprattutto alla base degli strati e la scarsa presenza di strutture erosive fanno ipotizzare una deposizione da correnti di torbidità a bassa densità, in un ambiente deposizionale di piana abissale.

Dal punto di vista paleontologico, oltre agli icnofossili, dalla bibliografia è nota la pre-

Fig. 3 - Le torbiditi della formazione del Monte Antola a Priaruggia.

senza di Foraminiferi planctonici del Cretacico superiore (IBBEKEN, 1962; ALLASINAZ *et alii*, 1971). Non è stata effettuata una nuova campionatura per confermare i ritrovamenti di foraminiferi, privilegiando invece lo studio del nannoplancton calcareo, in grado di fornire, in questa situazione, un dettaglio assai maggiore.

A questo scopo sono stati campionati tutti gli affioramenti in cui le successioni sono esposte con continuità e spessori decametrici. Le località campionate sono Lagaccio, Granarolo, Peralto, Val Veilino, Leamara, Trensasco e Diamante. I campioni prelevati a Lagaccio, Granarolo, Peralto e Val Veilino forniscono associazioni povere e con un pessimo stato di conservazione rispetto ai campioni prelevati a Leamara, Trensasco e Diamante, che forniscono associazioni relativamente più ricche sebbene lo stato di conservazione sia da scadente a mediocre.

I campioni prelevati hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei dominate dalla presenza di *Watznaueria barnesae*, *Micula decussata* e *Micula staurophora* a cui si associano *Lucianorhabdus cayeuxii* e *Calculites obscurus*. Tra le altre specie presenti sebbene rare, abbiamo *Lithraphidites carniolensis*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Eiffellithus eximius*, *Cretarhabdus crenulatus*, *Cribrosphaerella erhenbergii*, *Prediscosphaera cretacea*, *Microrhabdulus decoratus*, *Reinhardtites anthophorus* e *Quadrum gartneri*. Tra le altre specie presenti rare abbiamo anche *Aspidolithus parvus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Quadrum gothicum* e *Quadrum trifidum*.

In particolare, a Peralto, *Calculites obscurus* ed *Aspidolithus parvus* sono associate a *Ceratolithoides aculeus* o a *Ceratolithoides aculeus* e *Quadrum trifidum*. A Val Veilino e a Trensasco invece insieme a *Calculites obscurus*, *Aspidolithus parvus*, *Ceratolithoides aculeus* e *Quadrum trifidum* è presente anche *Quadrum gothicum*. Queste associazioni possono essere attribuite ad un intervallo di tempo che va dal Campaniano inferiore (*Aspidolithus parvus* + *Ceratolithoides aculeus*) al Campaniano superiore (quando sono presenti anche *Quadrum gothicum* e/o *Quadrum trifidum*)

Comunque i dati acquisiti a Peralto, Leamara, Val Veilino, Trensasco e Diamante ci permettono di datare le torbiditi calcareo marnose affioranti nel Foglio Genova al Campaniano superiore essendo stata riconosciuta in tutte queste località la presenza di *Quadrum trifidum* in associazione con *Ceratolithoides aculeus* e/o *Quadrum gothicum*. Quindi le associazioni apparentemente più antiche con *Calculites obscurus* + *Aspidolithus parvus* recuperate a Lagaccio, Granarolo e Sant'Eusebio, o quelle con *Calculites obscurus* + *Aspidolithus parvus* + *Ceratolithoides aculeus* recuperate nelle altre località vengono interpretate come associazioni depauperate a causa della diagenesi.

4.1.2 - UNITÀ TETTONICA RONCO

L'Unità Ronco affiora in una fascia ad andamento NNE-SSO nella parte orientale della carta, da Isolabuona fino alla costa in corrispondenza di

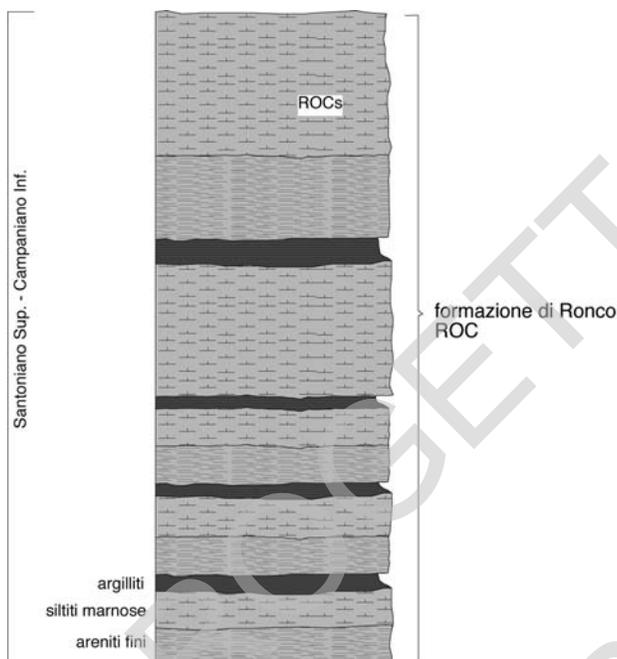


Fig. 4 - Successione stratigrafica dell'Unità Ronco. Non in scala.

Sampierdarena e si trova geometricamente compresa fra l'Unità Montanesi e l'Unità Antola. Comprende la sola formazione di Ronco (Fig. 4) ed è attribuibile al Dominio Ligure Interno.

formazione di Ronco (ROC)

La formazione di Ronco è caratterizzata da un metamorfismo di anchizona e consiste di 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 da MARINI (1998) tra 250 e 350 m, mentre ELLERO (2000) riporta uno spessore apparente di circa 2000 m. La stratificazione è piano-parallela, con sequenze incomplete di Bouma Tc-e e Td-e. I meccanismi deposizionali più probabili sono torbiditi a bassa densità in cui prevalgono processi di trazione e decantazione. L'ambiente di formazione è attribuibile a una piana di bacino sovralimentata e/o a una frangia di conoide (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975)

Lungo un allineamento grossolanamente N-S, da Monte Vittoria a Sant'Olcese circa, strati di arenarie quarzo-felspatiche alternate a torbiditi marnoso calcaree a base arenacea aumentano di spessore fino a potenze plurimetriche, con contemporanea riduzione degli interstrati argillosi (Fig. 5).



Fig. 5 - Formazione di Ronco, litofacies a strati spessi, con pieghe di fase D₂. Unità Ronco, Sant'Olcese.

In MARINI (1998) questa facies a strati più potenti viene separata cartograficamente, mentre in ELLERO (2000) a questa facies a strati spessi viene addirittura attribuito il rango di formazione (formazione di Carree) e di un'unità (Unità Ciaè, costituita dalla sola formazione di Carree). Tuttavia lo stesso ELLERO (2000) descrive la formazione di Ronco e la formazione di Carree in maniera identica e l'unica differenza sembra essere il cambiamento di spessore degli strati. I presunti rapporti tettonici dell'Unità Ciaè con le unità adiacenti sono d'altra parte criptici, anche a causa della forte copertura vegetale. Riteniamo quindi che le giustificazioni per l'istituzione di una nuova formazione e di una nuova unità non siano abbastanza convincenti.

Più fondata appare la proposta di MARINI (1998), che attribuisce alla facies a strati spessi il rango di un livello cartografabile all'interno della litozona marnoso - calcarea della formazione di Ronco. Riteniamo tuttavia che separare cartograficamente questa facies sia estremamente interpretativo; abbiamo quindi optato per l'uso di un semplice sovrassetto per indicare la distribuzione della facies a strati potenti (ROC_S).

Il contenuto paleontologico non è molto significativo. In passato sono stati segnalate da IBBEKEN (1962) Heterohelicidae, Globigerinidae e Rotaliidae e da ALLASINAZ *et alii* (1971) spicole di spugne e rare Heterohelicidae, con attribuzioni all'Aptiano - Albiano (IBBEKEN, 1962) e all'Albiano - Cenomaniano (ALLASINAZ *et alii*, 1971). HACCARD & THIEULOY (1973) segnalano la presenza di ammoniti

albiane, mentre MARINI (1996) da parte sua propone un'attribuzione della formazione al Santoniano, sulla base di una possibile correlazione con gli scisti manganeseferi dell'Unità Gottero.

Purtroppo nonostante l'elevato numero di campioni prelevati in questa formazione per la ricerca del nannoplacton, i pochi campioni fossiliferi hanno fornito associazioni povere e mal conservate in cui il numero delle specie è ridotto così come quello degli individui determinabili. I pochi campioni fossiliferi sono caratterizzati dalla presenza di *Micula decussata* e *Watznaueria barnesae* che, nei campioni che hanno fornito un numero maggiore di individui, sono associate a *Lucianorhabdus cayeuxii* e *Calculites obscurus*. La concomitante presenza di queste due ultime specie permette di attribuire alla formazione un'età non più antica del Santoniano superiore. Bisogna sottolineare che l'assenza di *Aspidolithus parvus*, ovvero di una specie resistente alla dissoluzione e caratteristica delle associazioni del Campaniano, ci permette di attribuire alla biozona a *Calculites obscurus*, del Santoniano superiore - Campaniano inferiore, i campioni prelevati nelle successioni della formazione di Ronco.

4.1.3 - UNITÀ TETTONICA MONTANESI

Comprende la sola formazione delle argilliti di Montanesi (Fig. 6) ed è attribuibile al Dominio Ligure Interno.

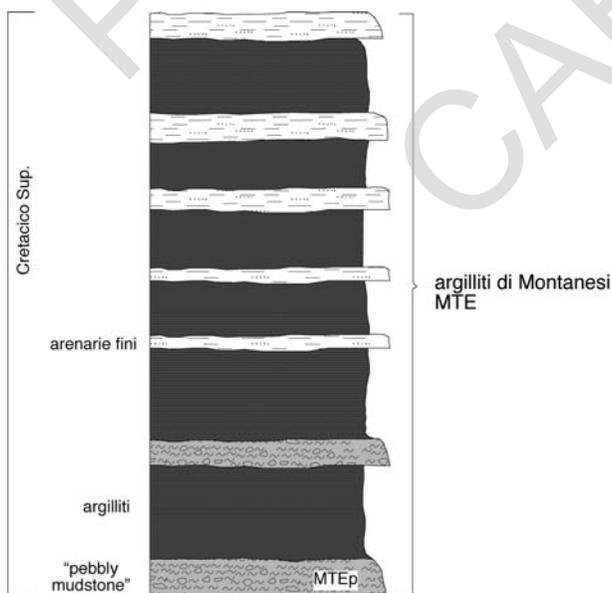


Fig. 6 - Successione stratigrafica dell'Unità Montanesi. Non in scala.

Le argilliti di Montanesi affiorano estesamente nella parte orientale del foglio, lungo un allineamento NNE-SSO, continuo dal margine nord del foglio fin quasi alla costa. L'Unità si trova geometricamente compresa fra l'Unità Ronco e l'Unità Mignanego. Le argilliti di Montanesi consistono di torbiditi a metamorfismo di anchizona, 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: ELLERO (2000) riporta uno spessore apparente di circa 1800 m.

Nell'ambito della successione sono presenti delle intercalazioni di *pebbly mudstone* (MTE_p), con clasti angolosi di dimensioni da millimetriche a pluridecimetriche. I migliori affioramenti sono a sud di Busalla e a Borgo Fornari. Questi depositi sono interpretabili come depositi clastici grossolani, associati a un ambiente di scarpata e legati a processi deposizionali di *cohesive debris flow* (ELLERO, 2000).

Non è presente alcun contenuto paleontologico significativo; un'età cenomaniana - turoniana è ipotizzabile per analogia con le unità omologhe della Val Lavagna (MARINI, 1998).

4.1.4 - UNITÀ TETTONICA MIGNANEGO

Comprende la sola formazione delle argilliti di Mignanego (Fig. 7) ed è attribuita al Dominio Ligure Interno; è geometricamente compresa tra le unità Montanesi a letto e Figogna a tetto.

argilliti di Mignanego (MIG)

Le argilliti di Mignanego affiorano in una fascia continua ad andamento NNE-SSO, dal margine nord del foglio fin quasi alla costa in corrispondenza di Cornigliano. Consistono di torbiditi a metamorfismo di anchizona, 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.

Le associazioni di facies suggeriscono un ambiente deposizionale di piana di bacino sovralimentata, prossimo alle porzioni più distali di un apparato di conoide (MARINI, 1998). Lo spessore della formazione non dovrebbe superare i 300 m anche se le deformazioni polifasiche rendono del tutto ipotetica la stima degli spessori originali; ELLERO (2000) indica uno spessore apparente di circa 1500 m. Non è presente alcun contenuto paleontologico significativo; un'età turoniana

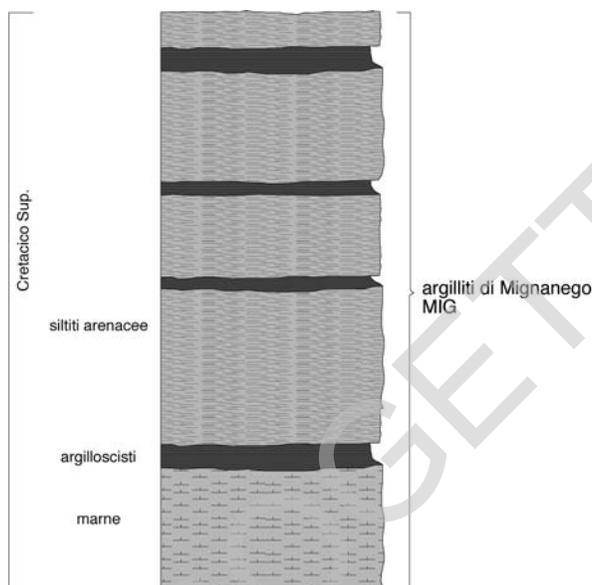


Fig. 7 - Successione stratigrafica dell'Unità Mignanego. Non in scala.

- santoniana è ipotizzabile per analogia con le unità omologhe della Val Lavagna (MARINI, 1998).

4.2 - UNITÀ DI CROSTA OCEANICA E DI MANTELLO

Vengono distinte in ordine di sovrapposizione geometrica:

Unità tettonometamorfica Figogna

Unità tettonometamorfica Cravasco - Voltaggio

Unità tettonometamorfica Palmaro - Caffarella

Unità tettonometamorfica Voltri.

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

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 (VANOSSE *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.

Nell'Unità Voltri a queste rocce sono associate ultramafiti derivate da mantello sottocontinentale, interessate da deformazioni e ricristallizzazioni di età alpina in condizioni di AP, che si sviluppano secondo zone limitate per effetto di una

distribuzione disomogena della deformazione (*strain partitioning*) e da fenomeni polifasici di serpentizzazione, prevalentemente localizzati lungo superfici tettoniche tardo-alpine. 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. Abbiamo ritenuto l'omogeneità nell'evoluzione tettonometamorfica prevalente sul criterio paleogeografico e pertanto 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.

Per quanto riguarda le età, sono state eseguite determinazioni radiometriche sui metaplagiograni associati ai metagabbri dell'Unità Palmaro - Caffarella e Cravasco - Voltaggio. Gli zirconi separati dai plagiograni, datati con il metodo U-Pb hanno fornito un'età di formazione tardo giurassica (BORSI *et alii*, 1996), ben in accordo con l'età di formazione del bacino oceanico Ligure-Piemontese già proposta da altri ricercatori sulla base di risultati ottenuti sia nelle Alpi sia in Appennino (RAMPONE *et alii*, 1995; BORSI *et alii*, 1996).

Dati Sm/Nd su plagioclasio - clinopirosseno separati da peridotiti hanno fornito per la ricristallizzazione in facies a plagioclasio età del Carbonifero sup. - Permiano (273 ± 16 Ma e 313 ± 16 Ma; RAMPONE *et alii*, 2005). Questa ricristallizzazione segna l'esumazione tettonica di mantello litosferico sottocontinentale verso livelli più superficiali e indica che il regime estensionale nella litosfera del sistema Europa - Adria era già attivo nel tardo Paleozoico.

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 livelli quarziticci che spesso sono alla base della successione metasedimentaria possono essere correlati con i *metachert* delle Alpi Cozie, per i quali DE WEVER *et alii* (1981) forniscono un'età dell'Oxfordiano sup. - Kimmeridgiano medio, grazie a un ritrovamento di radiolari. I metasedimenti dei livelli superiori della successione possono essere correlati agli *Schistes lustrés* delle Alpi Cozie, per i quali LEMOINE *et alii* (1984) segnalano un'età del Cretacico superiore, grazie a un ritrovamento di foraminiferi.

4.2.1 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA FIGOGNA

Questa unità affiora in una fascia allungata in direzione N-S, che va dalla costa sino al margine settentrionale del foglio. Tale andamento meridiano ricalca quello della cosiddetta Zona Sestri - Voltaggio, in cui classicamente vengono riunite l'Unità del Monte Figogna, l'Unità Cravasco - Voltaggio e l'Unità Gazzo - Isoverde. 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 metaoio-litico 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 brecce, 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 serpentine e basalti, che si estende da Erzelli fino al Monte Figogna.

Dal basso verso l'alto è possibile distinguere (Fig. 8):

- serpentiniti del Bric dei Corvi;
- metagabbri di Gheresi;
- metaoficalciti di Pietralavezzara;
- metabasalti del Monte Figogna;
- metasedimenti silicei della Madonna della Guardia;
- metacalcari di Erzelli;
- argiloscisti di Costagiutta;
- argiloscisti di Murta.

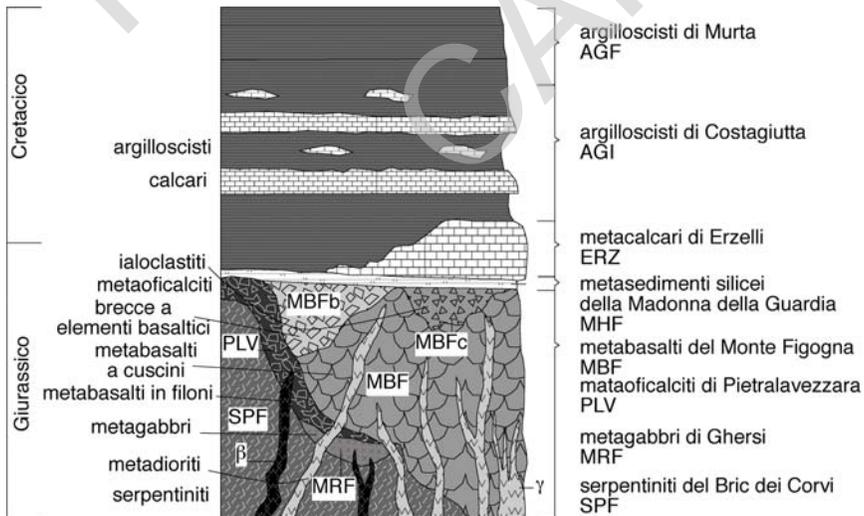


Fig. 8 - Successione dell'Unità Figogna. Non in scala.

serpentiniti del Bric dei Corvi (SPF)

Gli affioramenti più importanti sono allungati in direzione N-S, nella parte occidentale della struttura del Monte Figogna. Consistono di 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. I metabasalti in filoni (β) hanno tessitura doleritica, con bordi raffreddati. Processi di rodingitizzazione sono generalmente molto incompleti e talvolta si sviluppano orli di reazione a nefrite. Le metadioriti filoniane (γ) hanno tessitura granulare, con plagioclasio idiomorfo e clinopirosseno ed orneblenda subedrali e talvolta mostrano fenomeni di autoclastesi lungo i bordi. L'insieme dei caratteri sembra indicare che basalti e dioriti sono intruse nelle rocce ultrafemiche già in via di serpentinnizzazione. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

metagabbri di Gherzi (MRF)

Affiorano unicamente lungo la strada Campomorone - Passo della Bocchetta, in corrispondenza della cava di Pietralavezzara, dove sono associati a oficalciti e metabasalti. Sono metagabbri a pumpellyite + actinolite, con tessitura magmatica preservata e grana da fine a media. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

metaoficalciti di Pietralavezzara (PLV)

Affiorano in piccole lenti alle pendici SE del Monte Lecco e più estesamente in scaglie allungate in direzione N-S tra Pietralavezzara e il Passo della Bocchetta, dove sono state estratte come pietra ornamentale, con la denominazione di "Verde Polcevera". Come in tutte le sequenze ofiolitifere della Liguria, la giacitura primaria è direttamente sottostante alle sequenze vulcano-sedimentarie. Presentano strutture di breccia con clasti serpentinitici da centimetrici a plurimetrici e cemento carbonatico. Fenomeni di arrossamento per ossidazione della magnetite ad ematite sono molto rari. A causa di deformazioni sovrapposte le tessiture originarie sono mal riconoscibili; in ogni caso, strutture di breccie tettoniche giurassiche tendono ad essere prevalenti, mentre livelli con strutture sedimentarie sono molto subordinati. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

metabasalti del Monte Figogna (MBF)

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 di basalti a *pillow* (Fig. 9), raramente massicci, con



Fig. 9 - Metabasalti del Monte Figogna, con struttura a cuscini. Unità Figogna, Borzoli.

importanti livelli di metabrecce (MBF_b) e ialoclastiti (MBF_c). Hanno generalmente colore verde-bruno, a zone rosso vinato per ossidazione in ematite delle fasi primarie contenenti Fe. I bordi ialoclastitici dei cuscini sono generalmente cloritizzati. Gli accumuli ialoclastitici (MBF_c) sono più frequentemente sostituiti da pumpellyite \pm epidoto \pm clorite \pm quarzo. Filoni di metabasalto sono diffusi sia nei metabasalti a cuscini sia nelle contigue serpentiniti; localmente (Serra - Panigaro) anche in associazioni di filoni paralleli. Meno comuni, ma con simile giacitura, sono i filoni di metadiorite (γ). 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.

metasedimenti silicei della Madonna della Guardia (MHF)

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 (ftaniti), 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. Nei silicati, sono diffusamente presenti tracce di Mn, che risulta quindi disperso nella sequenza sedimentaria, anziché concentrato nei livelli basali, come in alcune sequenze di diaspri della Liguria Orientale (CORTESOGNO *et alii*, 1979; PRINCIPI *et alii*, 2004). 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. La presenza di microstrutture di devetrificazione con sparsi microfenocristalli lungo i bordi dei clasti ed in corrispondenza di microfratture, suggerisce un'origine esplosiva degli stessi.

metacalcari di Erzelli (ERZ)

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, metacalcilutiti, più o meno siltose, di colore biancastro, in livelli di potenza decimetrica, talvolta con tracce di radiolari ricristallizzati. Sono caratterizzati da diverse generazioni di scistosità, più o meno pervasive.

Occupano una posizione stratigrafica analoga a quella dei Calcari a Calpionella delle successioni Liguri, che tuttavia mancano di componente terrigena, almeno negli affioramenti più tipici. Lo spessore originario è solo ipotizzabile a causa dei piegamenti sovrapposti: MARINI (1998) ipotizza una potenza non superiore ai 50-60 m. In assenza di contenuto paleontologico, un'età titoniano - neocomiana può essere ipotizzata per analogia con la formazione dei calcari a Calpionella delle successioni Liguri.

argiloscisti di Costagiutta (AGI)

Affiorano estesamente lungo una fascia ad andamento meridiano nella parte nord-orientale della carta e sono costituiti da alternanze di argiloscisti e calcari cristallini. Gli argiloscisti, che sono il litotipo prevalente, hanno colore grigio-nero, ocre sulle superfici di alterazione, con vene di quarzo e albite. Gli argiloscisti 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 barremiano - albiana.

argilloscisti di Murta (AGF)

Affiorano lungo una fascia ad andamento meridiano nella parte centro-orientale della carta e sono costituiti da argilloscisti filladici neri, a patina sericitica, con intercalazioni di metasiltiti; lo spessore degli strati è generalmente centimetrico. Sono frequenti gli essudati di quarzo e albite in lenti e vene. Lo spessore originario della formazione non è determinabile. L'età presunta è il Cretacico inferiore.

4.2.2 - 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 margine settentrionale del foglio. 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, con associazioni ad albite + clorite + Na-anfibolo \pm Na-piroseno \pm lawsonite \pm pumpellyte \pm epidoto. Una successiva destabilizzazione di lawsonite, Na-Anfibolo e pirosseni giadeitici è relativamente diffusa.

Dal basso verso l'alto della successione è possibile distinguere (Fig. 10):

- serpentiniti di Case Bardane;
- metagabbri del Monte Lecco;
- metagabbri di Rocca Crescione;
- metabasalti di Cravasco;
- metasedimenti silicei dell'Osteria dello Zuccherò;
- calcari di Voltaggio;
- scisti filladici del Monte Larvego.

serpentiniti di Case Bardane (SPV)

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

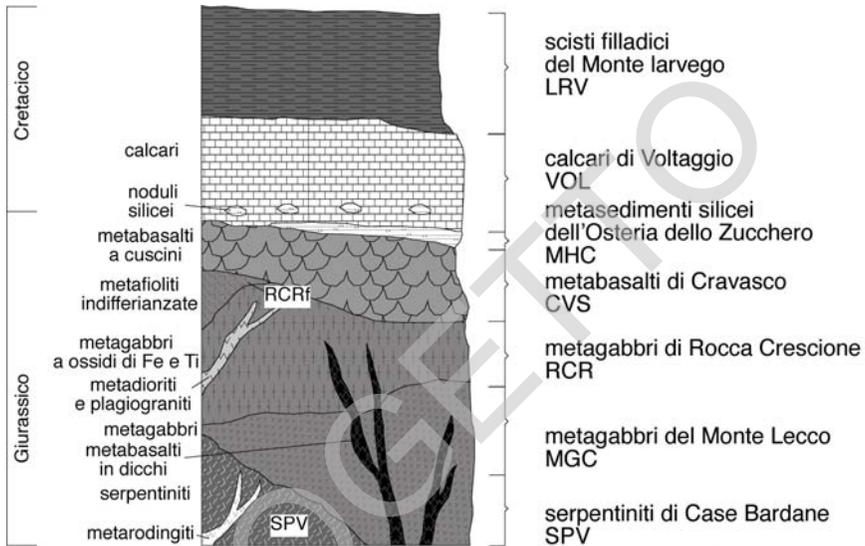


Fig. 10 - Successione dell'Unità Cravasco - Voltaggio. Non in scala.

A nord di Santo Stefano di Larvego, associati alle serpentiniti affiorano due corpi di metaroddingiti derivate da basalti, di dimensioni decametriche. La tessitura è blasto-ofitica con pseudomorfo di grossularia + vesuviana + clorite su plagioclasio e diopside + clorite su clinopirosseno primario.

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.

metagabbri del Monte Lecco (MGC)

Il maggiore affioramento è in corrispondenza del Monte Lecco. Sono prevalenti metagabbri a clinopirosseno e rara olivina (eufotidi Auct.). La tessitura primaria, ben preservata, mostra grana da media a medio-grande, localmente pegmatoide. Localmente compaiono subordinati corpi di metagabbro e meta-diorite a ossidi di Fe-Ti e metaFe-dioriti. A zone possono comparire tessiture blastomilonitiche dovute a metamorfismo di fondo oceanico di alta temperatura. Dicchi basaltici generalmente associati a vene ad orneblenda bruna sono diffusi. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

Le zone di taglio vengono frequentemente sovrainposte da deformazioni associate all'evento di alta pressione, che isolano porzioni plurimetriche inde-

formate. La ricristallizzazione dovuta all'evento di alta pressione è generalmente moderata e caratterizzata da pseudomorfo di albite e lawsonite, eccezionalmente prehnite, su plagioclasio e da orli di reazione ad anfibolo sodico sui femici.

metagabbri di Rocca Crescione (RCR)

Affiorano in numerose lenti di cui le più estese sono quelle di Rocca Crescione - Ponte San Giorgio e quelle ad est di Monte Priatecia. Sono costituiti da metagabbri a ossidi di Fe e Ti, subordinatamente fino a composizioni dioritiche, a tessitura variabile da isotropa a blastomilonitica e grana variabile da centimetrica a millimetrica, metaquarzodioriti e metaplagiogramiti in giacitura filoniana.

Sono frequenti intrusioni polifasiche di filoni a composizione da quarzo-dioritica a plagiogramitica. I filoni sono talvolta deformati dall'evento scistogeno di alta temperatura e bassa pressione, legato al metamorfismo di fondo oceanico (CORTESOGNO & HACCARD, 1979), o possono tagliare la foliazione.

Filoni doleritici di spessore fino a plurimetrico, associati a vene ad orneblenda bruna (Ponte San Giorgio), spesso contengono brandelli del gabbro foliato incassante. Questi mostrano talvolta evidenze di "digestione" della componente plagioclasica da parte del fuso.

Le zone di taglio sviluppate durante il metamorfismo di fondo oceanico funzionano da zone di debolezza lungo le quali si concentrano anche le deformazioni legate ai processi metamorfici di AP-BT, isolando così dei volumi plurimetrici con tessiture primarie ben preservate. Paragenesi ad albite + Na-anfibolo ± Na- e Na-Ca-clinopirosseno ± clorite ± lawsonite ± epidoto ± pumpellyite ± titanite sono generalmente ben sviluppate (CABELLA *et alii*, 1994; CORTESOGNO *et alii*, 2002).

Metabrecce ad elementi di metagabbri e metadioriti ad ossidi di Fe e Ti compaiono stratigraficamente al di sopra dei metagabbri e possono essere attraversate da filoni quarzo-dioritici. Esse sono assimilabili alle brecce di Monte Capra dell'Appennino Settentrionale (GIANELLI & PRINCIPI, 1974; CORTESOGNO & LUCCHETTI, 1982; PRINCIPI *et alii*, 2004).

In alcuni affioramenti metagabbri e metadioriti a ossidi di Fe e Ti, metadioriti, metadoleriti e metabrecce non sono cartografabili separatamente e sono stati indicati con un sovrasegno (RCR_r, cfr. con i MOF di CORTESOGNO & HACCARD, 1984).

Zirconio separati da plagiogramiti associati a dioriti sono stati datati con il metodo U/Pb e hanno fornito un'età primaria di 153,3±1,0 Ma; la diorite a ossidi di Fe e Ti incassante ha fornito un'età di circa 156 Ma (BORSI *et alii*, 1996). L'età di questa formazione è dunque Malm.

metabasalti di Cravasco (CVS)

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. La sovraimpronta alpina in facies Scisti Blu sviluppa paragenesi ad albite + Na-anfibolo + clorite + epidoto \pm lawsonite \pm pumpellyite + titanite. 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 bordi ialoclastitici dei cuscini sono completamente cloritizzati e rappresentano il sito dove la scistosità diventa più pervasiva e quindi evidente a scala mesoscopica. 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 varieole millimetriche riempite da calcite o da clorite, la cui deformazione fornisce indicazioni sull'orientazione della direzione di massimo allungamento. L'età presunta è Malm.

metasedimenti silicei dell'Osteria dello Zucchero (MHC)

Affiorano in maniera discontinua e in corpi di limitato spessore ad ovest e a nord della struttura del Monte Figogna. Sono costituiti da scisti silicei, fortemente ricristallizzati, di colore generalmente rosso, con contenuto variabile di fillosilicati e carbonati, e metasedimenti silicei ematitici più o meno pelitici (ftaniti) a colorazione rosso-bruna, talvolta con livelli verdastri o grigi. Sono localmente presenti livelli con fantasmi di forme radiolaritiche indeterminabili. 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 m a pochi cm; questo è probabilmente dovuto non solo a una ridotta potenza originaria, ma anche a fenomeni di elisione tettonica. L'età presunta è il Malm.

calcari di Voltaggio (VOL)

Gli affioramenti volumetricamente più importanti si trovano a sud del Monte Priatecia e nella zona di Cravasco. Il nome formazionale deriva invece dalle sezioni esposte nei dintorni di Voltaggio, che rimangono tuttavia al di fuori dell'area del Foglio 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 (CORTESOGNO & HACCARD, 1984), 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.

In alcuni campioni sono stati osservati relitti di radiolari, di colore rosso-arancio costituiti da ossidi e fosfati, quasi sempre senza ornamentazioni esterne. Essi sono concentrati lungo sottili *film* fillosilicatici spesso coincidenti con i siti intergranulari dove si concentra la dissoluzione dei livelli di carbonati. L'analisi paleontologica di questi relitti non ha fornito determinazioni di età. In assenza di contenuto paleontologico significativo, un'età titoniano - neocomiana può essere ipotizzata per analogia con i calcari a Calpionella delle successioni Liguri, ai quali i calcari di Voltaggio possono essere assimilati.

scisti filladici del Monte Larvego (LRV)

Affiorano in due corpi principali, allungati in senso meridiano, a sud nella zona che va da San Pietro ai Prati sino a Lencisa, e a nord nella zona compresa tra Santo Stefano di Larvego e Cravasco. 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 (Fig. 11), 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 barremiano - albiana.

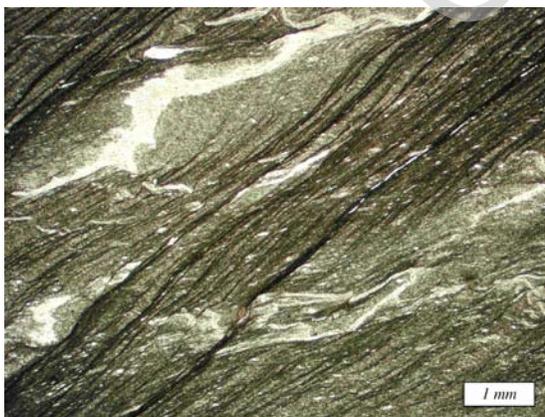


Fig. 11 - Scisti filladici del Monte Larvego. Relazione tra diverse generazioni di scistosità. Unità Cravasco - Voltaggio, Santo Stefano di Larvego. Sezione sottile, Np.

4.2.3 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA PALMARO - CAFFARELLA

Questa unità affiora in una fascia allungata lungo la costa da Prà a Sestri Ponente, dove assume un andamento N-S, dalla costa sino alla latitudine del Monte Pesucco. 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 sovraimpronta 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. Questa differenza è molto evidente, anche macroscopicamente, nelle rocce a chimismo basico, mentre è più sfumata nei metasedimenti, a causa della banalità delle paragenesi metamorfiche.

Dal basso verso l'alto della successione stratigrafica è possibile distinguere (Fig. 12):

- 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.

serpentiniti di San Carlo di Cese (RLO)

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. L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm. Sono frequenti i relitti mineralogici e/o tessiture di lherzoliti.

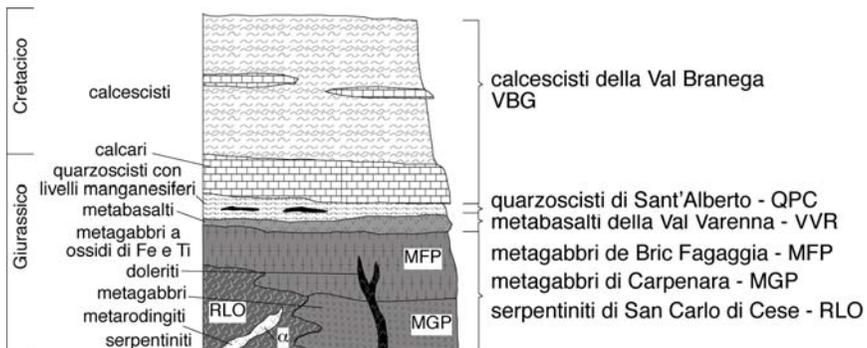


Fig. 12 - Successione dell'Unità Palmaro - Caffarella. Non in scala.

Localmente compaiono filoni metaroddingitici (α), a colorazione biancastra e/o giallastra, di cui è riconoscibile la derivazione da protoliti gabbri, più raramente basaltici; le paragenesi sono generalmente a grossularia \pm clinozoisite \pm vesuviana \pm lawsonite \pm clorite \pm diopside.

Sono caratterizzate da un clivaggio spaziato, marcato dalla riorientazione planare della magnetite e spesso dallo sviluppo di antigorite. Fratturazioni tardive, molto frequenti, sono caratterizzate dallo sviluppo di crisotilo fibroso. 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 metaofcalciti e rappresentano quindi gli equivalenti metamorfici di breccie originate durante l'evoluzione di fondo oceanico.

metagabbri di Carpenara (MGP)

Affiorano in corpi e lenti allungate in direzione N-S, tra le valli del Varenna e del Rio Bianchetta. Comprendono metagabbri e meta-olivin-gabbri a grana da fine a pegmatoide, di colore bianco verdastro, spesso con filoni di metabasalti; frequenti sono i relitti di clinopirosseno igneo. La tessitura è localmente occhiadina, ereditata da metamorfismo e deformazioni di fondo oceanico (relitti di diopside e orneblenda bruna); tale tessitura è attraversata da filoni doleritici, talvolta plagiogranitici. La paragenesi è tipica della facies Scisti Blu: clinozoisite \pm lawsonite \pm Na-anfibolo \pm clorite \pm onfacite \pm titanite. La riequilibratura in facies Scisti Verdi (MGP_v) è diffusa, mentre la scistosità alpina è generalmente poco penetrativa, a volte sviluppata su precedenti zone di taglio.

Zirconi separati da plagiograniti sono stati datati con il metodo U/Pb e hanno fornito un'età primaria di $150,1 \pm 0,6$ Ma (Borsi *et alii*, 1996). L'età di questa formazione è dunque Malm.

metagabbri del Bric Fagaggia (MFP)

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 talvolta con relitti di clinopirosseno augitico. A volte presentano tessiture occhiadine fino a listate dovute a metamorfismo e deformazioni di ambiente oceanico (relitti di diopside e orneblenda bruna), attraversate da filoni doleritici. Localmente passano a metabrecce di gabbro, di colore bluastro. Le paragenesi in facies Scisti Blu comprendono Na-anfibolo + epidoto \pm giadeite \pm Na-Ca-clinopirosseno \pm lawsonite; eccezionalmente compare granato almandin-spessartinico. L'età presunta è Malm.

La riequilibratura in facies Scisti Verdi è diffusa, mentre la scistosità alpina è raramente penetrativa.

metabasalti della Val Varenna (VVR)

Affiorano in corpi e lenti allungate in direzione N-S, e come intercalazioni nei calcescisti. L'affioramento più importante si estende da Monte Poggio fino al Monte Pesucco. Sono costituiti da metabasiti con una tessitura prevalentemente listata, a volte blastomilonitica, in ambedue i casi a grana fine. La tessitura listata è caratterizzata da livelli alternati gialli e verdi: i livelli più scuri (Fig. 13) mostrano alte percentuali di Na-anfibolo (parzialmente sostituito da Ca-anfibolo), clorite e quarzo mentre i livelli più chiari sono formati principalmente da epidoto pistacchico e albite. L'età presunta è Malm.

Le paragenesi in facies Scisti Blu sono per lo più largamente retrocesse in facies Scisti Verdi (albite + clorite + titanite \pm fengite \pm biotite \pm stilpnomelano). Sono presenti localmente ricristallizzazioni a pumpellyite sia lungo la foliazione a epidoto + Ca-anfiboli + ossidi sia in vene estensionali.

Intercalazioni nei calcescisti, spesso ricche in miche e carbonati, o costituite quasi esclusivamente da albite, clorite, calcite ("ovarditi" *Auct.*) potrebbero essere originate da materiali basici, rimaneggiati nei sedimenti (MESSIGA *et alii*, 1977). Questi livelli, caratterizzati da potenze non superiori al metro, si alternano a livelli a clorite, titanite, apatite, calcite e a livelli con miche bianche, quarzo, calcite e grafite.

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 quarziticci a colorazione da biancastra a verdastra, tal-

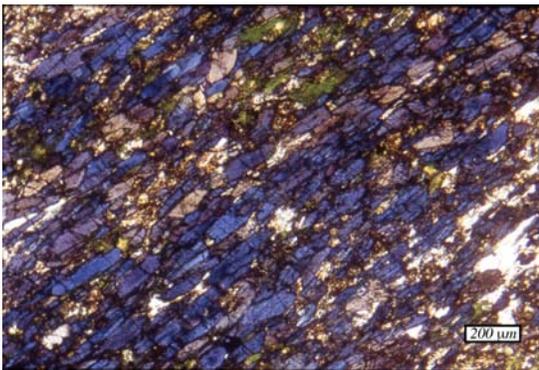


Fig. 13 - Sezione sottile di metabasalti della Val Varenna. Unità Palmaro - Caffarella, Val Varenna. Sezione sottile, Np.

volta con fengite, caratterizzati da livelli millimetrici di quarzo microcristallino granoblastico che si alternano ai livelli ricchi di anfibolo sodico (con composizione intermedia tra glaucofane e riebekite), più raramente pirosseno egirinicico e granato spessartinicico; localmente sono presenti livelli ricchi in minerali di manganese come spessartina, piemontite e Mn-clorite. Molto raramente si rinvencono 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, e hanno caratteristiche mineralogiche simili ai *metachert* Fe-manganesiferi delle Alpi centro-occidentali (SCIESA & MONTRASIO, 1991). 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 Malm.

calcescisti della Val Branega (VGB)

Affiorano lungo la costa e in lame orientate N-S. Sono costituiti da scisti quarzo-micacei più o meno calcariferi, calcescisti, micascisti e calcari cristallini, caratterizzati da alternanze di livelli pelitici e livelli quarzocarbonatici. Le fasi mineralogiche principali sono: calcite, miche bianche, quarzo, clorite, epidoti (zoisite, clinzoisite, pistacite ed allanite), albite, cloritoide. I minerali accessori sono: tormalina, rutilo, grafite, magnetite, pirite, stilpnomelano, apatite, titanite. Le variazioni nelle percentuali modali dei suddetti minerali (principalmente, calcite, quarzo e miche bianche) determinano la transizione tra calcescisti, micascisti, calcari cristallini ("marmi") e i sottostanti quarzoscisti. L'età presunta è compresa tra il Giurassico superiore e il Cretacico superiore.

La tessitura è caratterizzata da un *layering* metamorfico differenziato, con livelli da millimetrici a submillimetrici ricchi in clorite e miche bianche, che si alternano a livelli composti quasi esclusivamente da quarzo oppure da carbonati. Sono presenti scistosità legate a diverse generazioni di deformazioni. Alcuni livelli, arricchiti in clorite e inclusioni grafitiche, sono caratterizzati dalla presenza di minerali scuri pseudotondeggianti o a losanga, costituiti da pseudomorfo di granato e su lawsonite e/o epidoto, costituite da clorite, grafite, quarzo e calcite. Le pseudomorfo mostrano inclusioni disposte in geometrie a "clessidra" (torrente Branega), oppure in geometrie concentriche o "a palla di neve" (torrente Branega, torrente Varenna).

Localmente si riscontrano successioni di micascisti caratterizzate dall'alternanza di livelli centimetrici a cloritoide e a calcite e clorite. L'elevato contrasto di competenza tra essi causa una intensa deformazione per *boudinage* dei livelli a cloritoide, che attualmente si presentano sottoforma di *boudin* millimetrici, scuri, sigmoidali, fortemente appiattiti e allungati lungo la foliazione. In alcuni casi si osserva che questi *boudin* sono successivamente piegati; in altri casi appare

evidente che essi costituiscono dei *resister* che originano strutture asimmetriche tipo “*sigma-clast*”, utilizzabili come indicatori cinematici.

4.2.4 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VOLTRI.

L'Unità Voltri occupa gran parte della porzione occidentale del Foglio, 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 subduittivo, fino alla successiva fase di esumazione.

Ultramafiti di mantello sottocontinentale e crosta oceanica sono associate in una unità strutturale dalla analoga evoluzione geodinamica; infatti eventi di serpentinizzazione precedenti all'evoluzione tettonometamorfica alpina suggeriscono una precoce esposizione di queste rocce sul fondo oceanico. L'Unità Voltri è prevalentemente caratterizzata da condizioni metamorfiche in facies Scisti Blu con eclogiti e da retrocessione in facies Scisti Verdi.

Dal basso verso l'alto sono state distinte le seguenti formazioni (Fig. 14):

- peridotiti lherzolitiche del Monte Tobbio;
- serpentinoscisti antigoritici del Bric del Dente;
- metagabbri eclogitici della Colma;

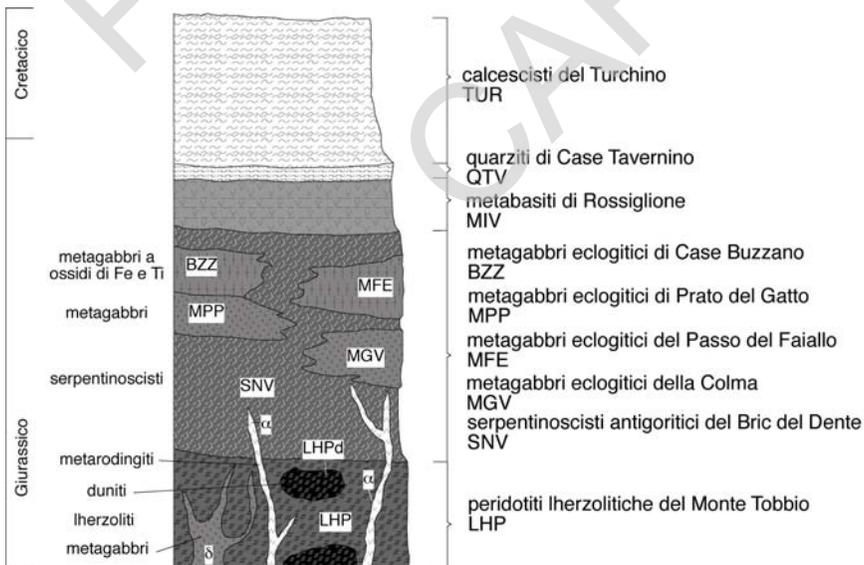


Fig. 14 - Successione dell'Unità Voltri. Non in scala.

- metagabbri eclogitici del Passo del Faiallo;
- metagabbri eclogitici di Prato del Gatto;
- metagabbri eclogitici di Case Buzzano;
- metabasiti di Rossiglione;
- quarziti di Case Tavernino;
- calcescisti del Turchino.

Per quanto riguarda le età di metamorfismo, la determinazione ^{39}Ar - ^{40}Ar di una fengite proveniente da una metabasite eclogitica è riportata in HOOGERDULIN STRATING (1990). Il risultato di $45,2 \pm 1,8$ Ma indica un'età eocenica per il metamorfismo eclogitico. Per quanto riguarda l'età del metamorfismo in facies Scisti Verdi, è disponibile una determinazioni ^{39}Ar - ^{40}Ar sulle muscoviti separate da un calcescisto (FEDERICO *et alii*, 2005); il risultato di $32,9 \pm 0,8$ Ma indica un'età rupeliana (Fig. 15).

peridotiti lherzolitiche del Monte Tobbio (LHP)

Lherzoliti a olivina, orto e clinopirosseno, spinello e plagioclasio, con tessitura da granulare (LHP_g) a tettonica (LHP_t), con minori corpi di duniti e harzburgiti e bande di pirosseniti di potenza centimetrica, raramente intruse da corpi gabbri (δ). L'assenza di bordi raffreddati nei filoni di gabbro e la presenza di processi di interazione al contatto filone – roccia incassante testimoniano una messa in posto in ambiente ad alta temperatura. Sono presenti corpi di metarodiniti con spessore da metrico a plurimetrico (α), con associazioni mineralogiche a grossularia, diopside, titanite ± epidoto ± vesuviana. La provenienza da dicchi

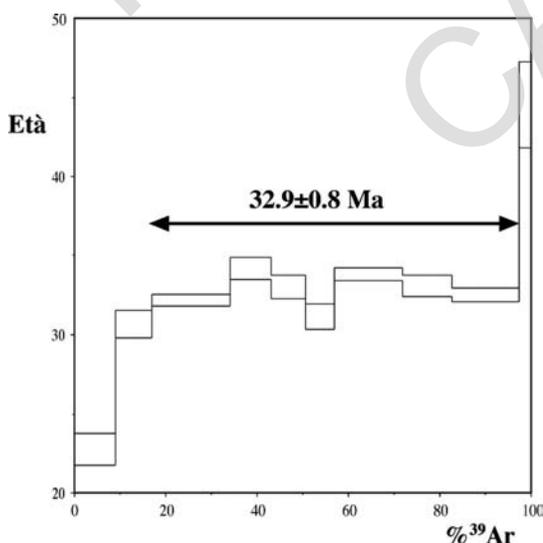


Fig. 15 - Spettro ^{39}Ar - ^{40}Ar delle muscoviti separate da un calcescisto in facies Scisti Verdi.

gabbri o più raramente da filoni basaltici è talvolta riconoscibile.

Queste rocce mostrano un'evoluzione complessa precedente al ciclo alpino: RAMPONE et alii (2005) indicano età del Carbonifero sup. - Permiano per la ricristallizzazione in facies a plagioclasio. 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; a questa fase è riferita l'età riportata in legenda.

Le lherzoliti costituiscono potenti corpi di dimensioni fino a chilometriche, costantemente associati a serpentiniti e serpentinoscisti; il passaggio a questi tipi litologici è spesso graduale, per progressiva serpentinizzazione. All'interno dei corpi lherzolitici la deformazione e il metamorfismo alpino si concentrano in zone di taglio discrete: nella maggior parte dei volumi sono quindi preservate sia le paragenesi, sia le tessiture (granulari e tettonitiche), sia le strutture (Fig. 16) legate alla evoluzione di mantello (DRURY *et alii*, 1990; HOOGERDIJN STRATING *et alii*, 1990; SCAMBELLURI *et alii*, 1991).

Il coinvolgimento anche di queste porzioni di roccia negli eventi subduttivi, è dimostrato dallo sviluppo di paragenesi di AP-BT in filoni di metagabbri (δ), che tagliano le tessiture tettonitiche e le bande di pirosseniti, come avviene ad esempio a sud-est del Monte Pennello.

In questi casi i metagabbri hanno tessitura magmatica riconoscibile e la bla-



Fig. 16 - Strutture di mantello nelle peridotiti lherzolitiche del Monte Tobbio. Livelli di pirosseniti sono deformati in pieghe isoclinali. Unità Voltri, Pietre Rosse.

stesi di minerali con paragenesi di AP-BT avviene staticamente con microstrutture coronitiche (CAPPONI & CRISPINI, 1990; MESSIGA *et alii*, 1995).

serpentinocisti antigoritici del Bric del Dente (SNV)

Rappresentano il litotipo volumetricamente più abbondante dell'Unità Voltri e anche del Foglio e affiorano sia in masse estese e potenti sia in lenti più sottili associate a metabasiti e calcescisti. Costituiscono i due grandi corpi della parte centrale e occidentale del Foglio, 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. In carta, litotipi con tessiture lherzolitiche relitte ben conservate sono segnalati da un sovrassegno (SNV).

L'associazione mineralogica comprende antigorite, magnetite, olivina di neoformazione, clorite e carbonato ankeritico. Ti-clinohumite, clinohumite associate a diopside e talvolta clorite compaiono come prodotti di sostituzione di filoncelli basici. In tutti i litotipi, il crisotilo in fibre è diffuso come fase tardiva lungo zone di taglio, e come riempimento di vene. 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



Fig. 17 - *Metagabbri eclogitici della Colma. Unità Voltri, Lago Bruno.*

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 (α), con associazioni mineralogiche a grossularia, diopside, titanite \pm epidoto \pm vesuviana. La provenienza da dicchi gabbri o più raramente da filoni basaltici è talvolta riconoscibile.

metagabbri eclogitici della Colma (MGV)

Metagabbri e metatroctoliti a paragenesi eclogitiche con anfibolo sodico a tessitura da occhiadina a listata, che affiorano in numerose lenti e corpi. Quelli principali sono quelli del Monte Colma, di Fabbriche e di Case Astore.

La derivazione è da protoliti cumulitici a grana da media a grande (Fig. 17); le tessiture ignee frequentemente riconoscibili, passano localmente a tessiture occhiadine (CORTESOGNO *et alii*, 1974, 1977). L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

La paragenesi è costituita da clinzoisite + onfacite + Na-anfibolo \pm granato \pm fengite \pm talco \pm Na-tremolite \pm cloritoide \pm rutilo (CORTESOGNO *et alii*, 2002). La retrocessione fino alla facies Scisti Verdi (MGV_r) è frequente, con caratteristico sviluppo di albite ocellare fino a centimetrica.

metagabbri eclogitici del Passo del Faiallo (MFE)

Metagabbri a ossidi di Fe-Ti a paragenesi eclogitica con anfibolo sodico, che affiorano in piccoli corpi nei pressi del Passo del Faiallo. La derivazione è da protoliti evoluti per frazionamento a grana da media a grande, con tessiture ignee spesso riconoscibili. Al di fuori dell'area del Foglio, RUBATTO & SCAMBELLURI (2003) hanno determinato per queste rocce un'età primaria di 160 ± 1 e 161 ± 3 ,

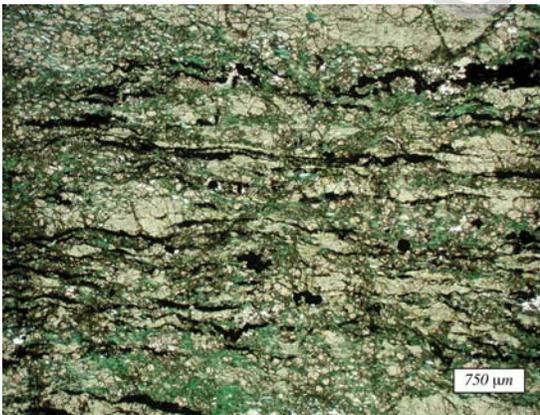


Fig. 18 - Metagabbri eclogitici del Passo del Faiallo, a tessitura blastomilonitica. Unità Voltri, Passo del Faiallo. Sezione sottile Np.

sulla base di determinazioni U-Pb SHRIMP su zirconi; l'età di questa formazione è dunque Malm.

Le paragenesi di picco metamorfico (BOCCHIO, 1995) comprendono granato + Fe-onfacite + rutilo + Na-anfibolo + Ti-magnetite \pm clinozoisite \pm talco. Apatite, pirite e tormalina sono accessori frequenti. La scistosità è generalmente poco penetrativa, con bande a tessitura blastomilonitica molto localizzate (Fig. 18).

La sovraimpronta metamorfica a pressioni decrescenti è caratterizzata da associazioni ad anfibolo subcalcico di tipo barroisitico (CORTESEGNO *et alii*, 1975; BOCCHIO, 1995) + albite + epidoto + clorite, raramente fino a Scisti Verdi.

metagabbri eclogitici di Prato del Gatto (MPP)

Affiorano in corpi isolati, di cui i più estesi sono nella zona di Prato del Gatto, Case Carantina, Monte Pesucco e di Case Bosserino e consistono di metagabbri e metatroctoliti a paragenesi eclogitiche con lawsonite e anfibolo sodico, di colore bianco-verdastro, a grana da media a grossa. La derivazione è da protoliti cumulitici con tessitura ignea talvolta riconoscibile; la tessitura è frequentemente occhiadina fino a milonitica. L'età presunta è il Malm. Paragenesi a Na-anfibolo \pm onfacite \pm granato \pm lawsonite \pm zoisite \pm fengite \pm talco. La sovraimpronta retrograda (MPP_r) è generalmente poco sviluppata.

metagabbri eclogitici di Case Buzzano (BZZ)

Affiorano in corpi isolati, di cui i più estesi sono nella zona di Case Buzzano (Fig. 19), del Bric Roncasci, di Case Schiavarolo e Case Lenerata e sono costituiti da metagabbri e metadioriti a ossidi di Fe e Ti, di colore verde scuro, a grana da fine a grossa, con paragenesi eclogitiche con lawsonite e anfibolo sodico.



Fig. 19 - Metagabbri eclogitici di Case Buzzano. Unità Voltri, Case Buzzano.



Fig. 20 - *Metagabbri eclogitici di Case Buzzano a tessitura blastomilonitica. Unità Voltri, Case Buzzano. Sezione sottile Np.*

L'anfibolo sodico è spesso zonato da glaucofane o riebeckite. La composizione dei protoliti indica carattere tholeiitico evoluto, e la tessitura ignea è raramente riconoscibile, mentre sono prevalenti tessiture occhiate fino a blastomilonitiche (Fig. 20). L'età presunta è Malm.

Le paragenesi del picco di AP-BT comprendono Na-anfibolo \pm onfacite/giaideite \pm granato \pm lawsonite \pm zoisite/clinozoisite \pm fengite \pm rutile \pm Ti-magnetite \pm titanite. In funzione della variabilità composizionale dei protoliti, la composizione mineralogica è estremamente variabile, fino a onfacititi (onfacite > 90%) da protoliti dioritici. Le paragenesi di AP-BT sono associate a deformazioni polifasiche, penetrative. La sovrainpronta metamorfica a pressioni decrescenti è generalmente assente o poco sviluppata.

metabasiti di Rossiglione (MIV)

Derivano da protoliti basaltici a composizione tholeiitica (MESSIGA *et alii*, 1977) o da breccie a composizione prevalentemente basaltica e sono frequenti in lenti intercalate ai calcescisti (prasinita Auct.). L'età presunta è Malm. Presentano scistosità legate a diverse generazioni di deformazioni e comunemente sono completamente riequilibrata in facies Scisti Verdi (albite + actinolite + epidoto + clorite \pm calcite + titanite), con tipica albite ocellare post-cinematica. Talvolta sono presenti relitti di un *banding* associato a Na-anfiboli.

quarziti di Case Tavernino (QTV)

Affiorano principalmente nella zona di Prè di Mè, rappresentate da quarziti e scisti quarziticci, con percentuali variabili di miche bianche fengitiche e talvolta cloritoidi. La transizione verso i calcescisti è spesso graduale. L'età presunta è Malm.

calcescisti del Turchino (TUR)

Affiorano in una fascia ad andamento N-S, tra la costa del Mar Ligure (Fig. 21) e Rossiglione, oltre che in numerosissime lenti di minore estensione.

Consistono di scisti quarzo-micacei e scisti micacei, con contenuti molto variabili in carbonati, rappresentati da calcite con variabili percentuali di Fe, Mn e Mg; livelli di marmi quarzo - micacei sono sporadicamente presenti e più frequenti in prossimità dei contatti con le metabasiti.

E' frequente la presenza di tormalina, cloritoide, clorite e pirite. La presenza di granato almandinico nei livelli al contatto con metabasiti suggerisce che i rapporti stratigrafici primari siano stati preservati. Le miche sono rappresentate da fengiti di diversa generazione, muscovite e raramente paragonite (CIMMINO & MESSIGA, 1979; CRISPINI, 1996). L'età presunta è compresa tra il Giurassico superiore e il Cretacico superiore.

4.3 - UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE

Queste unità sono caratterizzate dalla presenza di successioni metasedimentarie di età perno - giurassica, originate in ambiente di margine continentale. Per quanto una pertinenza al margine paleoeuropeo (Pre-Piemontese - Piemontese) possa essere suggerita da correlazioni stratigrafiche, non si può escludere, almeno per alcune Unità, l'ipotesi di una origine dal margine paleoafricano. Nell'Unità



Fig. 21 - Calcescisti del Turchino. Unità Voltri, Vesima.

Arenzano la successione comprende anche un basamento polimetamorfico.

Le unità di margine continentale sono rappresentate da:

Unità tettonometamorfica Angassino - Terma

Unità tettonometamorfica Gazzo - Isoverde

Unità tettonometamorfica Arenzano.

4.3.1 - UNITÀ ANGASSINO - TERMA

Sono qui raggruppati elementi, solitamente poco estesi, di quarziti e metadolomie, associati all'Unità Voltri e affioranti per lo più lungo l'allineamento tra la costa del Mar Ligure e Rossiglione. Nonostante le già descritte difficoltà imposte dalle caratteristiche litologiche nel riconoscimento del grado metamorfico, queste rocce sembrano condividere l'evoluzione metamorfica dell'Unità Voltri, con un evento metamorfico di AP-BT, seguito da una retrocessione in facies Scisti Verdi. Non esistono evidenze decisive riguardo al dominio paleogeografico di pertinenza; un'affinità Pre-Piemontese o Piemontese appare comunque probabile. L'assenza di contenuto fossilifero rende impossibile qualsiasi determinazione di età; la similitudine con altre successioni di margine continentale suggerisce un'età permio - triassica.

Litologicamente è possibile distinguere (Fig. 22):

- quarziti di Fosso Angassino;
- dolomie del Bric del Terma.

quarziti di Fosso Angassino (QFA)

Affiorano in corpi poco estesi nei pressi di Campoligure e Rossiglione. Sono costituite da scisti quarziticci e quarziti a tessitura massiccia, talvolta listate. Localmente sono presenti facies con tessitura blastopsefitica (Fig. 23), che suggeriscono la derivazione da originari conglomerati (Monte Ottine, Il Poggio). L'età presunta è compresa tra il Permiano superiore e il Triassico inferiore.

dolomie del Bric del Terma (MEV)

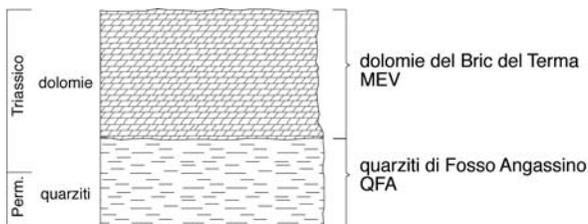


Fig. 22 - Successione dell'Unità Angassino - Terma. Non in scala.



Fig. 23 - *Quarzite a tessitura blastopsefitica. Unità Angassino - Terma, Il Poggio.*

Affiorano nell'area del Bric del Terma, del Bric Sciscioin e del Rio Testaquara, affluente di sinistra del Rio Berlino. Sono costituiti da metadolomie cristalline e subordinati metacalcari dolomitici, spesso intensamente fratturati, senza tessiture sedimentarie riconoscibili. L'età presunta è il Triassico inferiore. La rielaborazione metamorfica e la tettonizzazione precludono ogni rinvenimento fossilifero.

Piccoli corpi non cartografabili, intensamente fratturati, affiorano nei pressi di Case Astore e Case Merigo, dove sono associati a faglie.

4.3.2 - 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. La sua posizione nella

legenda della carta riflette tale posizione, mentre qui è trattata insieme alle altre unità derivanti da margine continentale.

Dal punto di vista litologico, questa unità è costituita da una successione metasedimentaria che comprende dolomie, con livelli di gessi e carniole, calcari e argilloscisti. La successione è praticamente continua dal Triassico medio al Lias, senza importanti lacune stratigrafiche. Un'analisi sedimentologica aggiornata dei litotipi di quest'unità si trova in LUALDI (1991), a cui si fa riferimento, benchè questo articolo abbia riguardato in maniera specifica la sezione Lencisa - Monte dei Torbi.

Anche se le caratteristiche minero - petrografiche rendono poco agevole la definizione del grado metamorfico, per le rocce dell'Unità Gazzo - Isoverde è stata riconosciuta una sovrainpronta metamorfica di AP-BT, comparabile a quella dell'Unità Cravasco - Voltaggio, di cui condivide anche le caratteristiche strutturali. Questa analogia è confermata dallo studio delle deformazioni della calcite, che suggeriscono una $T > 300^{\circ}\text{C}$ (CRISPINI, 1996).

Le associazioni litologiche sono riferibili ad un ambiente di piattaforma carbonatica in fase di collasso. Per quanto riguarda il dominio paleogeografico di pertinenza, le caratteristiche corrispondono alla situazione del margine paleoeuropeo (dominio pre-Piemontese, CORTESOGNO & HACCARD, 1984). Un'affinità pre-Piemontese è sostenuta anche dai caratteri sedimentologici e stratigrafici (LUALDI, 1991) ben differenziati rispetto alle successioni triassico-liassiche di La Spezia e delle Alpi Apuane.

Dal basso verso l'alto della successione è possibile distinguere (Fig. 24):

- dolomie del Monte Gazzo;
- gessi del Rio Riasso;

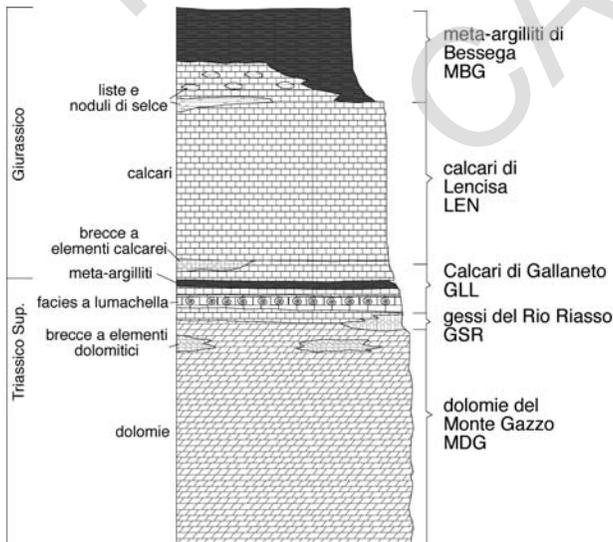


Fig. 24 - Successione dell'Unità Gazzo - Isoverde. Non in scala.

- Calcari di Gallaneto;
- calcari di Lencisa;
- meta-argilliti di Bessega.

dolomie del Monte Gazzo (MDG)

Affiorano in lenti allungate in direzione N-S e in corpi più potenti nella zona del Monte Gazzo (Fig. 25) e nella zona tra Cravasco e Isoverde.

Consistono in metadolomie e subordinati metacalcari dolomitici, con frequenti breccie 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: LUALDI (1991) propone 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.

Verso l'alto stratigrafico LUALDI (1991) segnala anche tasche d'erosione, piccoli filoni sedimentari riempiti di prodotti argilloso - ferruginosi rossastri e breccie intraformazionali. Nonostante la ricristallizzazione, sono ancora osservabili alcune caratteristiche primarie, come laminazioni da tappeti algali e livelli oosparitici, intramicrosparitici ed orizzonti a fine detrito organogeno, che suggeriscono un ambiente di piana tidale. Al *top* stratigrafico, alle dolomie succedono

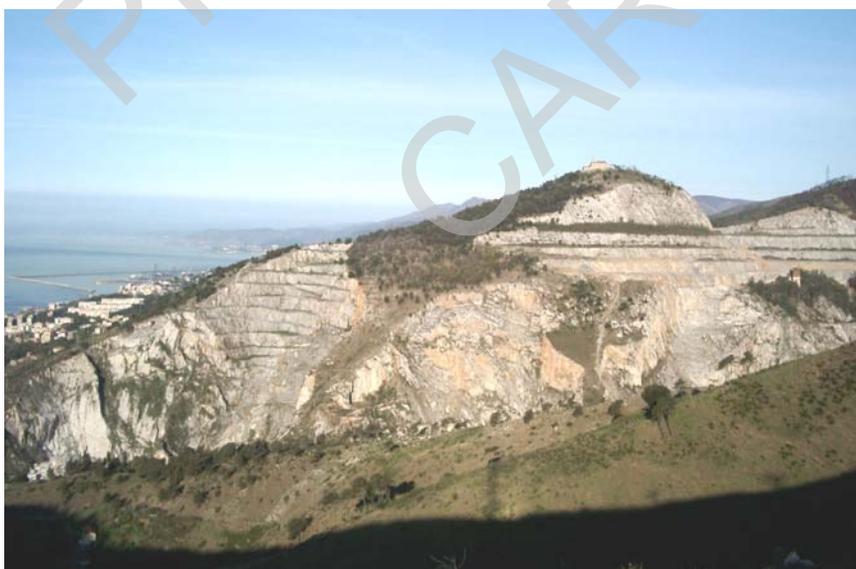


Fig. 25 - Dolomie del Monte Gazzo. Sono visibili le cave del versante orientale. Unità Gazzo - Isoverde, Monte Gazzo.

dolomicriti nerastre con faune a ostracodi e breccie di probabile emersione: questo livello viene chiamato da LUALDI (1991) "Unità dolomitica di transizione".

Un'attribuzione al Triassico sup. era già stata proposta da REPOSSI (1919) sulla base del contenuto paleontologico; LUALDI (1991) segnala la presenza di *Worthenia contabulata* COSTA, che indica un'età del Carnico sup? - Norico.

gessi del Rio Riasso (GSR)

Si tratta di gessi saccaroidi associati a calcari vacuolari, breccie dolomitiche e anidriti. Le breccie a clasti dolomitici hanno matrice fine rubefatta e sono state definite breccie bauxitizzate da MARINI (1982).

I gessi con i calcari vacuolari e le breccie associate sono osservabili solo in alcuni limitatissimi affioramenti lungo il Rio Riasso e tra Cravasco e Isoverde, mentre altrove sono stati completamente coperti dall'urbanizzazione. E' noto da fonti storiche che i gessi sono stati ampiamente sfruttati in sottosuolo nell'area tra Cravasco e il Passo della Bocchetta e sono altresì presenti nel sottosuolo di Isoverde, dove hanno frequentemente causato problemi di instabilità a causa di fenomeni di dissoluzione. Nell'alto corso del Rio Rizzolo sono associati alla faglia ENE-OSO che separa le metargilliti dalle dolomie e calcari dolomitici, come già osservato da ALLASINAZ *et alii* (1971).

Mentre i gessi erano stati segnalati in passato da diversi autori (ISSEL, 1892a; ROVERETO, 1939; GORLER, 1962 e IBBEKEN, 1963), le anidriti non sono note in superficie e non erano mai state segnalate dagli autori precedenti. La loro presenza in sottosuolo è stata recentemente riscontrata in alcuni carotaggi profondi, eseguiti per la costruzione delle gallerie della linea ferroviaria ad Alta Velocità. E' probabile che le anidriti esposte in superficie o presenti in sottosuolo a bassa profondità si siano idratate in gesso, mentre a maggiore profondità si siano mantenute tali.

L'associazione di questi litotipi suggerisce un ambiente costiero di transizione, con locali emersioni. Vista la limitatezza degli affioramenti e l'estesa copertura vegetale, la posizione stratigrafica di questa formazione è ambigua: ALLASINAZ *et alii* (1971) suggeriscono che i gessi siano alla base della successione stratigrafica triassico - liassica, mentre MARINI (1998) e CORTESOGNO & HACCARD (1984) propendono per una posizione stratigrafica al *top* delle dolomie e calcari dolomitici e al *bottom* dei Calcari di Gallaneto. In LUALDI (1991), la descrizione della sezione Lencisa - Monte dei Torbi non comprende i gessi; tuttavia Lualdi riconosce, nell'evoluzione del bacino deposizionale, un progressivo avvicinamento a condizioni evaporitiche al *top* delle dolomie e calcari dolomitici.

Una posizione stratigrafica al *top* delle dolomie e calcari dolomitici e al *bottom* dei Calcari di Gallaneto è anche in accordo con le risultanze cartografiche e appare quindi la più probabile. Per quanto riguarda l'età, se si accetta la posizione stratigrafica proposta e in assenza di altre evidenze oggettive, è ipotizzabile un'età norica.

Calcari di Gallaneto (GLL)

Affiorano in lenti poco potenti solitamente allungate in direzione N-S; lo spessore è stimato da LUALDI (1991) 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 pluridecimetrici, e infine dolomie e brecce di tipo evaporitico passanti a carniole. Nonostante la rielaborazione metamorfica, la stratificazione è generalmente ben riconoscibile, mentre lo sviluppo del clivaggio è poco pervasivo.

Vista l'eterogeneità di questa formazione LUALDI (1991) individua tre litozone, che sono dal basso la *litozona calcarea*, la *litozona calcareo argillitica* e la *litozona calcareo - dolomitica*. La *litozona calcarea* comprende le biospariti e le biomicriti; la *litozona calcareo argillitica* comprende i calcari e i calcari marnosi; la *litozona calcareo - dolomitica* comprende i calcari cristallini. Tuttavia, stante la limitata estensione degli affioramenti di questa formazione, non è stata qui operata la distinzione cartografica di queste tre litozone.

LUALDI (1991) interpreta l'ambiente di formazione come un ciclo trasgressivo - regressivo, che inizia con facies evaporitico - lagunari, cui succedono livelli subtidali, fino a euxinici; verso l'alto della formazione si instaurano condizioni da peritidali a evaporitiche.

Nonostante il contenuto paleontologico sia localmente abbondante, fino a facies a lumachella, i *markers* paleontologici sono scarsi; l'età della formazione può comunque essere collocata nell'intervallo Retico - Hettangiano p.p.? (DELFRATI *et alii*, 2000), anche per analogia con le successioni pre-Piemontesi dell'unità di Arnasco - Castelbianco (LUALDI, 1986, 1991).

calcari di Lencisa (LEN)

Affiorano in alcuni piccoli corpi nella zona di Lencisa - Inopiano e Gallaneto - Neppiane. Si tratta di metacalcari grigi, grigio-neri e nocciola, biancastri all'alterazione, con liste e noduli di selce, con intercalazioni di livelli metapelitici. Nella parte basale sono intercalati livelli di *pebbly limestone* a clasti calcarei, noduli ferromanganesiferi e fosfatici.

La stratificazione è di solito ben riconoscibile e gli strati sono di potenza decimetrica. Lo spessore della formazione è stimato da LUALDI (1991) in circa 200 m. La parte organogena è rappresentata da belemniti, ammoniti fosfatizzate, gasteropodi, crinoidi, echinidi, coralli e foraminiferi. La stratificazione è di solito ben riconoscibile e il clivaggio più o meno evidente nei diversi litotipi. L'età della formazione è attribuibile al Sinemuriano - Pliensbachiano, con possibile esten-

sione (LUALDI, 1991) a tutto il Lias. La distinzione rispetto ai contigui Calcari di Gallaneto non è sempre agevole. La disposizione dei clasti e dei fossili suggerisce ri-deposizione lungo paleo-pendii con accumulo di materiali provenienti da paleo-rilievi a ridotta sedimentazione (LUALDI, 1991), anche con formazione di *hard-ground*.

meta-argilliti di Bessega (MBG)

Affiorano in corpi allungati in direzione N-S e in corpi più potenti nella zona di Lencisa - Torbi e Caffarella - Isoverde. 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.

4.3.3 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ARENZANO

Affiora in corrispondenza del Promontorio che limita ad ovest l'abitato di Arenzano e lo divide dalla Valle del Lerone. Verso nord è tettonicamente accostato all'Unità Voltri, secondo un sistema di faglie dall'andamento E-W. Le stesse faglie limitano gli affioramenti di marne plioceniche, immediatamente a settentrione, e determinano l'alto strutturale e morfologico del Promontorio. L'Unità è costituita da un complesso polimetamorfico di gneiss, anfiboliti e mica-scisti, con impronta metamorfica varisica e da una sequenza monometamorfica, che comprende metavulcaniti intermedie, quarziti, metadolomie e scisti filladici (CORTESOGNO & FORCELLA, 1978).

Le relazioni tra i due complessi, probabilmente di originaria natura stratigrafica, sono attualmente poco riconoscibili, sia per l'intensa rielaborazione durante l'evento tettono-metamorfico alpino, sia per le pessime condizioni di affioramento. Le rocce cristalline mostrano un'evoluzione metamorfica complessa: alla storia metamorfica polifasica prealpina, che termina con un evento in facies anfibolitica, fa seguito un episodio alpino in condizioni di AP, a sua volta seguito dalla parziale sovrainpronta in facies Scisti Verdi. Nonostante le caratteristiche litologiche rendano poco agevole la definizione del grado metamorfico, quarziti e metadolomie sembrano condividere la sovrainpronta metamorfica alpina.

Le caratteristiche litologiche della successione corrispondono a quelle delle porzioni molto interne del dominio pre-Piemontese.

In Tav. 1 è riportata la carta geologica alla scala 1:10.000 del Promontorio di Arenzano.

Dal basso verso l'alto, l'Unità Arenzano è litologicamente costituita da (Fig. 26):
Complesso polimetamorfico:

- paragneiss di Vignazza;
- micascisti di Torretta Pallavicini.

Complesso monometamorfico:

- metandesiti di Punta San Martino;
- metarenarie quarzitiche della Pineta di Arenzano;
- dolomie di Cogoleto;
- scisti filladici del Quadrifoglio.

Nessuna determinazione di età è disponibile per le rocce cristalline, mentre metadolomie e quarziti non hanno contenuto fossile; l'età delle rocce dell'Unità Arenzano è quindi sconosciuta. In mancanza di datazioni dirette le età corrispondenti possono essere dedotte per confronto con le analoghe successioni delle Alpi Liguri. Le metandesiti appartengono verosimilmente al ciclo calcareo Carbonifero sup. - Permiano inf. (CORTESOGNO *et alii*, 1998), mentre le metarenarie e i metaconglomerati comprendono termini equivalenti al Verrucano alpino e alle quarziti del Triassico inf. Dolomie e scisti filladici hanno caratteristiche corrispondenti a quelle delle successioni triassico - liassiche alpine. Le vulcaniti localmente intercalate alle Dolomie sono generalmente attribuite al Triassico medio. Per le altre rocce cristalline è ipotizzabile una generica età pre-namuriana. L'evento in facies anfibolitica del basamento polimetamorfico può essere considerato pre-varisico, per correlazione con i basamenti di Savona - Calizzano (DESMONS *et alii*, 1999).

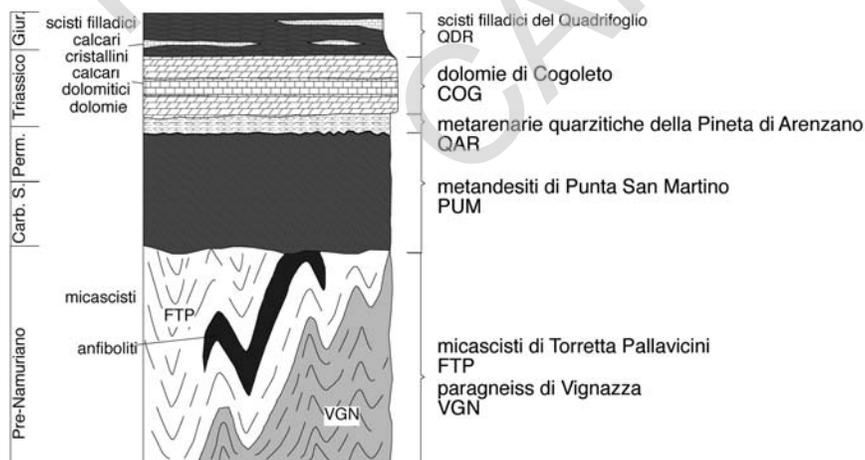


Fig. 26 - Successione dell'Unità Arenzano. Non in scala.

**Complesso polimetamorfico:
paragneiss di Vignazza (VGN)**

Sono il litotipo più abbondante e costituiscono un grosso corpo allungato in direzione SO-NE. Si presentano a grana fine, localmente con tessitura occhiadina, talvolta passanti a micascisti con relitti di cianite e staurolite. La paragenesi prealpina comprende quarzo, plagioclasio, miche bianche, biotite e K-feldspato nelle facies occhiadine. Magnetite, apatite, tormalina zirconio e in qualche caso granato, sono gli accessori più frequenti. Gli gneiss a grana fine presentano una bancatura dovuta all'alternanza di livelli arricchiti in miche, intervallati di 20 - 30 cm. Localmente sono presenti lenti a composizione di ortogneiss, con quarzo e K-feldspato a tessitura occhiadina. La derivazione più probabile è da un protolite arenitico, con livelli pelitici e di metarioliti. La rielaborazione alpina si esplica con intensità diseguale: nelle parti meno rielaborate porta alla deformazione con ricristallizzazione del quarzo e alla trasformazione dei feldspati in aggregati saussuritici. In alcune parti la rielaborazione è più intensa, con formazione di una scistosità alpina, che si sovrappone più o meno completamente alle foliazioni precedenti e contemporanea ricristallizzazione di miche bianche, cloritizzazione della biotite, crescita di albite ocellare e ricristallizzazione del quarzo. L'età presunta è pre-namuriana.

micascisti di Torretta Pallavicini (FTP)

Affiora in corrispondenza di Torretta Pallavicini, poco a NE di essa e lungo la spiaggia di Marina Grande, in direzione ovest. Consistono di micascisti associati ad anfiboliti e subordinati marmi ad orneblenda.

I micascisti sono costituiti da scisti micacei grigi e grigio-verdastri. La scistosità è sottolineata da letti di miche, separati da livelli quarzosi e quarzoso feldspatici, talora con grossi individui di granato. L'associazione mineralogica pre-alpina comprende mica bianca, biotite, quarzo, plagioclasio, granato, biotite, cianite, staurolite, orneblenda e altri minerali accessori. La rielaborazione alpina provoca la ricristallizzazione di miche bianche, biotite e quarzo e provoca la destabilizzazione di cianite, staurolite, feldspati e granato. Il protolite può essere individuato in un'arenaria quarzoso-pelitica.

Al contatto con le anfiboliti i micascisti sfumano in scisti a biotite e granato, nei quali decresce la percentuale di quarzo, plagioclasio e mica bianca, mentre aumenta quella della biotite dell'orneblenda e del granato, in grandi individui di dimensioni centimetriche.

Le anfiboliti sono ad orneblenda e plagioclasio, di colore verde scuro. Affiorano sia in giacitura massiccia e in banchi potenti diversi metri, sia in bande di spessore centimetrico. La paragenesi pre-alpina è rappresentata da orneblenda, plagioclasio, clinzoisite, apatite, rutilo, mentre la riequilibrio alpina provoca la cristallizzazione di albite, actinolite, epidoto, clorite, titanite, mica bianca e

magnetite. Per le anfiboliti a grana fine, il protolite può essere individuato in rocce a composizione basaltica, mentre per le anfiboliti a grana più grossolana è più probabile una derivazione da metavulcanoclastiti basiche. L'inquinamento da parte di materiale sedimentario carbonatico è evidenziato da intercalazioni di marmi ad orneblenda (CORTESOGNO & FORCELLA, 1978), fasciati da scisti biotitici a megablasti di granato. I carbonati sono prevalenti sull'orneblenda, che è parzialmente pseudomorfosata da tremolite e calcite. L'età presunta è pre-namuriana.

Complesso monometamorfico:
metandesiti di Punta San Martino (PUM)

Affiorano in corrispondenza del limite orientale del Promontorio di Arenzano, dove costituiscono gli affioramenti di Punta San Martino, alle spalle del porto di Arenzano e all'estremità occidentale, in Val Lerone. Sono costituite da metabasiti a tessitura blastomilonitica, per lo più derivanti dalla rielaborazione metamorfico - strutturale alpina di vulcaniti andesitiche. La paragenesi è costituita da albite, epidoto, actinolite, mica bianca, biotite, titanite e magnetite. Sono presenti anche rari relitti di orneblenda ignea e molto rari di anfibolo sodico. Verso il contatto con i paragneiss sono presenti metarioliti ignimbristiche, a fenocristalli centimetrici di K-feldspato, plagioclasio e quarzo in matrice con fengite prevalente. Verso nord passano gradualmente a metagrovacche a K-feldspato, plagioclasio e quarzo, scistose, a tessitura occhiadina, sottolineata da grandi cristalli deformati, principalmente di K-feldspato. La derivazione è da vulcaniti acide e sedimenti detritici a granulometria variabile, da conglomerati ad arenarie grossolane (CORTESOGNO & FORCELLA, 1978). L'età presunta è compresa tra il Carbonifero superiore e il Permiano inferiore.

metarenarie quarzitiche della Pineta di Arenzano (QAR)

Affiorano in bande ad andamento E-O e sono costituite da quarziti compatte con tessitura da milonitica a listata, spesso deformati da *shear band*. Sono presenti frequentemente tessiture blastopsammitiche e talora blastopsefitiche. Alcuni livelli sono particolarmente arrossati e contengono alta percentuale di feldspato. Nella porzione basale sono presenti anche rari livelli di microconglomerati monogenici a ciottoli arrotondati di quarzo rosa. I principali costituenti mineralogici sono quarzo, K-feldspato, miche bianche e zircone accessorio. I clasti di quarzo detritico sono fasciati da una matrice quarzitica a grana fine e il rapporto matrice/clasti relitti varia con il grado di deformazione e di ricristallizzazione. Al tetto sono coperte in contatto stratigrafico dalle dolomie di Cogoleto (settore NE del promontorio di Arenzano) o da scisti filladici (torrente Lerone). L'età presunta è compresa tra il Permiano superiore e il Triassico inferiore.

dolomie di Cogoleto (COG)

Affiorano in sottili bande ad andamento E-O, immediatamente a settentrione delle rocce cristalline e delle quarziti. Il nome formazionale deriva dalla cittadina immediatamente ad ovest di Arenzano, fuori dell'area del Foglio Genova, a nord della quale ci sono belle esposizioni di queste rocce. Le dolomie sono volumetricamente prevalenti, associate a subordinati calcari dolomitici; la tessitura è prevalentemente massiccia, più raramente debolmente scistosa. Sono presenti anche piccole masse di carnioli e dolomie cariate giallo-ocra, ricche di quarzo, albite e miche. La stratificazione non è quasi mai riconoscibile, anche a causa di un'intensa tettonizzazione, testimoniata da una fitta fratturazione. Per questo motivo e per la rielaborazione metamorfica, non è riconoscibile alcun contenuto paleontologico. I carbonati si presentano molto ricristallizzati, a grana molto fine, con presenza di pochi altri minerali, tra cui quarzo, albite e miche bianche. L'età presunta è Triassico medio.

scisti filladici del Quadrifoglio (QDR)

Affiorano in Val Lerone, in un sottile orizzonte ad andamento NE-SO, immediatamente a settentrione delle metarenarie quarzitiche. Sono costituiti da scisti filladici grigio scuri fino a nerastri, con intercalazioni di calcari cristallini. L'età presunta è compresa tra il Triassico superiore e il Giurassico.

4.4 - SUCCESSIONE DEL BACINO TERZIARIO PIEMONTESE

Nell'area del Foglio Genova, il Bacino Terziario Piemontese consiste di formazioni clastiche, che rappresentano il risultato della detritazione della catena alpina, conseguente al suo sollevamento, nel periodo da tardo- a post-orogenco: appare quindi come un bacino da tardo- a post-orogeno, 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; MUTTI *et alii* (1995) lo definiscono anche un bacino epi-mesoalpino, nel senso che si imposta sui vari domini alpini strutturati dalla fase Mesoalpina. Molte di queste caratteristiche non sono tuttavia osservabili nei limitati affioramenti compresi nell'area del Foglio Genova, costituiti da breccie e conglomerati.

Dal basso verso l'alto sono state distinte:

- breccie della Costa di Cravara;
- conglomerati di Savignone;
- formazione di Molare.

brecce della Costa di Cravara (CRA)

Affiorano nella parte settentrionale del Foglio e in altri ridotti affioramenti nella parte centrale e meridionale. La definizione formazionale deriva dagli affioramenti della Costa di Cravara, località che si trova però al di fuori dell'area del Foglio Genova. Si tratta di brecce eterometriche, per lo più arrossate, non stratificate (Fig. 27).

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. Nell'area del Foglio Genova, nonostante campionature mirate, non è stato rinvenuto alcun contenuto paleontologico. Le brecce della Costa di Cravara sono dubitativamente attribuite all'Eocene sup. - Oligocene inf.



Fig. 27 - Brecce della Costa di Cravara, a clasti di serpentiniti. Bacino Terziario Piemontese, Costa di Cravara.

(ALLASINAZ *et alii*, 1971), sulla base della loro posizione stratigrafica sottostante la formazione di Molare, la cui età è relativamente ben determinata paleontologicamente.

conglomerati di Savignone (SAV)

Affiorano nella parte nord-orientale del Foglio, in affioramenti che comprendono gli orizzonti stratigraficamente più bassi dei conglomerati di Savignone, costituiti da conglomerati poligenici, eterometrici, mal classati, con clasti da subangolosi a ben arrotondati, di dimensioni variabili da qualche mm a diversi m, paleontologicamente sterili. L'età presunta è oligocenica. La tessitura è clasto-sostenuta e la matrice è prevalentemente arenaceo - pelitica, con subordinato cemento calcitico (Fig. 28).

Sono frequenti le intercalazioni di lenti di arenarie grossolane e siltiti argillose. La stratificazione è spesso poco distinta; ove sia osservabile, la potenza degli strati è molto variabile, da decimetrica a plurimetrica. Gli strati sono disorganizzati o caratterizzati da una grossolana isorientazione dei ciottoli appiattiti, o da una grossolana gradazione diretta, o da clasti verticalizzati casualmente distribuiti nello strato. La deposizione avveniva, soprattutto per gli orizzonti basali come

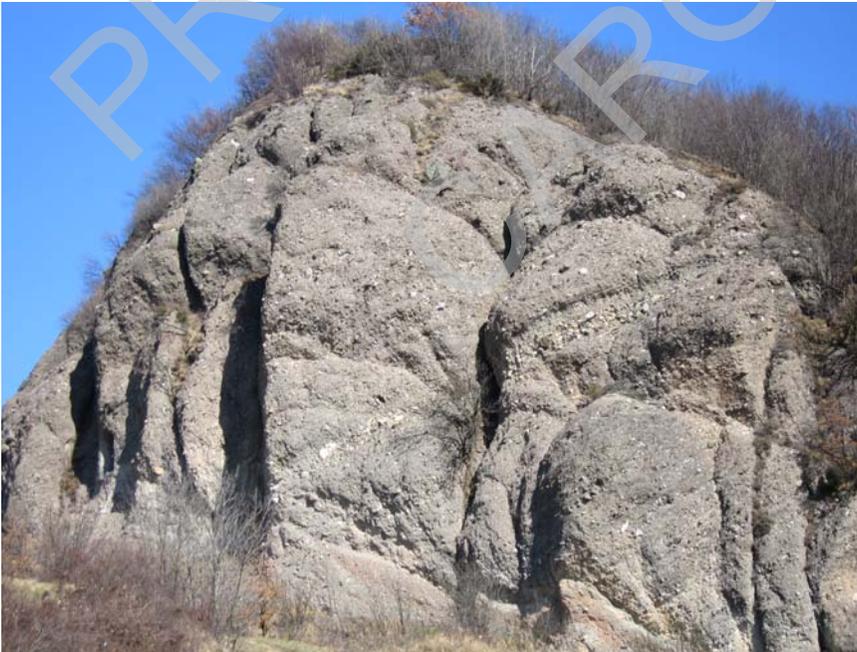


Fig. 28 - Bastionata di conglomerati di Savignone. Bacino Terziario Piemontese, Bastia.

quelli compresi nell'area di nostro interesse, su un substrato dalla morfologia irregolare, con riempimenti di depressioni preesistenti. La superficie di appoggio sul substrato pre-oligocenico è quindi geometricamente irregolare e spesso non è congruente con le giaciture della stratificazione. Queste caratteristiche suggeriscono un apparato deposizionale di *fan-delta* contigui e coalescenti.

Nei clasti sono rappresentati per lo più i calcari della formazione del Monte Antola e in modo subordinato basalti di basso grado metamorfico, forse attribuibili all'Unità Figogna. Nonostante in letteratura sia segnalata la presenza di microfaune a foraminiferi, nell'area del Foglio Genova questi conglomerati sono del tutto sterili. Ove osservabile la stratificazione presenta inclinazioni generalmente deboli verso nord.

formazione di Molare (MOR)

Affiora nella parte settentrionale e nord-occidentale del Foglio. La formazione di Molare è costituita da conglomerati poligenici, eterometrici, a tessitura granostenuta, con clasti arrotondati di dimensioni variabili da qualche mm a diversi m, localmente fino alla decina di m. La stratificazione è spesso poco distinta o assente; ove sia osservabile, la potenza degli strati va da metrica a plurimetrica, con frequenti fenomeni di clinostratificazione. I conglomerati della formazione di Molare ricoprono in successione stratigrafica le brecce della Costa di Cravara; il nome formazionale deriva dalle esposizioni nei pressi di Molare, cittadina ad NO di Rossiglione, fuori dall'area del Foglio Genova. Nell'area di interesse i tipi litologici rappresentati nei clasti sono principalmente quelli dell'Unità Voltri e delle unità di crosta oceanica. Anche per i conglomerati di Molare la deposizione avveniva, soprattutto per gli orizzonti basali come quelli compresi nell'area di nostro interesse, su un substrato dalla morfologia irregolare, con riempimenti di depressioni preesistenti. La superficie di appoggio sul substrato pre-oligocenico è quindi geometricamente irregolare e spesso non è congruente con le giaciture della stratificazione. Queste caratteristiche suggeriscono un apparato deposizionale di *fan-delta* contigui e coalescenti, con associazioni di facies da prossimali a intermedie (GNACCOLINI, 1982; MUTTI *et alii*, 1995).

Procedendo verso l'alto stratigrafico, la successione comprende livelli arenacei e marnosi, il cui contenuto paleontologico ne permette l'attribuzione all'Oligocene (ALLASINAZ *et alii*, 1971; TURCO *et alii*, 1994). Tuttavia nell'area del Foglio Genova sono compresi solo gli orizzonti relativamente bassi della successione, schiettamente conglomeratici, con stratificazione poco distinta o assente, paleontologicamente del tutto sterili.

Come si vede, per la formazione di Molare sono valide la maggior parte delle osservazioni fatte per i conglomerati di Savignone, con i quali presentano molte analogie, compresa l'età, oligocenica, ad essi comunemente attribuita. A distinguere le due formazioni è unicamente la diversa alimentazione.

Nei clasti dei conglomerati di Savignone sono rappresentati per lo più i

calcari della formazione del Monte Antola e in modo subordinato i basalti dell'Unità Figogna, mentre non sono rappresentate le metaofioliti di AP-BT delle unità di crosta oceanica che affiorano nella parte centro-occidentale della carta; non sono noti corpi conglomeratici con caratteristiche di alimentazione mista. I conglomerati di Savignone affiorano ad est dello Scrivia, mentre i conglomerati della formazione di Molare ad ovest; il corpo conglomeratico di Fraconalto, in posizione relativamente isolata, ha le caratteristiche dei conglomerati della formazione di Molare.

Secondo DI BIASE & PANDOLFI (1999a, 1999b) questa differenza di alimentazione non riflette solo una banale differenza della natura del substrato in detritazione, la quale da sola non giustificherebbe l'istituzione di una diversa formazione, ma sarebbe controllata dal livello strutturale raggiunto dall'erosione nell'ambito della pila delle falde dell'edificio orogenico. I conglomerati di Savignone testimoniano l'erosione delle unità a flysch in posizione strutturale relativamente sommitale, mentre i conglomerati della formazione di Molare testimoniano l'erosione delle unità a metamorfismo di AP-BT di posizione strutturale più profonda, riflettendo una fase più matura di sollevamento della catena/approfondimento dell'erosione; da questo punto di vista quindi i conglomerati di Savignone dovrebbero essere più antichi di quelli di Molare.

Tale ipotesi non è al momento supportata da evidenze paleontologiche, nè da evidenze geometriche, visto che i corpi conglomeratici con differenti caratteristiche non vengono mai a contatto, ma è stata comunque accolta e la legenda è stata strutturata di conseguenza.

4.5 - DEPOSITI PLIOCENICI

Sono rappresentati dalla sola formazione delle argille di Ortovero.

argille di Ortovero (ORV)

Sono costituite da argille marnose, marne, siltiti 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 brecce e conglomerati (ORV_b), 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, Arenzano), 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) e di Arenzano 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 pressochè continua tra la Stazione Marittima e Piazza Cavour, anche qui al di sotto dei depositi alluvionali e nella zona di Carignano.

Le macrofaune nelle zone di Genova centro e Genova ovest (Borzoli) sono piuttosto abbondanti: le Collezioni storiche dell'Università di Genova (Dip. Te.Ris.) conservano numerosi ed interessanti esemplari di invertebrati (soprattutto malacofaune) e vertebrati marini spesso in ottimo stato di conservazione, trovati durante i grandi lavori di urbanizzazione tra fine dell'800 e inizi del '900 e studiati da vari autori (ISSEL, 1876, 1877, 1910; DELLA CAMPANA, 1890; MASTRORILLI, 1969).

Negli attuali limitati affioramenti di Genova ovest e Arenzano i macrofossili, rappresentati principalmente da frammenti di Ostreidi e Pectinidi, sono localmente numerosi, ma di scarso significato stratigrafico.

Per quanto riguarda le microfaune, abbondanti in tutti i settori esaminati, per le aree cittadine dove il Pliocene attualmente non è più affiorante (Genova est, Genova centro) sono stati presi in esame dati, sia di recente pubblicazione che inediti, derivanti da sondaggi e scavi, mentre sono stati ricampionati gli affioramenti ancora accessibili (Genova ovest e Arenzano).

Per gli schemi biozonali è stato fatto riferimento a SPROVIERI (1992, 1993) e RIO *et alii* (1994) per i Foraminiferi planctonici; AGIP (1982) per i Foraminiferi bentonici; BARRON (1985) per le Diatomee; RIO *et alii* (1990) per il Nannoplancton calcareo.

Procedendo da est verso ovest sono state individuate le seguenti situazioni.

Genova est: San Martino - Via Isonzo

Nell'associazione a Foraminiferi planctonici, caratterizzata dalla dominanza di *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides* (*G. gomitulus*, *G. sacculifer* e *G. trilobus*), *Orbulina universa*, *Neogloboquadrina acostaensis* e *Globorotalia* spp, non sono stati evidenziati *markers* significativi (NEGRI *et alii*, 1997). Nell'ambito delle forme bentoniche, prevalenti rispetto al plancton, la rilevante presenza di *Bolivina* (*B. placentina* e *B. punctata*), *Marginulina* (*M. costata*, *M. glabra*), *Uvigerina rutila* e varie specie di *Lenticulina* ha permesso l'attribuzione alla Zona ad *Uvigerina rutila* e *Marginulina* spp. comprendente tutto il Pliocene inferiore (NEGRI *et alii*, 1997). A San Martino è stata però individuata una ricca microflora a Diatomee riferibile, in base alla presenza di *Fragilariopsis cylindrica*, *F. reinholdii*, *F. fossilis* e *Thalassiosira oestrupii* e all'assenza di *Fragilariopsis jouseae*, alla zona a *Thalassiosira convexa* subzona c, che individua la parte bassa

(non basale) del Pliocene inferiore (BONCI *et alii*, 1993). Inoltre il nannoplancton calcareo individua la zona MNN 12 (*Amaurolithus tricorniculatus*) della parte bassa dello Zancleano (Pliocene inferiore) (NEGRI *et alii*, 1997). In base a questi dati gli autori citati hanno proposto un'attribuzione alla zona a Foraminiferi planctonici MPL 1 non basale (ossia post-acme *Sphaeroidinellopsis*).

Genova centro: Via Serra - De Ferrari e Porto Antico (Calata Gadda)

In Via Serra l'associazione a Foraminiferi planctonici differisce da quella di Genova est soprattutto per la presenza di *Sphaeroidinellopsis seminulina*, frequente, ma non abbondante; questo dato, unitamente all'assenza di *Globorotalia margaritae*, ha permesso di identificare la parte alta della zona MPL 1 (post acme-*Sphaeroidinellopsis*). Per quanto riguarda Foraminiferi bentonici e Nannoplancton calcareo la situazione invece non presenta variazioni. (NEGRI *et alii*, 1997). Per De Ferrari e Porto Antico la presenza del marker zonale *Globorotalia margaritae* (MASTRORILLI, 1969; NEGRI *et alii*, 1997; dati inediti) individua la zona MPL 2 del Pliocene inferiore (Zancleano).

Genova ovest: Borzoli - Voltri (Villa Duchessa di Galliera)

Le associazioni a Foraminiferi nelle due località sono ben comparabili; la rara presenza di *Sphaeroidinellopsis* oltre che di bentonici riferibili alla Zona ad *Uvigerina rutila* e *Marginulina* spp. fa individuare la Zona MPL 1 parte alta (post-acme *Sphaeroidinellopsis*). Per quanto riguarda la zona MPL 2, essa è chiaramente individuabile a Borzoli grazie alla discreta presenza di *Globorotalia margaritae* (vedi anche da GIAMMARINO & TEDESCHI, 1980), mentre a Voltri è più dubitativa, essendo stato trovato un solo esemplare del marker zonale.

Arenzano

I dati sono relativi alla zona di Terralba e derivano sia da campioni di affioramenti non più accessibili (vedi NEGRI *et alii*, 1997) sia da nuove campionature. NEGRI *et alii* (1997) individuano, in base alle associazioni a Foraminiferi planctonici e al nannoplancton calcareo, una situazione analoga a quella di Genova centro.

In conclusione sia per i settori di Genova che per il settore di Arenzano la formazione delle argille di Ortovero è riferibile allo Zancleano inferiore in un intervallo compreso tra parte alta della zona MPI 1 (post-acme *Sphaeroidinellopsis*) e zona MPI 2.

4.6 - DEPOSITI QUATERNARI

Nell'ambito di questi depositi sono stati distinti:

- breccie di San Pietro ai Prati;
- depositi marini terrazzati;
- depositi alluvionali terrazzati;
- depositi periglaciali;
- depositi marini in evoluzione;
- depositi alluvionali in evoluzione;
- coltri eluvio-colluviali;
- detriti di falda;
- depositi di frana.

Oltre a questi depositi occorre segnalare piccoli e poco potenti corpi di breccie, che ricoprono le rocce del substrato nel letto dei torrenti Branega e Acquasanta, non cartografati a causa della limitatissima estensione. Sono costituiti da breccie poligeniche a cemento carbonatico giallastro e da depositi travertinosi sia massivi sia stratificati. Il loro aspetto può ricordare le breccie della Costa di Cravara, dalle quali si distinguono per il cemento, che in questo caso è carbonatico. Affiorano sempre in corrispondenza o nelle immediate vicinanze di sorgenti e venute d'acqua, alle quali è legata la precipitazione del carbonato di calcio.

breccie di San Pietro ai Prati (PTP)

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.

depositi marini terrazzati (g_{n1-4})

Depositati prevalentemente ghiaiosi, presenti a quote elevate rispetto all'attuale livello del mare. Sono spesso coperti da una coltre colluviale e risultano sovente pedogenizzati.

depositi alluvionali terrazzati (b_{n1-4})

Sono posti a quote più elevate rispetto agli alvei attuali e sono costituiti da de-

positi ghiaiosi e sabbiosi, di spessore variabile. Analogamente ai depositi marini sono spesso coperti da colluvio e pedogenizzati.

depositi periglaciali (e₇)

Accumuli di blocchi, in cui le azioni di soliflusso e geliflusso hanno conferito caratteristiche gradazioni, selezioni e strutture al materiale depositato; clasti di dimensioni variabili da 50 a 100 cm e oltre.

depositi marini in evoluzione (g)

Depositati delle spiagge attuali, prevalentemente ghiaiosi.

depositi alluvionali in evoluzione (b)

Sono depositi prevalentemente ghiaiosi, anche se talvolta sono presenti blocchi e/o materiali fini, che costituiscono gli alvei attuali e le aree adiacenti. La risalita del mare e il sollevamento dell'area durante l'Olocene hanno favorito l'aggradazione dei depositi alluvionali delle piccole pianure costiere e la genesi di evidenti terrazzi fluviali. Riguardo alle pianure costiere recenti indagini geognostiche hanno messo in evidenza uno spessore di oltre 60 m della coltre alluvionale del Torrente Polcevera nella zona di foce, confermando la presenza della struttura del *canyon* sottomarino anche nella porzione emersa del margine. In questo caso i depositi alluvionali grossolani sono alternati, negli ultimi 25 m, a depositi fini che hanno rivelato età olocenica (BRANDOLINI *et alii*, 2002).

coltri eluvio-colluviali (b₂)

Coperture detritiche sviluppatesi 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.

detriti di falda (a₃)

Depositati 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.

depositi di frana (a.)

I depositi di frana cartografati derivano dall'integrazione di dati rilevati sul terreno con le risultanze dell'analisi fotointerpretativa e delle informazioni provenienti dai principali studi sul territorio (Progetto AVI, Piani Stralcio di Bacino del versante tirrenico, Piano Stralcio per l'Assetto Idrologico del Fiume Po, Progetto IFFI). Sono costituiti da accumuli caotici di materiali litoidi in matrice argillosa più o meno abbondante, talora con impianto di vegetazione.

I corpi di frana, distinti in base alla presenza di indizi di evoluzione, anche se tale informazione non è stata riportata, interessano tutta l'area del Foglio: le tipologie risultano diversificate in funzione principalmente delle caratteristiche litologiche e del condizionamento tettonico - strutturale.

Le frane che interessano la coltre eluvio-colluviale hanno tipologia traslazionale e di colata (*soil slip* e *debris flow*), sono generalmente innescate da precipitazioni brevi ed intense ed interessano tutti i litotipi presenti nel foglio. I crolli sono relativamente rari e si manifestano quasi esclusivamente in gabbri, serpentiniti, calcescisti e calcari marnosi. Scorrimenti rotazionali si manifestano prevalentemente nelle fasce milonitizzate delle unità ofiolitifere, in genere al contatto tra serpentinoscisti e metagabbri, mentre scorrimenti traslativi si manifestano quasi esclusivamente nei flysch.

PROGETTO
CARG

5 - TETTONICA, DEFORMAZIONI E RELAZIONI CON IL METAMORFISMO

In tutte le unità tettoniche e tettonometamorfiche è stata riconosciuta una storia deformativa polifasica caratterizzata principalmente dalla sovrapposizione di strutture plicative. Le fasi deformative riconoscibili in ciascuna unità saranno individuate con l'uso di un deponente, partendo dalle deformazioni più antiche che possono essere riconosciute e correlate alla scala di un'intera unità. Così per deformazione D_1 si intende la più antica, per D_2 la deformazione successiva in senso temporale e così via. La storia deformativa verrà descritta separatamente per ogni unità tettonica e le fasi deformative, anche se hanno la stessa posizione nella cronologia della deformazione, possono non avere nelle diverse unità lo stesso significato e la stessa età. Quindi la deformazione D_1 riconosciuta in una certa unità non corrisponde necessariamente alla deformazione D_1 riconosciuta in un'altra unità.

5.1 - UNITÀ TETTONICA ANTOLA

L'Unità Antola ha la posizione strutturale più elevata ed è sovrascorsa sulle Unità Liguri Interne. Rispetto a queste ultime, l'Unità Antola presenta un grado minore di tettonizzazione nonostante siano presenti più fasi di piegamento (MARINI, 1981). Le condizioni metamorfiche delle deformazioni sono confinate alla diagenesi.

All'interno dell'Unità Antola è stata riconosciuta una storia plicativa polifasica caratterizzata da almeno due fasi deformative principali e due fasi secondarie.

La prima fase deformativa (D_1) è caratterizzata da pieghe (F_1) da chiuse ad aperte (angolo tra i fianchi compreso tra 30° e 80°) con dimensioni variabili da metriche a chilometriche. Le pieghe F_1 sono molto diffuse sia alla scala dell'af-

fioramento sia alla scala cartografica e sono caratterizzate da estesi fianchi rovesciati e superfici assiali debolmente inclinate. La geometria di queste pieghe è di tipo parallelo compresa nelle classi 1a, 1b ed 1c di RAMSAY (1967). Nelle argilliti le pieghe F_1 sono subsoclinali e fortemente non cilindriche. Gli assi A_1 relativi alle pieghe F_1 hanno direzioni prevalenti comprese fra 80° e 120° , con deboli immersioni assiali. La foliazione associata a queste pieghe immerge prevalentemente verso E (Fig. 29) e, nei litotipi calcareo-marnosi, forma generalmente un ventaglio divergente rispetto alla superficie assiale.

Il senso di ribaltamento delle strutture risulta verso O.

Nell'Unità Antola alla prima fase può essere associato lo scollamento di base a livello delle argilliti di Montoggio e la conseguente laminazione e milonisi-cataclasi di questa formazione. A livello del contatto tra le due formazioni che costituiscono questa Unità, solo raramente si possono osservare pieghe F_1 che le coinvolgono entrambe; un caso piuttosto evidente si osserva lungo la strada per Castel di Pino. In ogni caso vicino al contatto si osservano piegamenti fortemente disarmonici.

La seconda fase deformativa D_2 è caratterizzata da pieghe F_2 da chiuse a mediamente aperte, che nelle successioni calcareo-marnose assumono spesso geometria cuspidata con evidenti *fan* del clivaggio sia convergenti sia divergenti in cerniera e una frequentissima rifrazione al passaggio tra livelli a differente grado di competenza. Nei livelli argillitici la spaziatura del clivaggio varia da submillimetrica (*slaty cleavage* nei livelli argillosi) a millimetrica; in quelli calcarei ed arenacei la spaziatura diviene pluricentimetrica e la S_2 è classificabile come *spaced cleavage*. La superficie S_2 è accompagnata dallo sviluppo di *mullion*, frequenti strutture parassite e *shear vein* a quarzo o calcite. Le pieghe F_2 sono di tipo concentrico a lunghezza d'onda variabile in funzione delle caratteristiche

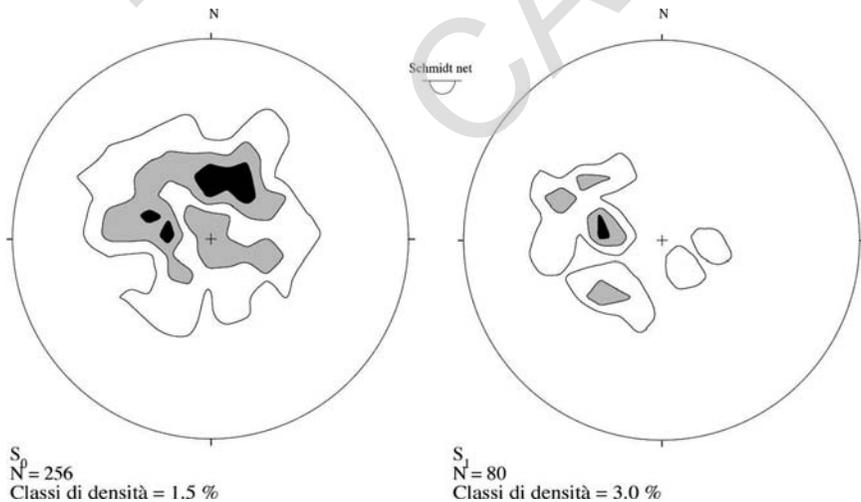


Fig. 29 - Proiezioni stereografiche della superficie di strato e di S_1 nell'Unità Antola.

litologiche della formazioni, con dimensioni fino a ettometriche; sono inoltre caratterizzate dalla associazione di *set* di *joint* sub-verticali. Le pieghe F_2 hanno superficie assiale da sub-verticale a mediamente inclinata verso O-SO. Gli assi delle pieghe F_2 sono dispersi, ma con prevalenza di direzioni circa N-S e NO-SE. La vergenza predominante delle strutture F_2 è verso N-NE.

Le strutture plicative associate alle deformazioni D_3 e D_4 sono meno evidenti sull'affioramento.

La terza fase D_3 è caratterizzata da pieghe generalmente aperte fortemente asimmetriche, con superficie assiale debolmente immergente verso O. Il piegamento è di tipo concentrico e sviluppato a livelli strutturali superficiali. A questo si associa un clivaggio di crenulazione raramente pervasivo e spesso presente solo nelle zone di cerniera.

La quarta fase D_4 è stata definita in quanto sono state riscontrate pieghe molto blande piuttosto rare che generano delle ondulazioni a grande lunghezza d'onda che non sembrano direttamente associabili alla D_3 . Hanno superficie assiale da sub-verticale a molto inclinata e con direzioni degli assi attorno a 120° - 140° debolmente inclinate, che ripiegano l'edificio strutturale. Si tratta di pieghe di tipo concentrico a grande lunghezza d'onda, individuabili a scala cartografica e caratterizzate dalla presenza di un sistema di *joint* sub-verticali. Le pieghe della fase D_4 sono riconoscibili anche nella successione del Bacino Terziario Piemontese; ciò indica che il loro sviluppo è post-oligocenico.

5.2 - LE ALTRE UNITÀ A FLYSCH

Le unità Ronco, Montanesi e Mignanego presentano un'evoluzione strutturale polifasica con caratteristiche strutturali e geometriche confrontabili. In generale sono presenti 4 fasi deformative che originano principalmente strutture a pieghe e zone di taglio. La correlazione diretta delle fasi deformative più antiche non è sempre possibile e per questo la storia deformativa verrà descritta separatamente per ogni unità tettonica. Questo motivo ha fatto anche preferire una divisione in tre unità distinte piuttosto che mantenere l'unica Unità della Val Polcevera, come proposto dagli autori in passato. Le fasi deformative, anche se hanno la stessa posizione nella cronologia della deformazione, possono non avere nelle diverse unità lo stesso significato e la stessa età.

Per quel che riguarda le condizioni metamorfiche delle deformazioni va precisato che in tipi litologici come quelli che costituiscono queste unità e in caso di grado metamorfico basso o bassissimo, la stima delle condizioni PT è sempre molto difficoltosa. In questi casi un approccio comunemente usato è lo studio dell'illite, che permette delle stime di temperatura sulla base della "crystalinità" e di pressione sulla base del parametro b_0 dell'illite. Tuttavia il metodo è influenzato anche da altri fattori, quali il grado di *strain*, il sito strutturale in cui viene eseguito il campionamento, il grado di orientazione preferenziale dei minerali e altri (KISCH, 1991). Sulla base di questo approccio, ELLERO (2000) fornisce delle

stime di T che vanno da 160° a 240° , con un aumento dal settore occidentale, strutturalmente più profondo verso i settori orientali, strutturalmente più superficiali; il valore della P, stimato sulla base del parametro b_0 , suggerisce profondità di seppellimento variabile tra 10 e 12 km, anche qui con un decremento da occidente verso oriente.

5.2.1 - UNITÀ TETTONICA RONCO

Nell'Unità Ronco la prima fase deformativa D_1 è caratterizzata da pieghe F_1 subsoclinali che presentano geometria simile (prevalentemente Classe 1C e 2, subordinate 1B, di RAMSAY, 1967). Le pieghe F_1 non sono frequenti in affioramento, ma la presenza della D_1 è evidente sia per la presenza di figure di interferenza tra pieghe F_1 e F_2 (principalmente del tipo 3 di RAMSAY, 1967) sia per la presenza di lineazioni di intersezione, lineazioni di crenulazione e strutture tipo *mullion* deformate attorno alle cerniere di pieghe F_2 .

Le pieghe F_1 sono generalmente cilindriche e presentano cerniere arrotondate e leggermente inspessite; nei litotipi più argillitici sono invece non cilindriche e i livelli di calcari subiscono fenomeni di *boudinage* e *necking* lungo i fianchi. Alle pieghe F_1 è associata una foliazione di piano assiale S_1 , generalmente non traspositiva, anche nelle zone di cerniera. Alla scala dell'affioramento la foliazione S_1 è facilmente riconoscibile nelle zone di cerniera delle pieghe F_1 mentre nei fianchi delle stesse pieghe risulta sub-parallela alla stratificazione e difficilmente distinguibile da essa o dalla fissilità (Fig. 30). La giacitura di S_1 è attorno a direzioni

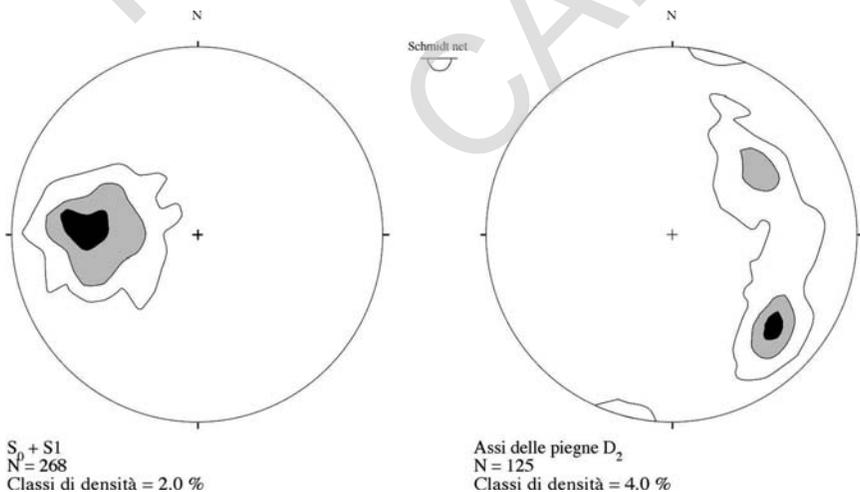


Fig. 30 - Proiezioni stereografiche della superficie di strato e di S_1 e degli assi delle pieghe D_2 nell'Unità Ronco.

meridiane, con immersioni verso E.

Nei litotipi argillitici la foliazione può essere definita come uno *slaty cleavage* poco evoluto associato a ricristallizzazione di albite + illite + clorite + calcite + quarzo ± ossidi. Nei più competenti litotipi calcareo-marnosi, la foliazione S_1 è meno penetrativa e può essere definita come uno *spaced cleavage*, che da luogo a fenomeni di rifrazione al passaggio tra le differenti litofacies. Alla prima fase D_1 si associano anche fenomeni di *pressure solution* con ricristallizzazione sin-cinematica di quarzo, calcite, clorite e illite e la formazione di un *set* di vene sintettoniche prevalentemente di tipo antitassiale (RAMSAY, 1980).

La seconda fase D_2 genera pieghe (F_2) che sono le più evidenti in affioramento, osservabili dalla scala del cm fino a quella dei 100 m. Sono pieghe prevalentemente cilindriche a geometria simile o parallele (classi 1C, 2 subordinatamente 1B di RAMSAY, 1967) con cerniere arrotondate; pieghe non cilindriche sono presenti nei litotipi argillitici. Nei litotipi arenitici e calcarei la S_2 è un clivaggio spaziato e non molto penetrativo, mentre nei litotipi argillitici la S_2 ha le caratteristiche di un *crenulation cleavage* penetrativo; alla scala microscopica lungo questa superficie non sono evidenti fenomeni di ricristallizzazione. Gli assi A_2 sono dispersi sulla S_2 (Fig. 30), che ha giaciture preferenziali con direzione N-S e inclinazioni medie verso E. L'interferenza delle F_2 sulle F_1 genera *pattern* di tipo 3 secondo la classificazione di RAMSAY (1967). Ove sia possibile riconoscere la polarità stratigrafica, le pieghe F_2 a scala cartografica sono prevalentemente strutture antiformali sinclinali e sinformi anticlinali.

Alcune caratteristiche delle pieghe F_2 , quali la geometria del profilo e la disposizione dei sistemi di *joint* e di vene sintettoniche, indicano per la realizzazione di queste pieghe sia un meccanismo del tipo *flexural slip*, sia meccanismi di tipo *tangential longitudinal strain* (RAMSAY, 1967). Sono frequenti fenomeni di *boudinage* e *necking* lungo i fianchi delle F_2 .

Alla fase D_2 segue una fase deformativa D_3 caratterizzata da pieghe (F_3) aperte con geometria parallela (classi 1B e 1C di RAMSAY, 1967) a scala ettometrica e pieghe a *chevron* o a *kink* di dimensione da metrica a ettometrica. Alle pieghe F_3 è associato un clivaggio classificabile come *spaced cleavage* e a volte strutture di tipo *pencil*. La superficie di clivaggio S_3 ha giaciture prevalentemente meridiane con immersione verso i quadranti occidentali (inclinazione media attorno a 60°-70°). Gli A_3 hanno direzione attorno a 0°-10° con deboli immersioni sia verso N che verso S. L'asimmetria delle strutture indica un ribaltamento delle stesse verso E.

La D_4 è stata definita in quanto sono presenti pieghe molto aperte a grande lunghezza d'onda, non correlabili direttamente alla D_3 ed è individuabile attraverso l'elaborazione dei dati strutturali. È caratterizzata da assi N-S e superficie assiale subverticale.

5.2.2 UNITÀ TETTONICA MONTANESI

L'analisi delle deformazioni nell'Unità Montanesi evidenzia la presenza di almeno 4 generazioni di strutture sovrapposte, anche se l'analisi strutturale è risultata piuttosto problematica a causa dell'estensione limitata degli affioramenti.

La fase deformativa definita D_1 , la più antica riconoscibile, è caratterizzata da pieghe F_1 subisoclinali spesso con carattere intrafoliare che presentano geometria simile (prevalentemente Classe 1c RAMSAY, 1967). Gli assi A_1 presentano una accentuata dispersione da imputare sia al carattere non cilindrico delle pieghe sia all'effetto delle fasi deformative seguenti. Si individua comunque una direzione preferenziale attorno a 70° - 120° con deboli immersioni. Alle pieghe F_1 è associata una foliazione di piano assiale S_1 , generalmente non traspositiva, anche nelle zone di cerniera, nella maggior parte dei casi parallela alla stratificazione, vista la geometria isoclinale delle pieghe. Ciò implica che sui fianchi delle pieghe, la S_1 sia difficilmente distinguibile dalla stratificazione o dalla fissilità. Nei litotipi argillitici la S_1 ha le caratteristiche di uno *slaty cleavage* pervasivo e in alcuni casi traspositivo. A scala microscopica lungo la S_1 si può osservare ricristallizzazione di albite + illite + clorite + calcite + quarzo \pm ossidi. La giacitura media di S_1 è circa N-S, con inclinazioni da medie a forti verso E (fig. 31).

In questa Unità si possono inoltre trovare zone di taglio caratterizzate da cataclasiti foliate parallele alla foliazione principale; queste zone di taglio possono essere correlate alla D_1 (ELLERO, 2000).

La fase D_2 sviluppa strutture del tutto confrontabili con quelle descritte per

l'Unità Ronco. Le pieghe F_2 sono le più frequenti in affioramento dalla scala metrica a quella ettometrica. La geometria delle pieghe F_2 cambia in relazione ai litotipi ma ricade prevalentemente nelle pieghe simili e parallele, classi 1B, 1C e 2 di RAMSAY (1967). Le superfici assiali delle pieghe F_2 sono orientate attorno a direzioni N-S, molto inclinate verso i quadranti orientali. Alle pieghe di questa generazione è associata una foliazione S_2 , disposta a ventaglio intorno al piano assiale, orientata N-S e immergente generalmente verso E, con inclinazioni elevate. Nei litotipi argillitici e pelitici la S_2 ha le caratteristiche di

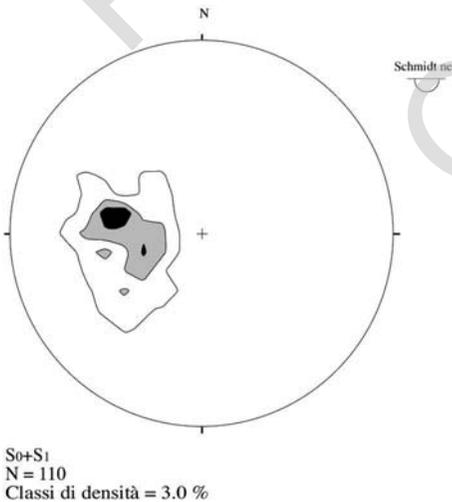


Fig. 31 - Proiezione stereografica della superficie di strato e di S_1 nell'Unità Montanesi.

un *crenulation cleavage* e di uno *slaty cleavage*, mentre nei litotipi arenitici è più spaziata e meno penetrativa. Lungo S_2 non sono evidenti fenomeni di ricristallizzazione. Gli A_2 mostrano una dispersione principalmente su una superficie coincidente con il piano assiale delle F_2 . Il senso di asimmetria delle pieghe e gli indicatori cinematici osservabili alla microscala suggeriscono una vergenza verso O (ELLERO, 2000).

La deformazione D_3 è espressa da pieghe cilindriche da aperte a molto aperte, parallele o sub-parallele. Si tratta di pieghe da decametriche a ettometriche e quindi sono meno frequenti alla scala dell'affioramento. Hanno piani assiali orientati N-S, sub-verticali, ma di preferenza immergenti verso O con forti inclinazioni. Gli assi sono anch'essi orientati N-S, con deboli inclinazioni sia verso N sia verso S. Alle pieghe D_3 è associata una foliazione spaziata poco pervasiva S_3 , disposta a ventaglio intorno ai piani assiali delle F_3 . La D_4 si rileva quasi esclusivamente a scala cartografica e dall'analisi dei dati strutturali che mostrano una dispersione delle S_3 .

5.2.3 - UNITÀ TETTONICA MIGNANEGO

La generazione di strutture più antica (D_1), non frequente in affioramento, è caratterizzata da pieghe (F_1) da strette a isoclinali con geometria simile, alle quali è associata una foliazione di piano assiale (S_1). Dove prevalgono le argilliti la S_1 ha le caratteristiche di uno *slaty cleavage* a volte associato a ricristallizzazione di albite + illite + clorite + calcite + quarzo \pm ossidi. Il clivaggio è nella maggior parte

dei casi parallelo alla superficie di stratificazione (Fig. 32) dalla quale diventa difficilmente distinguibile eccezione fatta per le zone di cerniera.

Nei litotipi più competenti (areniti e calcari) la foliazione S_1 è meno penetrativa (spaziatura tra 2 e 20 cm) e può essere definita come uno *spaced cleavage* con fenomeni di rifrazione al passaggio tra differenti litotipi. Gli assi A_1 hanno un'orientazione preferenziale attorno a NO-SE. Le asimmetrie delle pieghe, la giacitura di S_1 e gli indicatori cinematici suggeriscono vergenza prevalente verso SO.

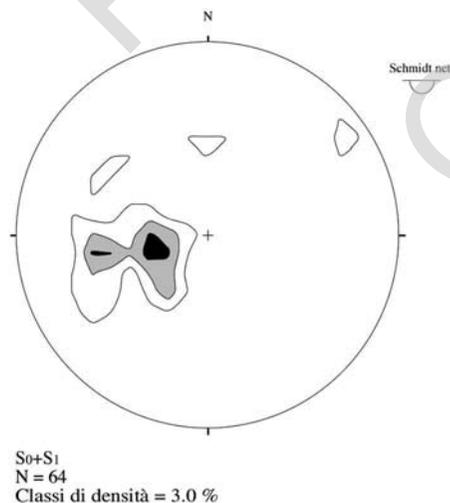


Fig. 32 - Proiezione stereografica della superficie di strato e di S_1 nell'Unità Montanesi.

Le pieghe F_2 legate alla

deformazione D_2 sono le più evidenti in affioramento. Sono pieghe prevalentemente cilindriche a geometria simile o parallele (classi 1C, 2 subordinatamente 1B di RAMSAY, 1967); pieghe non cilindriche sono presenti nei litotipi pelitici. Le F_2 sono osservabili dalla scala decametrica fino a quella dei 100 m. Nei litotipi argillitici la S_2 ha le caratteristiche di un *crenulation cleavage* penetrativo, mentre nei litotipi arenitici e calcarei è un clivaggio spaziato e meno penetrativo. Alla scala microscopica lungo S_2 non sono evidenti fenomeni di ricristallizzazione mentre è caratteristica una riorientazione dei minerali detritici (principalmente fillosilicati) e la deformazione della foliazione S_1 . L'interferenza delle F_2 sulle F_1 genera *pattern* di tipo 3, meno frequentemente di tipo 2 secondo la classificazione di RAMSAY (1967). La S_2 ha giaciture preferenziali con direzione N-S (tra 160° e 10°) e inclinazioni medie e immersioni verso E-NE. Gli assi A_2 hanno una dispersione sulla S_2 con massimi relativi attorno a direzioni 130° e 170° e immersioni sia verso N sia verso S. Nell'Unità di Mignanego laddove è possibile riconoscere la polarità stratigrafica, le F_2 sono prevalentemente strutture antifor-mi anticlinali e sinfor-mi sinclinali.

La D_3 ha generato pieghe (F_3) aperte, parallele (classi 1B e 1C di RAMSAY, 1967) e pieghe a *chevron* o a *kink* di dimensione da metrica a ettometrica. Le pieghe F_3 sono comunque raramente distinguibili alla scala dell'affioramento, mentre sono abbastanza evidenti alla scala cartografica. Alle F_3 è associato un clivaggio (classificabile come *spaced cleavage*) poco pervasivo visibile in zona di cerniera. La superficie assiale delle F_3 ha giaciture prevalenti meridiane con immersione verso i quadranti occidentali. Gli A_3 hanno direzione attorno a 0° - 10° con deboli immersioni sia verso N che verso S. L'asimmetria delle strutture indica un ribaltamento delle stesse verso E.

La D_4 è stata definita in quanto sono presenti pieghe molto aperte a grande lunghezza d'onda non correlabili direttamente alla D_3 ed è individuabile attraverso l'elaborazione dei dati strutturali e alla scala della carta. È caratterizzata da assi N-S e superficie assiale subverticale.

5.3 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA FIGOGNA

Le deformazioni più antiche sono coeve con il metamorfismo in facies pumpeyite - actinolite e sono costituite da pieghe che chiameremo D_1 , osservabili a tutte le scale, con profilo chiuso a geometria simile, accompagnate da una scistosità penetrativa, parallela al piano assiale, che rappresenta la discontinuità planare più evidente sul terreno.

Pattern d'interferenza del tipo 3 rivelano la presenza di una seconda generazione di pieghe, che chiameremo D_2 , con caratteristiche del tutto simili. Anche in questo caso, qualora la distinzione non sia resa evidente da strutture di sovrapposizione, è meglio descrivere queste strutture più genericamente come pieghe D_1/D_2 . Vista la geometria delle pieghe D_2 , la scistosità associata diviene parallela alla scistosità D_1 , dando vita a un *fabric* composito che ingloba la scistosità D_1 ,

la scistosità D_2 e tutte le superfici precedenti, compresa la superficie litologica. Questo *fabric* composito (d'ora in poi abbreviato in FC) è la superficie più evidente sul terreno ed quella lungo la quale avvengono i contatti tra i diversi tipi litologici. La giacitura del FC è caratterizzata da inclinazioni da medie ad alte e direzioni meridiane (Fig. 33), mentre gli assi delle pieghe D_1/D_2 risultano dispersi su FC.

La deformazione D_3 si esprime con pieghe aperte ad assi poco inclinati e piano assiale debolmente immergente verso E, mentre la deformazione D_4 si rileva quasi esclusivamente a scala cartografica e dall'analisi dei dati strutturali che mostrano una dispersione delle S_3 . Per entrambe la riattivazione metamorfica è ridotta o nulla.

Alle strutture D_3 è dovuta la grande anticlinale sinforme che si segue dalla costa fino al Monte Figogna. Questa sinforme chilometrica, a nucleo di metabasalti e fianchi di metacalcari e argilloscisti, è realizzata da una piega D_3 e relative parassite, che deformano il fianco rovescio di una megapiega D_1/D_2 .

5.4 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA CRAVASCO - VOLTAGGIO E GAZZO - ISOVERDE

Queste due unità mostrano di avere in comune buona parte dell'evoluzione metamorfica e strutturale. In volumi preservati dei metagabbri dell'Unità Cravasco - Voltaggio sono riconoscibili zone di taglio e tessiture legate a condizioni di metamorfismo di alta temperatura (metamorfismo di fondo oceanici-

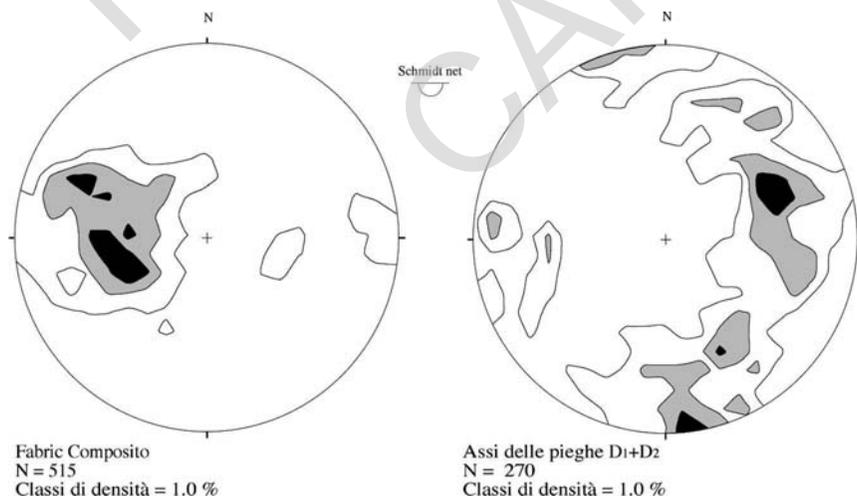


Fig. 33 - Proiezioni stereografiche del Fabric Composito e degli assi delle pieghe D_1/D_2 nell'Unità Figogna.

co), che chiaramente non hanno corrispondente nelle rocce dell'Unità Gazzo - Isoverde. A partire dal *climax* metamorfico, in facies Scisti Blu, le due unità mostrano di condividere la successiva evoluzione metamorfico - strutturale e quindi possono essere trattate congiuntamente.

A parte le deformazioni di fondo oceanico, le deformazioni più antiche sono coeve con il metamorfismo in facies Scisti Blu e sono rappresentate da pieghe che chiameremo D_1 , osservabili a tutte le scale, con profilo chiuso a geometria simile, accompagnate da una scistosità penetrativa, parallela al piano assiale, che rappresenta la discontinuità planare più evidente sul terreno (Fig. 34 e 35).

Pattern d'interferenza del tipo 3 (Fig. 36) rivelano la presenza di una seconda generazione di pieghe, che chiameremo D_2 , con caratteristiche del tutto simili.

Qualora la distinzione non sia resa evidente da strutture di sovrapposizione, è preferibile descrivere queste strutture più genericamente come pieghe D_1/D_2 .

Le pieghe D_1/D_2 (Fig. 37) sono associate a zone di taglio e a livelli di miloniti e ultramiloniti a calcite; sono marcatamente non cilindriche con assi subparalleli alla lineazioni d'estensione. In generale queste caratteristiche esprimono alto *shear strain*; tuttavia, secondo il meccanismo dello *strain partitioning*, la deformazione rispetta anche dei volumi in cui è ancora riconoscibile la superficie sedimentaria.

Le relazioni tra deformazioni e metamorfismo sono riassunte in maniera sinottica nella Tab. I in cui le diverse deformazioni sono anche tentativamente correlate alle fasi tettoniche delle Alpi Liguri.

Tab. I.

Deformazione	Evento tettonico	Strutture	Metamorfismo	Vergenza
D_1/D_2	subduzione	pieghe simili da strette a isoclinali e scistosità associata	facies Scisti Blu	non determinabile
Sth	sollevamento ed esumazione delle unità metamorfiche e loro messa in posto	zone di taglio da duttili -fragili a fragili	limite tra la facies Scisti Verdi e la facies pumpellyite-actinolite	<i>top to</i> S-SO
D_3	collasso post sollevamento	pieghe da aperte a chiuse	albite + clorite + epidoto	non determinabile
D_4	<i>backthrusting</i>	pieghe aperte e faglie inverse	facies delle zeoliti	<i>top to</i> E-NE

Le pieghe D_1/D_2 sono tagliate da zone di taglio inverse (Sth in tabella), da duttili-fragili a fragili, che si sviluppano in condizioni metamorfiche al passaggio tra la facies degli Scisti Verdi e la facies pumpellyite - actinolite. Le rocce di faglia associate (CRISPINI, 1996) indicano un senso di taglio *top to* S-SO.

Successivamente sono riconoscibili deformazioni D_3 , espresse da pieghe da aperte a chiuse, cilindriche o quasi, con assi NE-SO e superfici assiali immergenti verso SE, sviluppate sotto condizioni di metamorfismo di bassa pressione (associazioni ad albite + clorite + epidoto).

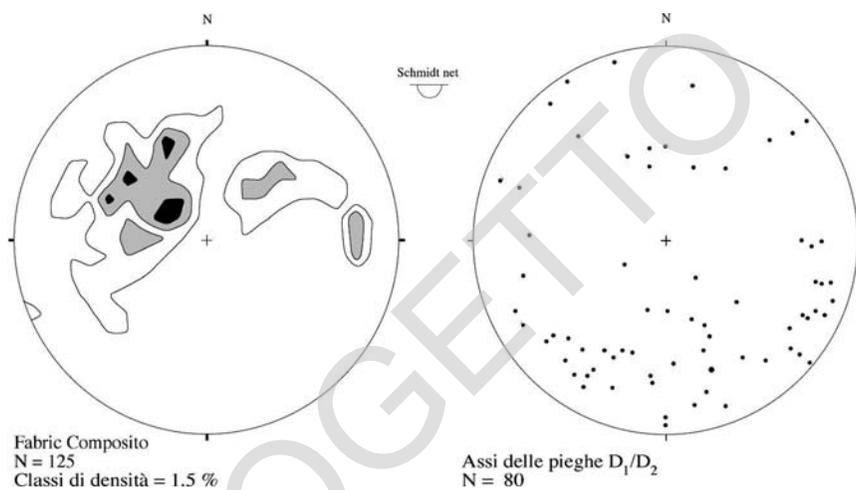


Fig. 34 - Proiezioni stereografiche del Fabric Composite e degli assi delle pieghe D_1/D_2 nell'Unità Cravasco - Voltaggio.

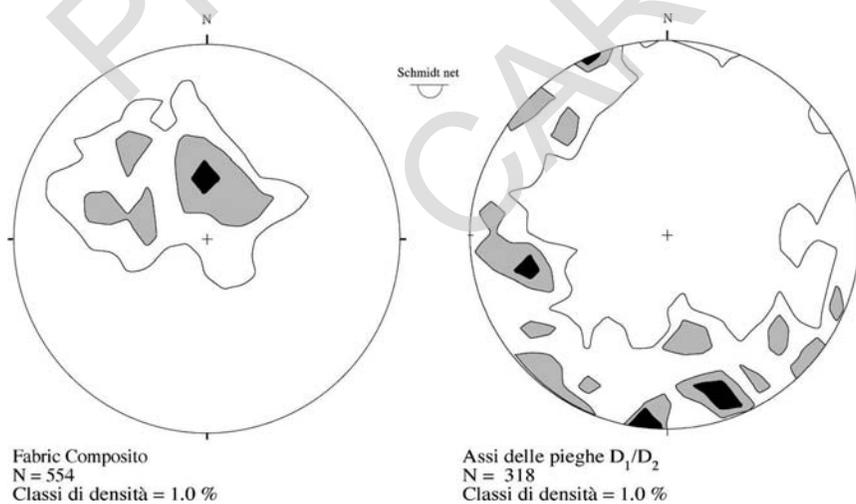


Fig. 35 - Proiezioni stereografiche del Fabric Composite e degli assi delle pieghe D_1/D_2 nell'Unità Gazzo - Isoverde.



Fig. 36 - *Figura d'interferenza tra pieghe di fase D_1 e D_2 nelle meta-argilliti di Bessega. Unità Gazzo - Isoverde, Caffarella.*



Fig. 37 - *Pieghe di fase D_1/D_2 nei calcari di Voltaggio. Unità Cravasco - Voltaggio, Cravasco.*

Le deformazioni più giovani sono espresse dalle pieghe D_4 , che non mostrano segni di riattivazione metamorfica, a parte in qualche caso ricristallizzazione di zeoliti o calcite e quarzo. Queste pieghe mostrano caratteristiche simili alle pieghe D_4 dell'Unità Voltri e dell'Unità Palmaro Caffarella e con esse possono essere correlate.

5.5 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA PALMARO - CAFFARELLA E VOLTRI

Queste due unità mostrano un'evoluzione metamorfico - strutturale molto complessa, con deformazioni multiple da duttili, a duttili fragili a fragili, realizzate in condizioni metamorfiche a termalità decrescente. Le strutture legate all'evoluzione metamorfica progradata non sono di solito conservate, mentre nei metagabbri, in volumi preservati dalle successive deformazioni, sono talvolta riconoscibili deformazioni e tessiture legate a condizioni di metamorfismo di alta temperatura (metamorfismo di fondo oceanico, Fig. 38).

Le due unità mostrano un'evoluzione metamorfico - strutturale molto simile, ma con qualche differenza per ciò che riguarda le deformazioni più antiche.

Nell'Unità Palmaro - Caffarella, le deformazioni più antiche sono rappresentate da pieghe e una scistosità associata, realizzate in facies Scisti Blu, conservate in domini preservati, caratterizzati da scarsa retrocessione in facies Scisti Verdi. Queste strutture hanno scarsa continuità laterale e non possono essere correlate

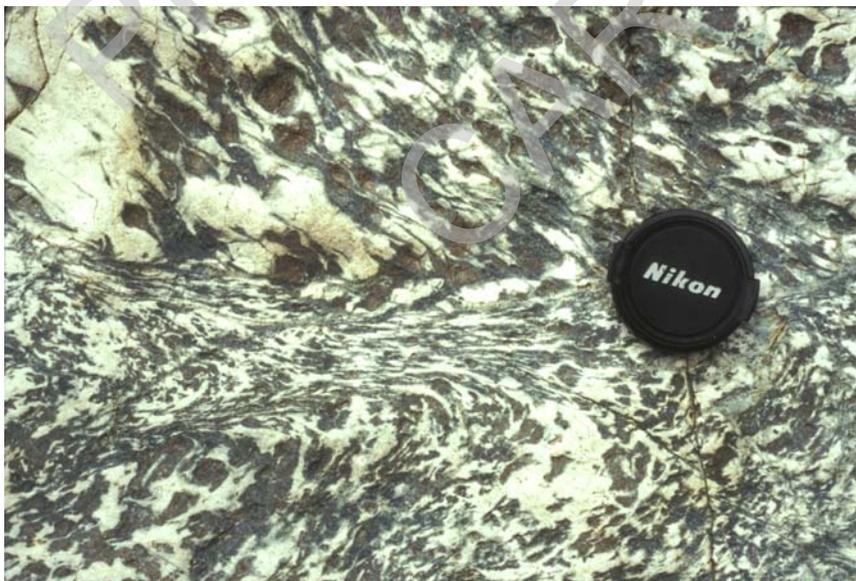


Fig. 38 - Metagabbri di Carpenara. Zona di taglio da deformazioni di fondo oceanico. Unità Palmaro - Caffarella, Val Varenna.

con facilità da sito a sito.

Nell'Unità Voltri le deformazioni più antiche sono invece coeve allo stadio eclogitico e consistono in una foliazione eclogitica e in cerniere di pieghe dilacerate in domini preservati di dimensioni dal cm al km. La conservazione di strutture relativamente antiche è legata a una minore rielaborazione strutturale successiva. Una debole riorganizzazione strutturale favorisce d'altra parte la conservazione delle paragenesi più antiche. Sono quindi i domini con le paragenesi eclogitiche preservate, poco retrocessi in facies Scisti Verdi, che conservano le strutture più antiche. I volumi preservati sono di solito di modesta estensione e immersi in volumi ben più estesi di metabasiti e metasedimenti in facies Scisti Verdi. Di conseguenza le strutture eclogitiche non hanno continuità regionale e non possono essere correlate con facilità da sito a sito.

Le deformazioni che si sovrappongono a quelle appena descritte sono coeve allo stadio in facies Scisti Verdi e sono completamente comparabili nell'Unità Voltri e nell'Unità Palmaro Caffarella, mostrando anche congruenza geometrica. Ciò indica che l'accoppiamento tra l'Unità Voltri e Palmaro - Caffarella è avvenuto da pre- a sin- facies Scisti Verdi. Per questo motivo la parte dell'evoluzione metamorfico - strutturale dalla facies Scisti Verdi verso termalità decrescenti sarà descritta congiuntamente per le due unità.

Durante il metamorfismo retrogrado, le condizioni metamorfiche evolvono da facies Scisti Verdi ad anfibolo sodico, a facies Scisti Verdi s.s. e le deformazioni coeve sono solitamente descritte in letteratura come D_1 e D_2 (CAPPONI & CRISPINI, 2002; F_1 e F_2 in CAPPONI, 1991 e CRISPINI & CAPPONI, 1997; D_1/D_2 in CAPPONI *et*



Fig. 39 - Figura d'interferenza a uncino tra pieghe di fase D_1 e D_2 nei calcescisti della Val Branega. Unità Palmaro - Caffarella, Val Varenna.

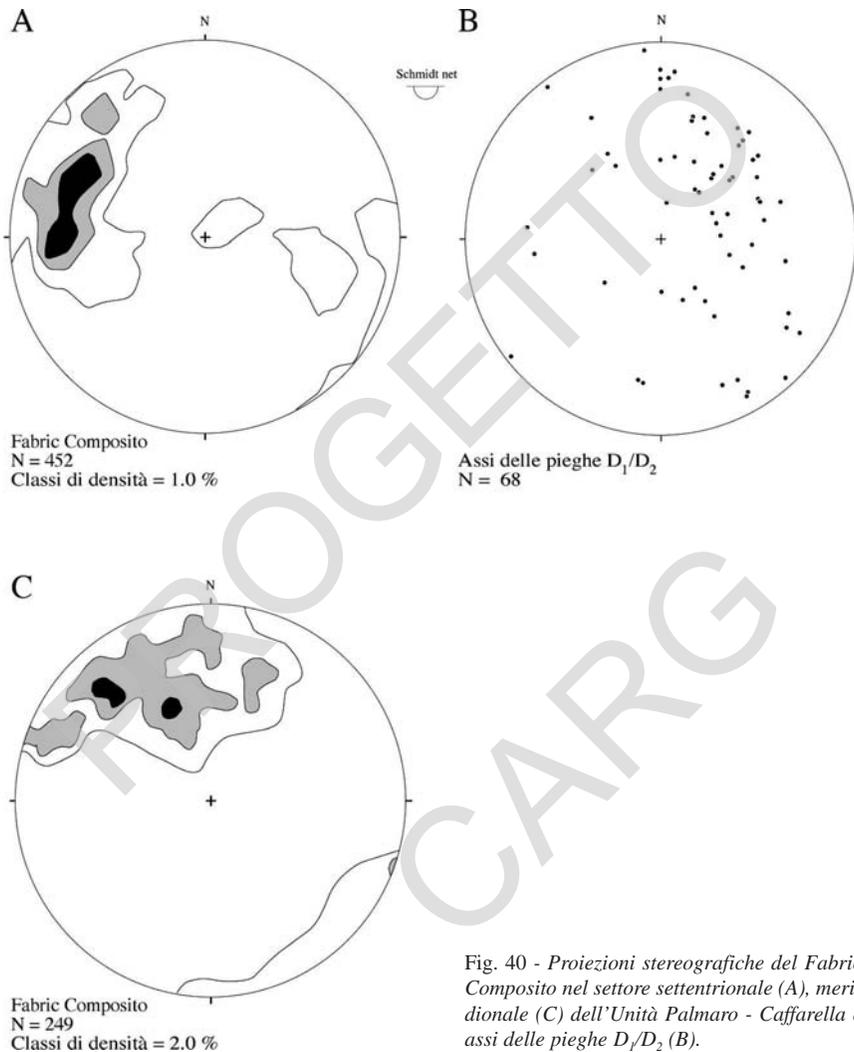


Fig. 40 - Proiezioni stereografiche del Fabric Composite nel settore settentrionale (A), meridionale (C) dell'Unità Palmaro - Caffarella e assi delle pieghe D_1/D_2 (B).

alii, 1999b). Le strutture D_1 sono pieghe simili, da chiuse a isoclinali, osservabili a tutte le scale, accompagnate da una pervasiva scistosità parallela al piano assiale, che localmente può obliterare del tutto le cerniere.

Le pieghe D_2 sono pieghe simili, da chiuse ad aperte, osservabili a tutte le scale, accompagnate da una scistosità parallela al piano assiale, che localmente può obliterare le cerniere delle pieghe D_2 . Vista la geometria delle pieghe D_2 , la scistosità associata diviene parallela alla scistosità D_1 , dando vita a un *fabric* composito che ingloba la scistosità D_1 , la scistosità D_2 e tutte le superfici prece-

deni, compresa la superficie litologica. Questo *fabric* composito (d'ora in poi abbreviato in FC) è la superficie più evidente sul terreno ed quella lungo la quale avvengono i contatti tra i diversi tipi litologici.

La sovrapposizione delle pieghe D_2 su pieghe D_1 forma figure d'interferenza del tipo 3 (RAMSAY 1967, RAMSAY & HUBER, 1987) (Fig. 39).

Nell'Unità Palmaro - Caffarella la giacitura del FC (Fig. 40) è caratterizzata

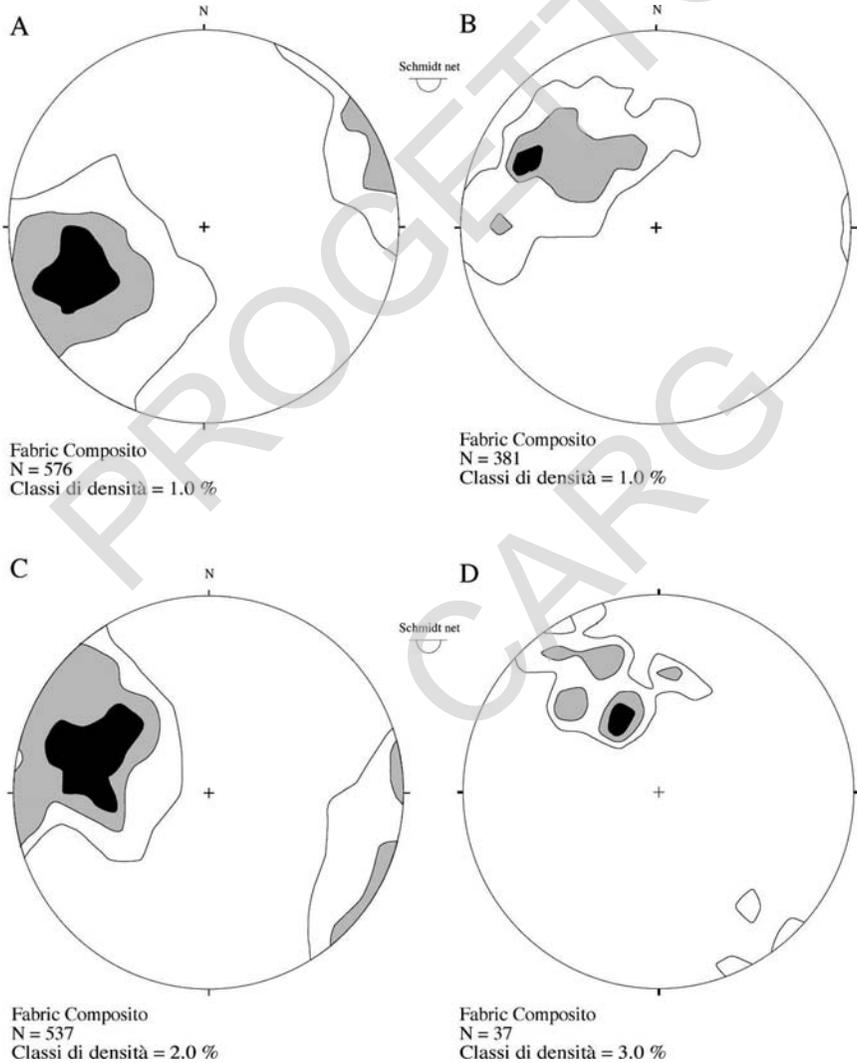


Fig. 41 - Proiezioni stereografiche del Fabric Composito nell'Unità Voltri. Le lettere si riferiscono ai settori individuati in Fig. 42.

da alte inclinazioni con direzioni variabili; direzioni NNE-SSO nella parte più settentrionale e direzioni NE-SO nella parte più meridionale dell'Unità. Per l'Unità Voltri gli stereogrammi di Fig. 41 illustrano le giaciture prevalenti in diversi settori, indicati in Fig. 42

In molti casi la convergenza in stile e orientazione tra le pieghe D_1 e D_2 rende impossibile la loro distinzione: in questi casi è meglio descrivere queste strutture più genericamente come pieghe D_1/D_2 (Tab. II). Le pieghe D_1/D_2 possono essere classificate come tipo 1C-2 (RAMSAY, 1967) o nel range tra D ed E come forma e tra 3 e 5 come ampiezza secondo la classificazione di HUDLESTON (1973). In tre dimensioni, le pieghe D_1/D_2 possono essere cilindriche, moderatamente non cilindriche, marcatamente non cilindriche (Fig. 43), fino ad assumere geometrie a guaina (CAPPONI *et alii*, 1994, CRISPINI & CAPPONI, 1997).

A causa della non cilindricità gli assi delle pieghe D_1/D_2 sono dispersi sulla

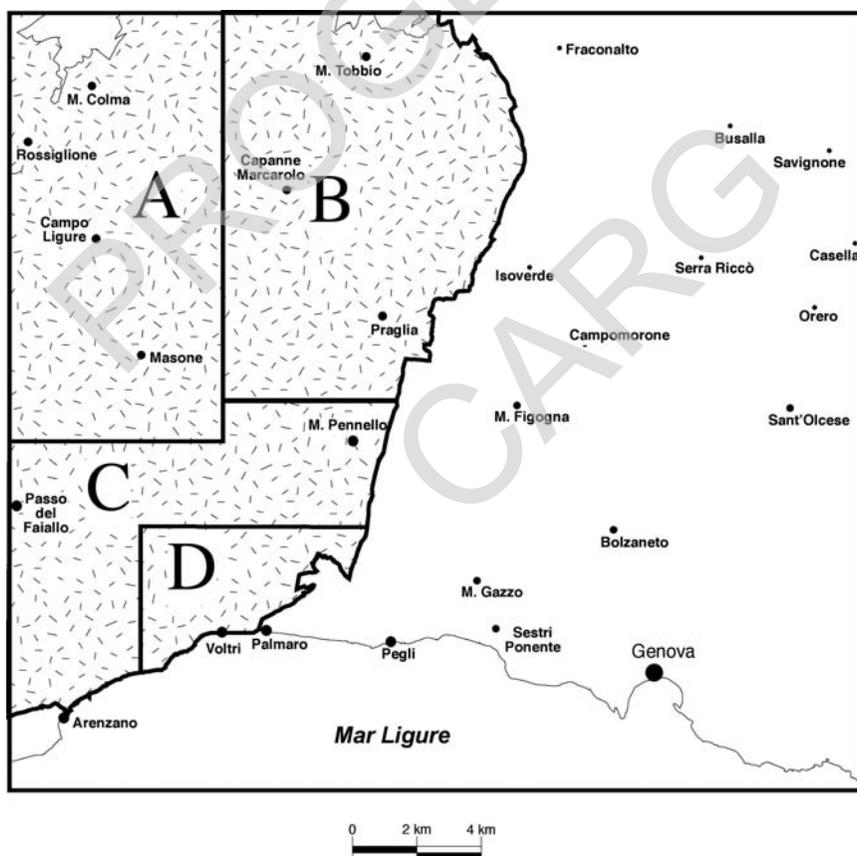


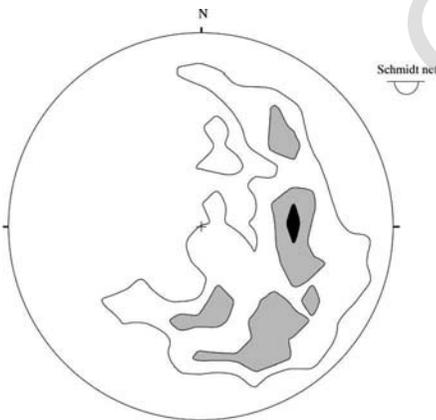
Fig. 42 - Settori dell'Unità Voltri a cui si riferiscono gli stereogrammi di Fig. 41.

loro superficie assiale, che a sua volta coincide con il FC (Fig. 44). Le deformazioni multiple sovrapposte rendono impossibile qualunque considerazione sulla vergenza delle pieghe di questa fase.

Lo sviluppo di queste pieghe può essere correlato con una fase di sollevamento ed esumazione delle unità metamorfiche e di messa in posto delle falde, caratterizzata da un metamorfismo retrogrado.



Fig. 43 - *Piega a guaina nei calcescisti del Turchino. Unità Voltri, Monte Pennone.*



Assi delle pieghe D1/D2
N = 315
Classi di densità = 1.0 %

Fig. 44 - *Proiezioni stereografiche degli assi delle pieghe D₁/D₂ nell'Unità Voltri.*

Tab. II.

Deformazione	Evento tettonico	Strutture	Metamorfismo	Vergenza
Deformazioni pre D₁/D₂ Unità Voltri	subduzione	cerniere di pieghe dilacerate e scistosità associata	facies Eclogitica	non determinabile
Deformazioni pre D₁/D₂ Unità Palmaro Caffarella	subduzione	pieghe e scistosità associata	facies Scisti Blu	non determinabile
D₁/D₂	sollevamento ed esumazione delle unità metamorfiche e loro messa in posto	pieghe simili da strette a isoclinali e scistosità associata	da Scisti Verdi ad anfibolo sodico, a facies Scisti Verdi s.s.	non determinabile
EPF estensione parallela alla foliazione	messa in posto delle unità	<i>shear bands</i> , <i>boudinage</i> , <i>foliation boudinage</i> , vene estensionali	Scisti Verdi	direzioni disperse, con un massimo NE-SO
zone di taglio inverse	messa in posto delle unità	zone di taglio inverse da duttili a duttili - fragili	da Scisti Verdi a Scisti Verdi di basso grado	prevalente <i>top to SO</i>
D₃	collasso post sollevamento	pieghe a <i>chevron</i> con piano assiale sub-orizzontale zone di taglio normali da duttili a duttili - fragili	Scisti Verdi di basso grado	estensione orizzontale / raccorciamento verticale
D₄	<i>backthrusting</i>	pieghe aperte e faglie inverse	facies delle zeoliti	<i>top to E-NE</i>

Le pieghe D₁/D₂ sono tagliate da strutture duttili che indicano estensione parallela alla foliazione (d'ora in poi abbreviate in EPF), come *shear band*, *boudin* (Fig.45), *foliation boudinage* e vene estensionali (CAPPONI & CRISPINI, 1997). Le ricristallizzazioni di calcite, clorite, albite e quarzo lungo le *shear band* e le altre strutture EPF indicano che le condizioni metamorfiche sono in facies Scisti Verdi.

Sia le pieghe D₁/D₂ sia le strutture EPF sono tagliate zone di taglio inverse, da duttili a duttili-fragili, accompagnate da miloniti e protomiloniti (sensu SIBSON, 1977) in facies da Scisti Verdi s.s a Scisti Verdi di basso grado. Il senso di taglio prevalente è *top to SO*, ma esiste anche una certa concentrazione di strutture con *top to SE* e *NO*.

Le strutture fin qui descritte sono sovrainposte dalla deformazione D₃, espressa da pieghe aperte con geometria a *chevron*, alla scala dei 10 m, accompagnate da un clivaggio spaziato piuttosto grezzo, solo localmente da scistosità. La ricristallizzazione di clorite, calcite, epidoti e fillosilicati indicano condizioni metamorfiche in facies di Scisti Verdi di basso grado. Nella classificazione di

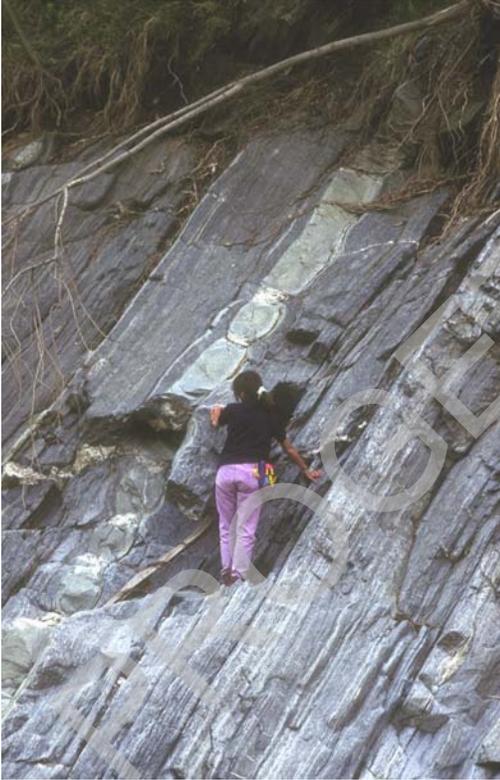


Fig. 45 - Calcescisti della Val Branega con livello boudinato di metabasalti della Val Varenna. Unità Palmaro - Caffarella, torrente Varenna.

HUDLESTON (1973), le pieghe D_3 cadono nel campo F2. Gli assi delle pieghe D_3 immergono con deboli inclinazioni sia verso NNE sia SSO, con piani assiali sub-orizzontali (CAPPONI 1991, CAPPONI *et alii*, 1994). Le pieghe D_3 realizzano un raccorciamento verticale e possono essere interpretate come strutture che accomodano una fase di collasso tettonico, posteriore alla fase di sollevamento e di messa in posto delle unità.

La deformazione più recente (D_4) è espressa da pieghe e faglie inverse. Le pieghe D_4 sono pieghe parallele aperte, a lunghezza d'onda fino a chilometrica, solo raramente accompagnate da un clivaggio mal sviluppato.

Nella classificazione di HUDLESTON (1973), le pieghe D_4 cadono nel campo D2-E2. Gli assi delle pieghe D_4 sono orientati NNO-SSE e sono sub-orizzontali; i piani assiali sono orientati N-S e immergono con inclinazioni medie verso ovest. Le pieghe D_4 sono fortemente asimmetriche e indicano un senso di taglio *top to* E-NE. Esse possono evolvere in faglie inverse che immergono verso O-SO (CAPPONI *et alii*, 1999a, 1999b), con un senso di taglio *top to* E-NE. Le superfici di faglia sono molto spesso accompagnate da rocce di faglia, che possono essere classificate (SIBSON, 1977) come *crush-breccia*, meno frequenti *crush microbrec-*

*cia, protocataclasite e cataclasite, raramente pseudotachylyte. Le superfici di faglia sono talvolta spalmate da minerali della facies delle zeoliti. La presenza di queste rocce di faglia indica una deformazione a livelli strutturali relativamente superficiali. La cristallizzazione di zeoliti (CORTESOGNO *et alii*, 1977c) e dati desunti dallo studio delle inclusioni fluide (CRISPINI & FREZZOTTI, 1998) indicano una temperatura più bassa di 250°C e una pressione intorno ai 2 kbar; valori simili si ottengono considerando la ricristallizzazione di clorite e carbonati sulle superfici lucidate. La deformazione D₄ coinvolge anche le formazioni oligoceniche del Bacino Terziario Piemontese, i cui strati sono in qualche caso piegati e raddrizzati fino alla verticale. Al di fuori dell'area del Foglio Genova, D'ATRI *et alii* (1997) segnalano sedimenti burdigaliani che sigillano queste deformazioni, la cui età è quindi del Miocene inf.*

Le strutture D₄ indicano quindi una fase tettonica del Miocene inf., con senso di taglio *top to* E-NE, probabilmente correlata con la rotazione antioraria del blocco Corso-Sardo e che esprime retroscorrimento delle unità verso l'area padana (CAPPONI *et alii*, 2001).

5.6 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ANGASSINO - TERMA

I poco estesi affioramenti che costituiscono quest'unità mostrano di aver condiviso l'evoluzione metamorfico - strutturale dell'Unità Voltri. Generalmente l'evoluzione strutturale può essere letta nelle quarziti, grazie alla presenza di livelli di riferimento, mentre le metadolomie sono quasi sempre molto fratturate, povere di superfici di riferimento e inadatte quindi alla comprensione delle strutture, con poche eccezioni. Una di queste è rappresentata dai piccoli affioramenti lungo il Rio Testaquara, ad est di Rossiglione, dove in un affioramento di calcari dolomitici, superfici di discontinuità planare disegnano una figura d'interferenza del tipo 3 (RAMSAY, 1967), similmente a ciò che avviene nell'Unità Voltri, testimoniando la presenza di almeno due fasi plicative sovrapposte.

In quest'unità anche la deduzione delle condizioni metamorfiche e delle relazioni con le deformazioni è difficoltosa, a causa della banalità delle associazioni mineralogiche sviluppate in diverse condizioni metamorfiche, sia nel caso delle quarziti, sia nel caso delle metadolomie. Per ciò che queste limitazioni permettono di osservare, non si notano differenze rispetto all'evoluzione metamorfico - strutturale dell'Unità Voltri.

5.7 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ARENZANO

In questa unità si riconoscono sia deformazioni ascrivibili all'evoluzione prealpina sia deformazioni legate al ciclo alpino.

Deformazioni pre-alpine

Nel complesso polimetamorfico, sono riconoscibili due eventi plicativi sovrapposti: il più antico si esprime con pieghe da chiuse a isoclinali (D_1), che deformano la superficie di trasposizione pre-esistente, lungo la quale avvengono i contatti litologici. Gli assi di queste pieghe hanno un'orientazione NE-SO e immergono verso SO, con inclinazioni medie. Questo evento plicativo è inoltre accompagnato da sviluppo di scistosità, che chiameremo S_1 . La superficie pre-esistente, che chiameremo pre- S_1 , è nella maggior parte dei casi trasposta da S_1 e ad essa parallelizzata, a formare una *fabric* composito che è la superficie più evidente sul terreno.

Le pieghe D_1 sono a loro volta deformate da un *set* di pieghe più recenti (D_2), che provocano blande ondulazioni del *fabric* composito secondo assi N-S poco inclinati.

L'attribuzione di queste deformazioni ad età pre-alpine è giustificata dalle paragenesi metamorfiche in facies Anfibolitica che ne accompagnano lo sviluppo, attribuibili all'evoluzione pre-alpina e dal fatto che non si rinvengono strutture comparabili nel complesso monometamorfico.

Deformazioni alpine

All'evoluzione alpina sono sicuramente attribuibili le deformazioni che si riscontrano nella successione di copertura delle rocce cristalline e che si manifestano sostanzialmente con lo sviluppo di una scistosità, che chiameremo S_a . Lo sviluppo di questa scistosità è osservabile anche nel basamento cristallino, seppure in modo discontinuo e con diversa intensità. La scistosità S_a è ben sviluppata soprattutto nella parte SE del promontorio di Arenzano, nelle metandesiti e nelle metarioliti e metagrovacche associate ed è coeva con la riequilibratura metamorfica in facies Scisti Verdi. Strutture relitte coeve con condizioni metamorfiche di pressione maggiore non sono osservabili con continuità.

Un'analisi dello stato di *strain* delle quarziti e delle relazioni con il *fabric* mineralogico può essere trovato in CRISPINI (1997).

5.8 - DEFORMAZIONI FRAGILI (a cura di Chiara Spagnolo)

Le deformazioni più recenti sono rappresentate da un intenso sviluppo di diversi sistemi di faglie e *joint* presenti a tutte le scale, che interessano tutte le unità.

Dal punto di vista cartografico è stata fatta la scelta di cartografare solo le faglie con rigetto apprezzabile alla scala cartografica, tralasciando quindi le faglie con rigetto minore. Le eventuali rocce di faglia associate sono indicate con un sovrassegno; con il medesimo sovrassegno sono state indicate anche le fasce cataclastiche associate a faglie non cartografabili (Fig. 46).

Dal punto di vista generale, i sistemi di faglie e *joint* sono raggruppabili in

tre *set* principali (Fig. 47):

- faglie ad andamento N-S, a cui sono associati sistemi minori aventi orientazioni comprese tra NO-SE e NE-SO;
- faglie con orientazioni comprese tra ENE-OSO ed ESE-ONO;
- *joint* e fratture con orientazioni NE-SO ed ENE-OSO.

Questi sistemi hanno caratteristiche geometriche e cinematiche differenti e corrispondono a stadi evolutivi successivi della tettonica fragile. La distribuzione areale a scala regionale dei diversi sistemi risulta piuttosto eterogenea.

Il sistema di faglie ad andamento N-S si sviluppa parallelamente alla Linea Sestri - Voltaggio ed è caratterizzato da faglie principali subverticali. Queste faglie hanno estensione da plurimetrica a chilometrica e sviluppano orizzonti di cataclasi, *fault gouge* e microbreccie (*sensu* SIBSON, 1977), con potenze da decimetriche a metriche. L'analisi cinematica mostra movimenti prevalentemente trascorrenti / transpressivi destri e minori riattivazioni *dip-slip* successive con movimenti sia normali che inversi.

A queste strutture sono associati sistemi minori aventi orientazioni comprese tra NO-SE e NE-SO; questi costituiscono sistemi di Riedel che sviluppano faglie subverticali, da metriche a decametriche, con cinematica a prevalente trascorrenza destra. A queste faglie sono associati livelli decimetrici di cataclasi e microbreccie.

La distribuzione areale di questi sistemi risulta prevalentemente concentra-



Fig. 46 - Rocce di faglia nei calcschisti della Val Branega. Unità Palmaro - Caffarella, Val Varenna.

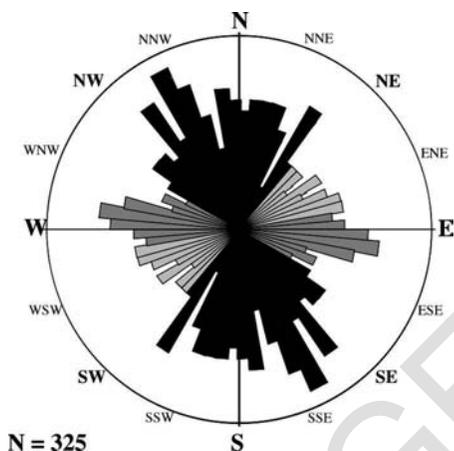


Fig. 47 - Diagramma a rosa dell'orientazione di fratture e joint. Diverse orientazioni sono ombreggiate in nero, grigio scuro e grigio chiaro. Il cerchio esterno rappresenta il 5% dei dati.

ta nel settore occidentale dell'Unità Voltri, laddove affiora la formazione dei calcescisti del Turchino, e nei settori nord-orientali delle unità Voltri, Cravasco - Voltaggio e Gazzo - Isoverde. Questi sistemi caratterizzano i primi stadi dell'evoluzione tettonica fragile dell'area e sviluppano strutture a fiore positivo a ogni scala, che si concentrano prevalentemente all'estremità nord-orientale dell'Unità Voltri.

I sistemi di faglie con orientazioni comprese tra ENE-OSO ed ESE-ONO sviluppano in prevalenza faglie subverticali ad estensione da metrica a decametrica. Questi sistemi sono caratterizzati dallo sviluppo di livelli di microbrecce con potenze da centimetriche a decimetriche. L'analisi cinematica mostra movimenti prevalentemente trascorrenti, sia destri che sinistri.

Questi sistemi si sviluppano in uno stadio tettonico successivo rispetto ai precedenti e, in molti casi, li tagliano. Durante questo stadio si registra, inoltre, la riattivazione *dip-slip* dei sistemi precedenti; questa riattivazione è accompagnata da strie meccaniche e fibre di calcite e/o asbesto lungo le principali superfici di faglia ed è caratterizzata da componenti cinematiche normali e inverse.

L'insieme dei sistemi ENE-OSO ed ESE-ONO e dei sistemi riattivati costituisce, in alcune aree, strutture a *graben* sub-parallele alla costa le quali controllano la sedimentazione dei depositi pliocenici di Genova, Borzoli e Arenzano (MARINI, 1984 e ref. contenute). La distribuzione areale per i sistemi ENE-OSO ed ESE-ONO è estremamente eterogenea e risulta prevalentemente concentrata nell'Unità Palmaro - Caffarella e nei settori sud-orientali delle unità Voltri, Cravasco - Voltaggio e Gazzo - Isoverde.

I sistemi con orientazioni NE-SO ed ENE-OSO sviluppano prevalentemente *joint* e fratture subverticali. Questi sistemi presentano generalmente estensione metrica, spaziatura da decimetrica a metrica e non sono accompagnati dallo sviluppo di rocce di faglia. Questi sistemi si sviluppano durante le fasi tardive

dell'evoluzione tettonica; essi presentano distribuzioni areali piuttosto uniformi in tutta l'area in esame, con un leggero aumento delle distribuzioni lungo una fascia che va dal limite sud-occidentale della carta fino ai settori nord-orientali delle unità Voltri, Cravasco - Voltaggio e Gazzo - Isoverde.

5.9 - EVOLUZIONE TETTONICA

Dal punto di vista tettonico nell'area del foglio Genova si possono distinguere tre insiemi principali: un basamento paleozoico, che affiora poco estesamente nel settore sud-occidentale (Unità di Arenzano), un basamento alpino costituito da unità tettonometamorfiche e tettoniche, riferibili al dominio Pre-Piemontese - Piemontese, Piemontese-Ligure e Ligure e una successione sedimentaria tardo Eocenica-Oligocenica (Bacino Terziario Piemontese), che affiora principalmente nei settori settentrionali del Foglio.

Il basamento polimetamorfico paleozoico di Arenzano rappresenta l'avampaes europeo delle unità alpine, con le quali attualmente viene a contatto lungo faglie dirette e trascorrenti; esso è caratterizzato da una deformazione polifasica prealpina alla quale si sovrappone una deformazione alpina poco pervasiva. Le strutture prealpine non sono datate, ma possono essere verosimilmente attribuite all'orogenesi ercinica, mentre le strutture alpine sono per lo più sin-cinematiche con metamorfismo in facies Scisti Verdi.

Il basamento alpino pre-oligocenico è costituito da uno *stack* di unità tettonometamorfiche e tettoniche, giustapposte e accavallate con geometria complessa. I contatti tettonici tra le unità si sono formati a diversi livelli strutturali durante i processi di subduzione, collisione ed esumazione dell'evoluzione alpina.

Nel Foglio Genova si trova quindi una esposizione completa di unità tettonometamorfiche con diversa riequilibratura metamorfica di *climax*, dalla facies Eclogitica alla facies a Pumpellyite - Actinolite, e con diversa distribuzione della retrocessione metamorfica. A queste unità, a partire da ovest verso est, sono sovrapposte unità tettoniche non metamorfiche o di basso grado (Tav. 2). Questo testimonia sia il loro coinvolgimento a differenti livelli strutturali durante gli eventi subduttivi alpini, sia differenti modalità del processo di esumazione. I contatti tettonici tra le varie unità sono riattivati in tempi diversi dell'evoluzione alpina e deformati da strutture più o meno duttili, che testimoniano meccanismi deformativi attivi a diverse profondità e in diversi momenti dell'evoluzione. L'assetto geometrico-strutturale attuale delle unità è schematizzabile con una struttura "a fiore positivo" nella quale la *master fault* è rappresentata dalla faglia, nota storicamente come Linea Sestri - Voltaggio, che mette a contatto l'Unità Palmaro - Caffarella con le unità Gazzo - Isoverde e Cravasco - Voltaggio.

Le successioni sedimentarie del Bacino Terziario Piemontese, sigillano l'impilamento tettonico delle unità del basamento alpino e condividono con esso solo le fasi tettoniche più tardive.

In generale l'assetto strutturale attuale di tutte le unità del foglio Genova può

essere considerato il risultato di quattro fasi tettoniche principali:

1) una fase di subduzione, in cui sono coinvolte unità di mantello, di crosta oceanica e di margine continentale. Scaglie di queste unità, di diverse dimensioni e volumetria, sono giustapposte attraverso zone di taglio milonitiche sin-metamorfiche.

2) Una fase di esumazione e di impilamento delle unità, caratterizzata, in questo settore, da una cinematica prevalentemente transpressiva. I contatti precoci tra le unità coinvolte nella subduzione vengono deformati e/o riattivati.

3) Una fase di *back-folding* e *back-thrusting* a vergenza "appenninica", legata alla rotazione del blocco Sardo-Corso. In questa fase si sviluppano strutture a grande scala che coinvolgono sia il basamento metamorfico sia le successioni sedimentarie oligoceniche del Bacino Terziario Piemontese. Si formano importanti sistemi di faglie trascorrenti e i vecchi contatti tettonici vengono deformati e/o riattivati.

4) Una fase di tettonica fragile da post-orogena a recente. Si formano sistemi di faglie con direzioni meridiane prevalenti, che interessano anche i depositi pliocenici.

5.10 - RAPPORTI STRUTTURALI TRA LE UNITÀ

I contatti tra le diverse unità benchè indicati da uno stesso simbolo grafico, si sono formati in tempi diversi dell'evoluzione strutturale di questo settore di catena e si sono generati a livelli strutturali differenti. Di seguito saranno descritti i contatti tettonici principali muovendoci da ovest verso est, e cioè da livelli strutturali più profondi verso livelli strutturali più superficiali (Fig. 48).

Il contatto tettonico tra le unità Voltri e Palmaro - Caffarella si realizza precocemente, durante le deformazioni che precedono le fasi D_1/D_2 . A scala cartografica risulta deformato e trasposto dalle strutture D_1/D_2 e volumi di rocce appartenenti all'Unità Palmaro - Caffarella sono trasposti lungo la scistosità e tettonicamente interdigitati nelle rocce dell'Unità Voltri. Il contatto è in seguito riattivato da strutture fragili che tagliano anche i depositi oligocenici del Bacino Terziario Piemontese. Per questo motivo risulta attualmente marcato sia da fasce milonitiche sia da rocce di faglia.

Il contatto tra le rocce dell'Unità Voltri e le sottili scaglie dell'Unità di margine continentale Angassino - Terma si è realizzato nelle fasi precoci pre D_1/D_2 , anche se la mancanza di paragenesi metamorfiche significative non permette un'ubicazione più precisa nell'ambito dell'evoluzione tettonometamorfica.

Il contatto tra l'Unità Palmaro - Caffarella e le unità Cravasco - Voltaggio e Gazzo - Isoverde è una faglia con orientazione N-S, da verticale a fortemente immergente verso est, che attraversa longitudinalmente tutto il settore centrale del foglio Genova ed è particolarmente evidente in diversi affioramenti dove vengono a contatto serpentiniti dell'Unità Voltri e litotipi carbonatici dell'Unità Gazzo - Isoverde. Tuttavia la natura di questo contatto è più complessa: infatti

SCHEMA TETTONICO

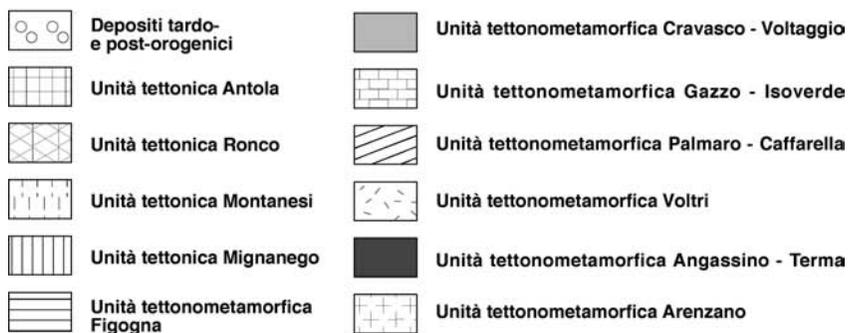
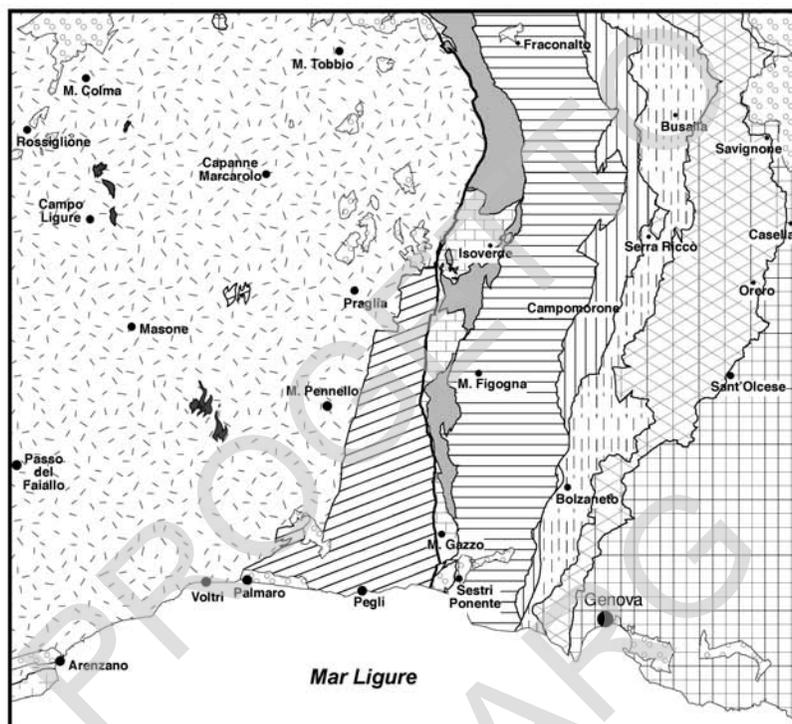


Fig. 48 - Schema tettonico del foglio Genova.

esso coincide con la Linea Sestri - Voltaggio, che ha avuto un ruolo fondamentale nella giustapposizione delle unità tettonometamorfiche di questo settore di catena e ha funzionato con tempi, cinematiche e a livelli strutturali diversi. Di conseguenza sono eterogenee anche le strutture e le rocce di faglia ad essa associate. L'analisi di queste caratteristiche suggerisce che questo lineamento abbia funzionato con cinematiche diverse a partire da livelli strutturali profondi per evolvere a livelli decisamente più superficiali fino ad assumere la sua attuale configurazione di struttura a carattere francamente fragile.

Il contatto tra le unità Cravasco - Voltaggio e Gazzo - Isoverde è un contatto realizzato a livelli strutturali profondi che, relativamente alle fasi deformative, può essere definito da pre- a sin- D_1 .

Il contatto tettonico tra l'Unità Figogna e le due unità Cravasco - Voltaggio e Gazzo - Isoverde è posteriore alle deformazioni D_1/D_2 riconosciute in queste unità. Il contatto è caratterizzato da zone di taglio milonitiche e cataclastiche che si sviluppano principalmente negli litotipi argillitici (ad esempio nella zona di Isoverde e Cravasco) delle diverse unità. Lungo la foliazione milonitica degli argilloscisti sono trasposti *boudin* di varie dimensioni di metaofioliti, di calcari e di gessi. Queste zone sono deformate dalle strutture legate alla deformazione D_3 e sono riattivate da superfici di faglia con direzione N-S e NO-SE, con immersione prevalente verso est.

Le unità tettoniche composte da flysch sono sovrapposte tettonicamente alle unità tettonometamorfiche secondo superfici immergenti verso est.

L'Unità Figogna è geometricamente ricoperta dall'insieme delle unità tettoniche Mignanego, Montanesi e Ronco. Il riconoscimento delle zone di contatto in campagna risulta problematico, sia per la convergenza litologica dei litotipi, sia per la fortissima copertura vegetale.

Ugualmente i contatti tra le unità tettoniche Mignanego, Montanesi e Ronco sono raramente visibili. Su alcuni affioramenti è comunque possibile osservare che sono caratterizzati da zone di taglio cataclastiche di spessore da decimetrico a metrico e risultano essere precedenti alla deformazione D_3 in esse riconoscibile.

Infine il contatto tra l'Unità Antola e l'Unità Ronco è una superficie tettonica a basso angolo immergente verso est; anch'essa non è facilmente osservabile in campagna.

6 - GEOMORFOLOGIA E RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO

a cura di Marco Firpo e Mauro Piccazzo

6.1 - CONSIDERAZIONI GENERALI

La caratteristica geomorfologica più evidente del Foglio è l'eterogeneità legata, da una parte, alle differenti emergenze litologiche e situazioni strutturali e, dall'altra, ai diversi agenti morfogenetici che nel tempo ne hanno condizionato il modellamento.

In generale il settore analizzato, che comprende lo spartiacque ligure-padano, può essere suddiviso schematicamente in:

- versante ligure: si presenta con elevate pendenze e la sua origine è ricollegabile alla genesi del bacino ligure-balearico. E' caratterizzato da forme erosive regressive molto ben conservate e riconoscibili e il reticolo idrografico è poco gerarchizzato, anche per l'elevata acclività dei versanti.

- Crinale e alto versante, sia padano che ligure: sono caratterizzati da morfologie poco acclivi dove è evidente il modellamento conseguente alle variazioni climatiche quaternarie; vi si incontrano spesso forme di grande interesse.

- Versante padano: presenta, al contrario di quello ligure, una morfologia dolce ed articolata, con reticoli ai quali gli eventi tettonici hanno conferito la capacità di reincidere il proprio alveo originando forme terrazzate.

La caratteristica geomorfologica di maggior risalto, facilmente osservabile, è la forte asimmetria tra il versante padano e quello ligure, soprattutto nella zona occidentale, dove lo spartiacque si trova a circa 9 km dalla costa per poi deviare bruscamente verso nord a circondare i bacini del Torrente Polcevera, prima, e del Torrente Bisagno successivamente.

6.2 - LA COSTA

La costa risente della complessità delle caratteristiche geologiche presenti e viene solitamente divisa in due parti: quella occidentale, influenzata dalla tettonica alpina, e quella orientale, legata all'evoluzione appenninica; il limite tra i due settori può essere posizionato nella parte più interna dell'arco, tra Voltri e la foce del Torrente Sturla. In questo breve tratto è presente solo una spiaggia di una certa ampiezza, quella di Arenzano, alimentata dagli apporti del Torrente Cantarena, mentre altre, decisamente meno estese, sono quelle di Crevari e di Vesima: tutte queste sono in naturale arretramento per una diminuzione degli apporti fluviali e devono la loro sopravvivenza ai ripascimenti artificiali (CORRADI *et alii*, 1994, 2004). Compare poi, nella parte più occidentale della carta, il settore terminale di una piccola spiaggia alimentata dal Torrente Lerone, che sfocia immediatamente ad ovest.

Da Voltri fino all'estrema parte orientale del Foglio la fascia costiera ha subito importanti modificazioni, legate soprattutto allo sviluppo industriale della città di Genova: ricordiamo l'ampliamento del porto nella zona di Voltri (FERRARI *et alii*, 2006), il porto petroli e l'aeroporto, l'area industriale di Cornigliano, le banchine di Sampierdarena, il porto antico e la zona fieristica; infine, nel settore più orientale, continui ripascimenti artificiali consentono l'esistenza della spiaggia artificiale nel tratto fra Punta Vagno e Boccadasse che precede le *pocket beach* di Vernazzola, Sturla e Priaruggia.

6.3 - IL VERSANTE LIGURE

Il versante ligure, nella sua parte prossima al mare, è caratterizzato dalla presenza di terrazzamenti marini legati agli alti stazionamenti eustatici quaternari e al lento sollevamento subito dall'area costiera. Le superfici terrazzate si presentano meglio conservate alle quote più basse, mentre il rimodellamento si fa più evidente all'aumentare della quota, fino a trasformare gli antichi terrazzi in crinali suborizzontali. Lo studio delle forme e dei depositi legati all'azione del mare risale in Liguria al secolo scorso: è del 1882 la nota di ISSEL dal titolo "Antiche linee litorali della Liguria". L'interesse per questo argomento è confermato da ROVERETO nella poderosa memoria del 1939 dal titolo "Liguria Geologica" dove sono raccolti e descritti, oltre ai dati precedenti, le sue personali osservazioni riguardanti grotte, terrazzi e depositi marini costieri. Nonostante questa antica tradizione, l'unica linea di riva effettivamente datata rimane quella tirreniana a *Strombus bubonius* delle Grotte dei Balzi Rossi presso Ventimiglia.

Il tratto di costa che va dal Promontorio di Arenzano fino a Genova - Sturla è interessato dalla presenza di diversi ordini di terrazzi marini (CAROBENE & FIRPO, 2002). Da Arenzano a Genova l'ordine più evidente sale progressivamente di quota da un minimo di 110 m ad un massimo di 145 m (quote riferite al margine interno). A quote inferiori sono state correlate superfici terrazzate aventi margi-

ne interno a 25 m, che in realtà corrispondono a due piattaforme marine aventi diversa altezza (7 e 17 m) coperte da depositi continentali. Al di sopra dei 145 m esistono relitti di forme terrazzate, non riportate su carta, fino ad una quota massima di 345 m, appartenenti sicuramente a più ordini distinti, non necessariamente legati all'azione marina, ma in alcuni casi imputabili all'erosione selettiva o a fatti tettonici locali.

L'ordine di terrazzi intermedio inizia con la grande superficie sommitale di Arenzano, che si estende lungo costa per circa 1,5 km con un'ampiezza massima di circa 800 m, con un'elevazione massima di 111 m sul livello del mare, mentre l'orlo esterno varia tra 70 e 90 m. Verso NE si estendono altre superfici relitte, con ampiezza variabile da un minimo di 100 ad un massimo di 300 m per il relitto meglio conservato in località Terra Rossa; la quota del margine interno di queste superfici varia da 115 a 130 m mentre l'orlo esterno da 85 a 110 m. I depositi di piede di versante, costituiti da breccie grossolane in matrice limosa, mascherano, con spessori di parecchi metri, il margine interno delle superfici terrazzate. Il deposito marino è costituito da ciottoli arrotondati decimetrici ricoperti da depositi continentali a clasti spigolosi rubefatti; il deposito è assente nei lembi più erosi, costituiti da stretti crinali in roccia, mentre è ancora ben conservato in località Bicocca dove, sul substrato metamorfico, sono conservati grossi ciottoli decimetrici, tra cui evidenti quelli appiattiti.

I calcescisti caratterizzano il substrato del settore che va dal Rio Lupara al Torrente Cerusa e la loro forte erodibilità ha condizionato la conservazione dei terrazzi: lungo tutto il settore, infatti, sono difficilmente riconoscibili superfici terrazzate, ma sono presenti, invece, limitati crinali molto erosi o isolate culminazioni, in gran parte non cartografate, ad una quota compresa tra i 115 ed i 130 m. I pochi relitti riconducibili a questo ordine di terrazzo conservano localmente ancora ciottoli arrotondati, direttamente a contatto con il substrato metamorfico.

Nel tratto che va dal Torrente Cerusa al Rio San Pietro, analogamente al settore precedente, la natura litologica (calcescisti, serpentinoscisti e metagabbri) non ha favorito la conservazione dei terrazzi; il maggiore è quello di località Castello, alle spalle di Genova - Voltri: tale lembo è costituito da una piccola e articolata superficie sommitale, priva di margine interno, avente quota massima a 112 m; il substrato è costituito da micascisti, localmente coperti da arenarie e siltiti stratificate riferibili al Pliocene, spianati dal mare durante la formazione del terrazzo.

Infine l'ampio anfiteatro naturale che accoglie l'antica area portuale di Genova si erge fino alla quota massima di 490 m del Forte Sperone ed è delimitato da un crinale spartiacque di separazione dalle contigue valli Polcevera e Bisagno. L'area è caratterizzata dalla presenza di numerose incisioni torrentizie ed è interessata anche dalla presenza di superfici terrazzate molto evidenti; la determinazione esatta delle quote in questo settore è ovviamente difficile in quanto completamente urbanizzate; l'intervento antropico ha spesso ampliato le spianate esistenti.

Tuttavia un primo gruppo di spianate è costituito da relitti di superfici subpianneggianti posizionati a circa 45, 75-80 e 90-100 m sul livello del mare; per quanto riguarda la loro età, quelle più basse sono sicuramente post-plioceniche, visto che

tagliano le marne plioceniche. Già ISSEL (1892a,b) e ROVERETO (1939) indicavano evidenze di modellamento marino sui depositi pliocenici dell'area urbana, oggi non più visibili a causa dell'intensa espansione edilizia (LIMONCELLI & MARINI, 1971, BRANDOLINI *et alii*, 1996). Tracce di antiche linee di riva, costituite da fasce di fori di litodomi lungo paleofalesie oggi demolite o mascherate dalle opere portuali, furono rilevate da ISSEL (1882) a 7 m di quota; nella zona tra Palmaro e Voltri; ad occidente, sono state descritte (CAROBENE & FIRPO, 1994) piattaforme di abrasione marina con margini interni a 7 e 16 m ricoperte da depositi ghiaiosi e ciottolosi.

Un ulteriore gruppo di relitti di spianate mal conservate è presente a 175, 275 e 350 m di quota: per la loro età esistono larghi margini di incertezza, non essendo ancora certi i valori del sollevamento, ma probabilmente sono da attribuire al Pliocene sup. (CAROBENE & FIRPO, 2002).

6.4 - IL CRINALE E L'ALTO VERSANTE

La fascia assiale della dorsale è caratterizzata da una morfologia poco acclive in cui si possono ritrovare singole forme la cui genesi è legata a climi freddi, all'estremo limite delle nevi persistenti, dove la neve fonde completamente e dove brevi o lunghe alternanze di gelo e disgelo, costituiscono il processo morfogenetico più importante. In tale fascia si ritrovano forme relitte legate a processi ormai non più attivi, che in parte sono soggette allo smantellamento ad opera dell'azione erosiva legata all'evoluzione recente.

Intensi processi crioclastici hanno interessato queste aree durante l'ultimo glaciale; successivamente abbondanti precipitazioni nevose e fenomeni di gelifusione hanno permesso la messa in posto dei clasti prodotti all'interno di impilvi, generando le forme attualmente visibili (FIRPO *et alii*, 2004).

In una nota del 1892 dal titolo "Brevi note di geologia locale" ISSEL segnalava già tracce di fenomeni glaciali nella zona del Genovesato, ma solo nel 1934 SACCO relazionò in merito a tali evidenze nel gruppo montuoso del Monte Beigua. La relazione di SACCO fece meraviglia e diede motivo a ROVERETO di esprimere il suo parere nel 1935 quando affermò "appare assai dubbia l'esistenza di terreno morenico in questo Gruppo". Dopo lo scritto del ROVERETO anche SUTTER (1938) ebbe modo di controllare alcune indicazioni di SACCO sul Monte Beigua e zone limitrofe e da questo esame risultò che molte non concordavano: SACCO aveva conferito alla glaciazione una proporzione troppo vasta. CONTI, riprendendo i lavori precedenti, ritornò sull'argomento e, in una nota del 1940, parlò per la prima volta di forme legate non al modellamento glaciale, ma all'ambiente periglaciale.

Le forme osservabili possono essere suddivise in *block stream* e in *block field*. Le prime si presentano come accumuli di blocchi subangolari, allungati secondo la massima pendenza e verticalizzati ai margini, privi di nicchie di distacco o falda detritica di alimentazione e con limiti abrupti: la loro genesi è da ricondurre a movimenti per *creep* dei blocchi al di sopra di un suolo gelato;

i secondi giacciono in genere su superfici poco inclinate, coperte almeno per il 50% di blocchi senza evidenti strutture di flusso. Sono presenti verticalizzazioni e selezione granulometrica dei blocchi attribuibili a processi di crioselezione (FIRPO *et alii*, 2004).

6.5 - IDROGRAFIA

Il crinale spartiacque tirrenico padano si mantiene sempre tra i 5 ed i 16 km (Passo della Bocchetta) di distanza dalla linea di riva.

La tettonica plio-quadernaria ha condizionato profondamente l'idrografia di superficie, soprattutto nel reticolo del versante tirrenico. Durante il Plio-Quaternario questo versante ed il suo margine continentale si inseriscono in un unico schema evolutivo, differenziandosi tra loro nell'entità e verso dei movimenti verticali. Nel settore che va da Arenzano a Voltri, la presenza di litotipi resistenti ostacola il veloce arretramento dello spartiacque come avviene invece nel settore occidentale adiacente. I bacini tirrenici risultano, in questo tratto, modellati prevalentemente dall'azione delle acque di ruscellamento ed incanalate e presentano un reticolo poco gerarchizzato. L'erosione regressiva di tali corsi d'acqua si assesta attualmente tra gli 800 ed i 900 m di quota sul livello del mare.

Il ciclo erosivo in atto risulta particolarmente attivo generalmente nelle aste secondarie, mentre in prossimità delle foci si assiste ad una aggradazione delle piane costiere.

A seguito della forte antropizzazione dei tratti terminali dei principali corsi d'acqua, che hanno comportato in taluni casi la riduzione della sezione idraulica di deflusso fino ad 1/3 di quella originaria, la maggior parte delle piane costiere tirreniche risulta soggetta a fenomeni di esondazione con tempi di ritorno inferiori ai 50 anni.

In ambito tirrenico, procedendo da O ad E, si individuano i seguenti torrenti principali: Cerusa, Leiro, Branega, Varenna, Chiaravagna, Polcevera e Bisagno.

6.5.1 - IDROGRAFIA DEL VERSANTE TIRRENICO

Torrente Cerusa

Il Torrente Cerusa drena una superficie complessiva pari a 23,1 km² alla foce.

Ha origine sulle pendici del Bric del Dente, a quota 1050 m circa e, dopo un percorso di circa 10,7 km in direzione NO-SE, defluisce in mare a Voltri nel Comune di Genova; la pendenza media dell'asta è pari a circa il 9 %.

Il tratto terminale del Torrente Cerusa, dallo sbocco a mare, per una lunghezza complessiva di circa 1.800 m, ha andamento pressoché rettilineo, con direzione NO-SE; le sezioni dell'alveo sono di forma sostanzialmente rettangolare con larghezza mediamente pari a 30 m, che aumenta sino a 70 m circa in prossimità dello sbocco a mare; la pendenza media del tratto è pari all'1,5 % circa. Entrambe

le sponde sono arginate con muri in blocchi di pietra e calcestruzzo e parapetto in muratura piena.

Torrente Leiro

Il Torrente Leiro drena una superficie complessiva pari a 28,9 km². Originato dalla confluenza di altri due corsi d'acqua (Rio Acquasanta e Rio Gorsesio), dopo aver attraversato l'abitato di Mele, termina il suo percorso sfociando nel Mar Ligure nei pressi di Voltri. Esso ha origine sulle pendici del Monte Pennello, a quota 920 m circa e, dopo un percorso di circa 11 km in direzione N-S, defluisce in mare, perpendicolarmente alla linea di costa, a Voltri nel Comune di Genova. La pendenza media dell'asta è pari a circa il 8,5 %.

Torrente Branega

Nasce alle pendici del Monte Cuccio, a quota 760 m.

L'area totale sottesa del bacino è di 4,8 km²; la lunghezza complessiva dell'asta principale è di 6 km e presenta pendenza media del 13 %.

Torrente Varenna

La superficie totale del bacino è circa 22 km² e nasce nei pressi dell'abitato di Camposilvano, dalla confluenza del Rio Vaccarezza (696 m) e del Rio del Grillo (926 m). Dopo la confluenza, il corso del Varenna si sviluppa prevalentemente in direzione N-S, con andamento sinuoso, fino allo sbocco a mare nei pressi dell'abitato di Pegli. La lunghezza dell'asta principale è di circa 11 km e la sua pendenza media è pari a circa il 16 % nella parte alta del Bacino, a circa il 4 % nella parte pedemontana, mentre nella parte bassa scende al valore medio del 1,5 %.

Torrente Chiaravagna

Il Torrente Chiaravagna, con una superficie sottesa complessiva poco inferiore a 11 km², ha origine dall'unione del Rio Cassinelle con il Rio Bianchetta in località Serra, a circa 3 km dalla foce e ad una quota di circa 63 m. Il Torrente Chiaravagna sfocia in mare all'interno del bacino aeroportuale.

Il Rio Cassinelle a est nasce dai rilievi del Bric Pria Scugente e Bric Teiolo, si unisce alla Rocca dei Corvi, mentre il Rio Bianchetta ad ovest ha origine dalle pendici del Monte Figogna, del Monte Contessa e del Monte Gazzo. Il Rio Cassinelle drena una superficie di circa 3,27 km², appena inferiore a quella sottesa dal rio Bianchetta (3,32 km²).

Torrente Polcevera

Il bacino sottende una superficie complessiva pari a 138 km² e raggiunge la sua quota massima sul livello del mare in corrispondenza della vetta del Monte Taccone (1.113 m). Il Torrente Polcevera trae origine dalla confluenza del Torrente Verde con il Torrente Riccò, nei pressi di Pontedecimo, e l'asta principale scorre con andamento meridiano per 22 km, sfociando in mare in prossimità di Cornigliano, nel Comune di Genova.

Torrente Bisagno

Il Torrente Bisagno ha origine al Passo della Scoffera (675 m). La superficie totale del bacino imbrifero è di circa 93 km²; la lunghezza dell'asta principale è di 25 km e la sua pendenza media complessiva è del 3,5 %. L'idrografia superficiale si sviluppa in modo articolato lungo due principali direzioni, E-O e N-S, risenten-

do notevolmente nella sua conformazione della tettonica fragile plio-quadernaria. La quota massima del bacino si raggiunge al Monte Candelozzo con 1.034 m, mentre la quota media è di circa 397 m. I principali affluenti in sponda destra sono i torrenti Canate, Torbido, Geirato, Trensasco e Veilino; in sponda sinistra il Torrente Lentro ed il Torrente Fereggiano.

6.5.2 - IDROGRAFIA DEL VERSANTE PADANO

Torrente Scrivia

Dal versante settentrionale del Passo della Scoffera (675 m) si diramano con andamento ancora parallelo alla linea di costa il Torrente Pentemina (12 km²) ed il Torrente Laccio (34 km²), evidenziando il condizionamento strutturale della tettonica distensiva sul reticolo idrografico anche oltre lo spartiacque tirrenico – padano. Il Torrente Scrivia trae origine dalla confluenza dei due torrenti presso l'abitato di Montoggio. Altri affluenti significativi dello Scrivia sono i torrenti: Creto (8 km²), Brevenna (40 km²), il Torrente Seminella e Vobbia (25 km²)

Torrente Stura

Nasce dalle pendici meridionali del Monte Orbitano (950 m), nell'altipiano di Praglia, ad una quota di 852 m. Sul lato sinistro lo Stura riceve i numerosi corsi d'acqua minori, tra i quali il Rio Masone, che nasce dal Bric del Dente (1.107 m) ed il Rio Masca, che dal Colle di Masca (831 m) vi confluisce presso la località Maddalena. In corrispondenza dell'abitato di Campo Ligure lo Stura riceve dapprima da destra le acque del Ponzema, che nasce dal Monte Poggio (1.081 m) e quindi il torrente Angassino che nasce dal monte Pracabàn (946 m).

In prossimità di Rossiglione Superiore si immette sul lato destro dello Stura il Torrente Berlino, che forma un ampio bacino di raccolta dai Monti Pracaban, Bellavista e Colma, mentre presso Rossiglione Inferiore confluisce nello Stura da occidente il Torrente Gargassa che nasce dal Bric Malpasso e dal Monte Pavaglione (890 m). Il suo corso, di circa 31 km, termina nell'Alto Monferrato conflueno nel torrente Orba.

6.6 - FRANE

L'intera area del Foglio è interessata da fenomeni franosi: le tipologie risultano diversificate in funzione principalmente delle caratteristiche litologiche e secondariamente del condizionamento tettonico-strutturale.

Le frane di prima generazione interessano la coltre di alterazione eluvio - colluviale ed hanno tipologia traslazionale e di colata (*soil slip* e *debris flow*): sono generalmente innescate da precipitazioni brevi ed intense che con cadenza annuale interessano tutti i litotipi presenti nel foglio.

I crolli sono relativamente rari e si manifestano quasi esclusivamente in gabbri, serpentiniti e calcari marnosi.

Gli scorrimenti rotazionali presentano superfici di scivolamento profonde anche alcune decine di metri e si manifestano prevalentemente nei litotipi dell'Unità Voltri, nelle zone dove maggiore è il condizionamento tettonico - strutturale. Alcuni esempi, anche recenti, hanno evidenziato una stretta correlazione tra l'innescò del fenomeno franoso o della sua riattivazione in corrispondenza di fasce fortemente milonitizzate (Val Varenna, località Carpenara). Studi statistici, effettuati in corrispondenza degli eventi meteorologici più significativi (autunno 1994, dicembre 2000), confermano che la causa di innescò principale è legata ad una pioggia mensile cumulata che generalmente supera i 600 mm/mese.

Gli scorrimenti traslativi sono legati sostanzialmente ai calcari marnosi della formazione del Monte Antola, che danno origine a scivolamenti tipo "strato su strato", con superficie di scivolamento sempre individuabile nell'interstrato argillitico, oppure impostata sulle argilliti di Montoggio, base stratigrafica su cui poggiano i calcari. In questo secondo caso le tipologie di frana sono di tipo complesso, per cui agli scorrimenti si accompagnano crolli e colate e sono generalmente legati a fenomeni franosi quiescenti o paleofrane impostatesi prima dell'abbassamento del livello di base attuale. Si tratta in genere di fenomeni assestati, la cui riattivazione è prevalentemente legata a grandi sbancamenti di origine antropica ed impregnazione del corpo in seguito a periodi piovosi con picchi di intensità superiori ai 100 mm/giorno.

Nelle zone a flysch della Val Polcevera, sono infine individuati alcuni abitati da consolidare (Vicomorasso, Sant'Olcese - Chiesa e Torrazza), confermati a rischio idrogeologico ai sensi del D.L. 180/98.

6.7 - CAVITÀ CARSICHE a cura di Carlo Cavallo e Barbara Fabbri

Nell'area del Foglio Genova le rocce carbonatiche non sono molto diffuse e i fenomeni carsici di un certo rilievo sono ristretti in maniera quasi esclusiva alle successioni dell'Unità Gazzo - Isoverde. Le rocce di quest'unità, seppure pressochè continue da Sestri Ponente ad Isoverde, sono esposte in tre corpi principali, nella zona del Monte Gazzo, nella zona del Monte Torbi e nella zona di Isoverde.

All'interno di questi corpi carbonatici sono presenti fenomeni carsici piuttosto consistenti, tanto da individuare tre sistemi carsici indipendenti, definiti GE33 - Monte Gazzo, GE 34 - Alta Val Chiaravagna, GE35 - Isoverde dal Catasto delle grotte e delle aree carsiche della Regione Liguria.

Monte Gazzo

Le grotte conosciute all'interno del Monte Gazzo, spesso venute alla luce durante i lavori di coltivazione delle cave, presentano un andamento variabile; si alternano pozzi verticali e gallerie sub-orizzontali che seguono due direzioni principali: una N-S e l'altra, meno frequente, E-O. Queste due orientazioni preferen-

ziali rispecchiano la netta prevalenza di lineamenti fragili aventi direzione N-S.

All'interno di questo corpo carbonatico non sono conosciuti sistemi freatici né corsi d'acqua importanti. Il carsismo sotterraneo, spesso senile o fossile, è caratterizzato da cavità sovente riempite da depositi di precipitazione chimica. Le acque drenate dal sistema fuoriescono probabilmente lungo l'alveo del rio Bianchetta.

Alta Val Chiaravagna

Il sistema carsico dell'Alta Val Chiaravagna si sviluppa lungo uno stretto affioramento di dolomie cristalline, fortemente allungato in direzione N-S e confinato ai lati dalle rocce metaofiolitiche. Le cavità sono generalmente verticali, impostate su lineamenti tettonici, mentre non sono conosciute grotte al livello di base. In questo sistema, nei pressi del paese di San Pietro ai Prati, si apre la grotta più profonda della provincia di Genova, il *Buranco de Strie*, che si sviluppa verticalmente per 130 m nei pressi del contatto tra i calcari e le serpentiniti dell'Unità Palmaro - Caffarella. Il fondo della grotta è costituito da una frattura verticale caratterizzata dalla presenza di notevoli depositi fangosi che ne impediscono l'ulteriore esplorazione.

Isoverde

Il sistema carsico più importante del Foglio Genova si sviluppa all'interno del Monte Carmelo; tuttavia i limiti del bacino idrogeologico sono tutt'altro che certi.

Sul Monte Carmelo sono attualmente conosciute 12 grotte per uno sviluppo totale di circa 1000 m a cui sono da aggiungere altre 5 cavità che erano situate all'interno dell'area di coltivazione della Cava di Cravasco e sono state distrutte dai lavori di cava. La cavità principale, la *Grotta di Isoverde*, è pure la più estesa della Provincia di Genova, con uno sviluppo spaziale di circa 700 metri. All'interno della Grotta di Isoverde, impostata su una serie di diaclasi parallele con direzione circa SO-NE collegate da corti cunicoli di origine freatica, sono presenti due corsi d'acqua indipendenti, che hanno origine e portate ben diverse e sono facilmente caratterizzabili dal punto di vista idrochimico. Un terzo corso d'acqua è presente all'interno della *Voragine del Buran*, cavità che si apre con un pozzo a cielo aperto nei pressi del rio Gallaneto e che si sviluppa al contatto tra i Calcari di Gallaneto e le metargilliti, al di sotto del rio stesso. I citati tre corsi d'acqua sotterranei hanno relazioni reciproche soltanto ipotizzabili, ma non accertate. Anche la principale grotta conosciuta alle pendici del Monte Carlo, l'*Abisso Lidenbrook* (ARENA & ARENA, 1976), è attraversata da un corso d'acqua che finisce probabilmente nella Grotta di Isoverde (ramo Quaglia) come attestato da una prova di tracciamento effettuata dagli speleologi nel 1975. Il sistema carsico di Isoverde possiede una sola risorgenza conosciuta, quella detta *dei Buggi (i Buxi)*, situata lungo il corso del Rio di Iso alla quota di 220 m.

Le cavità presenti alla sommità del massiccio del Monte Carmelo sono invece prettamente tettoniche, impostate su superfici di faglia che le rendono estremamente franose. La principale di queste, denominata *Pozzo Giovanni*, è percorribile per un dislivello di oltre 40 metri.

In questo sistema è stata effettuata un'analisi comparata delle fratture (in superficie e in sotterraneo) e dell'andamento delle cavità, allo scopo di verificare le relazioni esistenti tra le fratture presenti e lo sviluppo delle cavità carsiche.

Nelle cavità di questo sistema sono rilevabili varie superfici di frattura le quali sono affini a quelle in affioramento per caratteristiche e orientazione. Infatti le fratture rilevabili in sotterraneo mostrano due direzioni prevalenti: NE-SO e NO-SE che sono le medesime delle fratture rilevate in superficie (Fig. 49 A). Le direzioni e l'andamento delle gallerie delle cavità carsiche hanno una netta orientazione preferenziale con direzione NE-SO e una piccola percentuale ad andamento NO-SE (Fig. 49 B). In questa zona quindi la maggior parte delle grotte si imposta seguendo i maggiori lineamenti tettonici. La prevalenza delle direzioni NE-SO, può essere dovuta al fatto che i lineamenti con questa direzione sono più numerosi.

L'influenza della tettonica fragile è chiara anche sullo sviluppo del reticolo idrografico e i corsi d'acqua sono generalmente impostati o cambiano il loro andamento in funzione delle fratture principali.

Altre cavità

Al di fuori dei tre sistemi carsici menzionati, sono presenti altre cavità di un certo interesse e con caratteristiche genetiche peculiari.

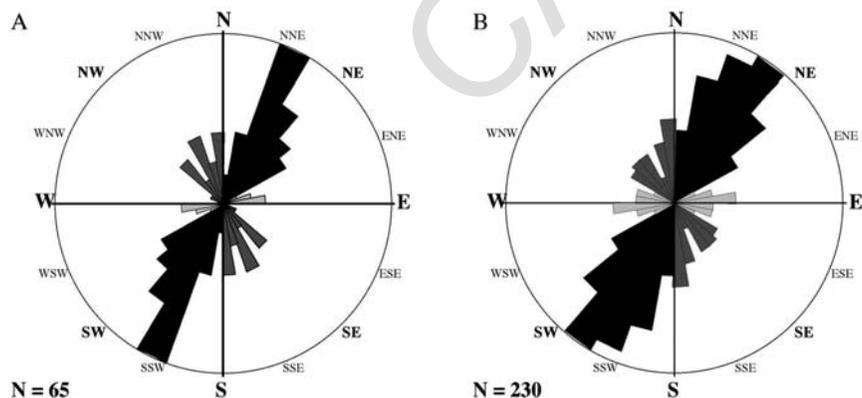


Fig. 49 - A) Diagramma a rosa dell'orientazione di fratture rilevate in superficie e in sotterraneo. B) Diagramma a rosa dell'orientazione delle gallerie delle cavità carsiche. Diverse orientazioni sono ombreggiate in nero, grigio scuro e grigio chiaro. Il cerchio esterno rappresenta il 13% dei dati.

La *Grotta del Verde* costituisce un bell'esempio di traforo idrogeologico, drenando, attraverso un interstrato dei Calcari di Gallaneto, le acque del rio di Tinelle verso la valle del rio Roncasci.

La *Tann-a do Vento* è costituita da una frattura di scollamento del versante del Monte dei Torbi, percorribile per oltre 50 metri.

Altro fenomeno carsico molto interessante è quello sviluppato nei corpi evaporitici (gessi e carniole) presenti nel sottosuolo del paese di Isoverde. Questi litotipi, in passato utilizzati a scopi estrattivi e quindi percorsi da gallerie di cava, sono interessati da fenomeni ipercarsici che ne provocano la corrosione ed il crollo, generando problemi di stabilità ad alcuni edifici e manufatti del paese.

Altre cavità di interesse speleologico si aprono all'interno dei livelli più carbonatici e massicci della formazione del Monte Antola. Sono generalmente cavità-sorgente orizzontali, impostate al contatto tra livelli carbonatici carsificati e livelli più marnoso-argillosi, che costituiscono un limite di permeabilità; raggiungono sviluppi dell'ordine del centinaio di metri. Nell'area del Foglio Genova la più importante è la *Tann-a Dragonea* sulle alture di Genova (Righi).

PROGETTO
CARG

7 - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

7.1 - RISORSE MINERARIE (a cura di Roberto Cabella)

Nell'area compresa nel foglio, non sono presenti attività minerarie in corso o recenti.

Esistono ancora tracce più o meno evidenti di sfruttamenti discontinui, avvenuti in tempi storici, di giacimenti in gran parte correlati alle rocce femiche e ultrafemiche (solfuri di ferro e rame, mineralizzazioni aurifere e talco).

Ricerche approfondite a carattere storico-minerario sono state condotte da vari autori. Molte delle informazioni recuperabili da archivi storici di varia natura sono state riassunte da autori quali MOJON, (1805), ISSEL (1892a), ROVERETO (1939) e in tempi attuali nelle ricerche condotte da PIPINO (2000, 2003a, 2003b) cui si rimanda per ulteriori dettagli e per l'ampia bibliografia e documentazione riportata.

Esistono documenti del '400 (PIPINO, 2003a e 2003b) in cui si dichiara la scoperta di "vene di metalli" di varia natura, in numerose località liguri, tra cui alcune zone del Genovesato. Tra queste le segnalazioni di mineralizzazioni a rame presso il Monte Ramazzo e nel circondario di Voltaggio. L'attività di estrazione dell'oro dai depositi alluvionali viene fatta risalire all'età romana e pre-romana; ne costituiscono la possibile testimonianza, parzialmente visibile nelle valli Stura, Gorzente e Piota, i cumuli di ciottoli accatastati sui terrazzi alluvionali di questi corsi d'acqua.

Vi sono testimonianze di sfruttamento di piccoli depositi cenozoici di ligniti dei quali non rimane traccia visibile, per i quali le uniche fonti di informazione sono di carattere storico e bibliografico.

Giacimenti a solfuri di ferro e rame

Le coltivazioni che hanno avuto in passato un'attività a tratti fiorente e delle quali si hanno ancora testimonianze evidenti, sono la miniera di Monte Ramazzo (attuale zona Bric dei Corvi Nord, a nord di Sestri Ponente) e le miniere in alta Val Lemme (a sud di Voltaggio).

A Monte Ramazzo sono state coltivate mineralizzazioni a solfuri nelle serpentiniti e sono ancora visibili gallerie, tracce di lavorazione e piccole discariche. L'attività estrattiva in un primo tempo avviata per il rame, nel periodo a cavallo tra '700 e '800 era dedicata soprattutto alla fabbricazione di solfato di magnesio. Per la produzione di solfato di magnesio era stata attiva per un decennio, anche una miniera nella vicina località Lagoscuro poco a nord della Pria Scugiente; l'attività estrattiva è stata interrotta nella prima metà dell'800 (PIPINO, 2003a, 2003b). Dagli studi condotti da FERRARIO & GARUTI (1980) queste mineralizzazioni sono riconducibili a mineralizzazioni stratiformi a Fe-Cu-(Ni) in rocce ultrafemiche. I minerali primari sono pirrotina, pirite e calcopirite mentre le associazioni di minerali quali ilvaite, digenite, valleriite e magnetite sembrerebbero correlabili a processi di mobilizzazioni secondari.

Nell'alta Val Lemme a sud di Voltaggio, presso Molini di Fraconalto, le mineralizzazioni già note dal '400, furono oggetto di intensa attività estrattiva nelle zone Acquestriate, Priatecia e Biscia dalla seconda metà dell'800 (dichiarazione di scoperta di miniera nel 1857; PIPINO 2003a).

Dopo alcune concessioni minerarie e lo sfruttamento anche del talco trovato nei pressi in più riprese, lavori più importanti vennero eseguiti nei primi del '900 e durante la II Guerra Mondiale. Furono estratte dal 1935 al 1943 circa 375.000 tonnellate di minerale al 4 - 9 % in Cu e vennero prodotte 4000 tonnellate di talco ventilato.

L'estrazione del talco proseguì sino al 1951. Nei primi anni '60 furono condotti studi di prospezione geofisica e lavori di ripristino che vennero ben presto abbandonati per vicissitudini. I risultati degli studi di prospezione (Società Italsvenska) in un rapporto del '62 dichiaravano riserve di minerale certo per 70.000 t, e 7 milioni di tonnellate di minerale probabile al 3% (PIPINO 2003a).

Le mineralizzazioni a solfuri, secondo FERRARIO & GARUTI (1980), sono di tipo *stratabound* a Fe-Cu-Zn ubicate nella parte sommitale di colate basaltiche o al contatto con le coperture sedimentarie originatesi a seguito di processi idrotermali o vulcanico-esalativi e hanno subito evidenti rimobilizzazioni sintettiche orogeniche con riconcentrazioni in zone di *thrust*.

PIPINO (2003a) segnala la presenza di tre tipi di mineralizzazioni: lentiformi a struttura massiccia caratterizzate dall'associazione pirite + calcopirite, in vene di quarzo, disseminate nei basalti e nei gabbri. Le mineralizzazioni ad alto tenore in rame sono in vene decimetriche a calcopirite dominante; minerali associati sono sfalerite, pirrotina, mackinawite e bornite. Localmente la bornite è dominante in vene ad alto tenore. Secondo l'autore, le mineralizzazioni (a pirite + calcopirite) disseminate in basalti e gabbri, sarebbero singenetiche alle rocce incassanti e così

pure le mineralizzazioni massive (interessate successivamente da modificazioni tettonico - metamorfiche). Alcune lenti potrebbero essere di sostituzione metasomatica di livelli carbonatici presenti negli argilloscisti al contatto con i basalti. La presenza di filoni basaltici successivi alla messa in posto di gabbri e basalti massicci potrebbe aver giocato un ruolo importante nel processo metallogenico. Le mineralizzazioni in vene sarebbero correlabili a processi di mobilitazione e riconcentrazione tettono - metamorfici, responsabili anche della genesi delle mineralizzazioni a talco.

Giacimenti auriferi

Le ricerche minerarie e lo sfruttamento dei giacimenti auriferi hanno interessato depositi di tipo alluvionale, depositi eluviali e giacimenti primari in vene (PIPINO, 1980 e bibliografia citata all'interno, cui si rimanda per ulteriori informazioni). La maggior parte delle mineralizzazioni in vene era già conosciuta nel XV secolo e sono state ritrovate testimonianze e documenti storici di periodi anche precedenti sia sulla "pesca" dell'oro nel torrente Orba che di attività di ricerca e concessione in Val Gorzente e Valle Stura (PIPINO, 1976a). Le miniere che sono state aperte in zona sono riferibili a 6 concessioni, solo in parte ricadenti all'estremo NO del Foglio, concentrate in due zone (PIPINO, 2003a): concessioni "Ovada" e "Belforte", rispettivamente in sponda sinistra e destra del torrente Stura (a NO del Monte Colma, anticamente "Montagna dell'Oro") e le concessioni, tra loro limitrofe, "Moglia Ferraiolo", "Cassinotto", "Alcione e Maggetta" e "Frasconi", ubicate a ovest del Monte Tugello tra le valli Piota e Gorzente. Vi sono inoltre testimonianze (PIPINO, 2000, 2003a, 2003b) di numerose concessioni per ricerca e lavori minerari sia in zone limitrofe a quelle citate che in altre zone del Foglio (torrente Vezzullo presso Masone, e presso la località Vaccarezza nel Comune di Ceranesi). Nell'800 le indagini condotte dal Corpo delle Miniere evidenziarono numerosi filoni di quarzo aurifero con tenori da 2.85 a 12.5 g/t. Vennero date in concessione e subirono vari passaggi societari le miniere "Alcione e Maggetta" e "Moglia Ferraiolo" in val Gorzente e vennero realizzati vari impianti di lavorazione tra i quali lo stabilimento (macinatura, amalgamazione e fonderia) in località "Lavagnina", successivamente sommerso a seguito della realizzazione dell'omonimo bacino artificiale. I dati relativi ai quantitativi di minerale estratto e ai tenori sono scarsi e frammentari; l'analisi di un lingotto prodotto presso lo stabilimento della Lavagnina riportata da PIPINO (1982) rivelò 75% di Au, 16% di Ag e 9% di Cu e altri metalli. Nel 1889 a seguito di lavori di ammodernamento degli impianti della Lavagnina si ottennero 12 kg di oro ad alto tenore di Ag dal trattamento di 1700 t di minerale.

Nei primi anni del '900 si ebbe una certa ripresa di attività con tentativi di ammodernamento e sperimentazione di nuove tecniche di trattamento (prove di cianurazione), ma pochi anni dopo si vide il definitivo abbandono dell'attività mineraria e la rinuncia alle concessioni. Attività di sfruttamento limitato a zone

ad alto tenore delle vene mineralizzate è stato successivamente condotto a livello artigianale. Verso la fine del '900, sono state condotte da parte della Teknogeo s.r.l. prospezioni e prove in situ con impianti pilota che, pur evidenziando tenori localmente interessanti, non hanno dato luogo a richieste di nuove concessioni e le ricerche sono state sospese.

Le mineralizzazioni (PIPINO, 1976, 1980) sono associate alle rocce ultrafemiche serpentizzate in filoni distribuiti principalmente in una fascia lunga circa 4 km e larga 3 orientata nord-sud. Le mineralizzazioni filoniane più importanti sono state correlate a faglie subverticali parallele con direzione normalmente NNE-SSO. Si tratta di mineralizzazioni in vene dello spessore variabile da pochi millimetri ad alcune decine di centimetri, a ganga quarzoso-carbonatica, disseminate entro breccie serpentinitiche grossolane di potenza variabile da pochi centimetri ad alcune decine di metri. I tenori più elevati e i giacimenti sfruttati sono connessi a vene a quarzo e carbonati dove, localmente, sono state riscontrate concentrazioni variabili da 2 a 20 g/t con rare concentrazioni eccezionalmente elevate, superiori ai 200 g/t. I costituenti principali delle vene sono carbonati di magnesio (dolomite e magnesite), quarzo e calcedonio; tra le fasi accessorie oltre all'oro nativo sono presenti solfuri disseminati (pirite, marcasite, calcopirite, pirrotina, blenda e galena). I livelli mineralizzati sono in molti casi caratterizzati da una intensa colorazione rossastra per la presenza di abbondanti ossidi e idrossidi di ferro legati a processi di alterazione. L'oro è presente disseminato, in piccole cavità, nella ganga di quarzo e come microinclusioni nei solfuri. E' presente come aggregati irregolari submillimetrici e solo raramente sono stati osservati cristalli idiomorfi microscopici e dendriti di dimensioni centimetriche.

Depositi di lignite

TARAMELLI (1918) riporta il giacimento lignitifero di Monte Orditano come noto per sporadici rinvenimenti del combustibile fossile e non segnato in carte geologiche; riporta che sfugge all'osservazione perchè quasi completamente ricoperto da una frana; ne segue una descrizione dell'attività mineraria condotta dalla Società Romagnoli per sfruttare depositi presenti in lembi discontinui ed esigui (50 cm) presso i Piani di Praglia (dove era stato realizzato lo scavo di un pozzo e l'estrazione avveniva a pochi metri di profondità) e località a poche centinaia di metri verso il Rio Lischeo (località La Bajarda, livelli di 30-50 cm di spessore) e ancora verso la località Termini (livelli di spessore variabile da 40 cm a 1 m) dove l'autore riportava l'esistenza di una galleria di un paio di metri, mentre gli altri depositi venivano coltivati a cielo aperto.

PIPINO (1978) riporta la scoperta (1836) del deposito presso Capanne di Marcarolo (loc. Massapello) dove furono eseguiti lavori indiscriminati che a seguito di frane portarono all'occultazione del deposito.

Presso Costa Cravara, al limite estremo nord del Foglio, (Crovara di sopra e Crovara di fondo nei documenti originali) furono svolti lavori dal 1843; ci fu una

ripresa dello sfruttamento dal 1944 al 1947 di cinque lenti di lignite che produssero nel periodo indicato 1500 t di lignite picea. Segnalazioni di lenti a lignite provengono anche dalla zona delle sorgenti del rio Acquestriate (Val Lemme).

LORENZ (1968) attribuisce all'Oligocene inferiore (Stampiano inf., secondo l'autore) le facies da salmastre a continentali in cui si sarebbero sviluppati, in clima tropicale, i livelli marnosi verdastri con intercalazioni a lignite (potenza complessiva 10-20 m) di Voltaggio nel Rio Morsone, in località Casa Acquafredda (Costa Cravara), coltivate tra le due guerre mondiali, di Monte Maggio (ROVERETO, 1939), Monte Orditano, Praglia e Capanne di Marcarolo. L'autore riporta che talvolta (ad esempio a Costa Cravara) è possibile osservare che i livelli di lignite sovrastano breccie continentali e che sono a loro volta ricoperti dalle facies conglomeratiche. Secondo Lorenz queste facies sarebbero correlate al passaggio eteropico tra dominio marino e lagunare in presenza di locali accumuli di abbondante materia organica, in piccoli bacini caratterizzati da rapida subsidenza correlabili allo sviluppo di facies trasgressive al margine occidentale e orientale del Gruppo di Voltri.

7.2 - ATTIVITÀ ESTRATTIVE DI LAPIDEI ORNAMENTALI E DI MATERIALI LITOIDI COMUNI a cura di Roberto Cabella

Nell'area compresa nel foglio sono attualmente presenti alcune attività estrattive di materiali litoidi comuni sebbene esistano testimonianze dirette o indirette (storiche) documentate anche di estrazione di materiali lapidei ornamentali sporadicamente protrattesi sino agli ultimi decenni del secolo scorso. Alcune informazioni storiche dettagliate sono recuperabili da MOJON (1805) che nella sua descrizione mineralogica della Liguria riporta, per l'area in esame alcune attività estrattive importanti. Per ulteriori informazioni dettagliate e approfondimenti di carattere storico sugli impieghi di litoidi comuni e lapidei ornamentali nel Genovesato si rimanda a BOATO & MANNONI (1998).

Vale la pena accennare brevemente ad alcuni di questi materiali, largamente impiegati in passato e di notevole importanza storica.

La Pietra di Promontorio

La "Pietra di Promontorio" è una varietà compatta e scura di calcare marnoso, attribuibile alla formazione del Monte Antola. Veniva estratta a ponente di Genova (si ricordano, come esempi significativi, la Cava del Promontorio della Lanterna, attiva almeno dal XII secolo e la cava di San Teodoro, l'unica ad essere stata attiva sino al XX secolo), e dell'attività estrattiva non restano tracce evidenti a causa del pressoché totale sfruttamento (già interrotto in gran parte nel XIX secolo) e delle successive fasi di urbanizzazione. L'impiego della Pietra di Promontorio come *building stone* e pietra ornamentale (sculture, bassorilievi e

ornamenti dei portali) è tuttora individuabile in numerosi edifici importanti del centro storico di Genova. I caratteri tecnici risultano variabili nei differenti siti estrattivi e sono principalmente imputabili a percentuali differenti dei componenti mineralogici fondamentali (calcite, minerali argillosi e quarzo), conseguente alla natura torbida della sedimentazione di questi litotipi. La presenza di facies variabili da compatte a “ardesiache” ha consentito un’ampia gamma di applicazioni (BOATO & MANNONI, 1998).

Il Verde Polcevera e il Verde Pegli

Il “Verde Polcevera” o “Marmo verde di Polcevera” è una varietà di breccia ofiolitica a matrice carbonatica (oficalce) un tempo abbondante nei pressi di Pietra Lavezzara, conosciuta e apprezzata in passato per lucidabilità e colore verde brillante (MOJON nel 1805 riporta che era stato precedente oggetto di esportazione in Inghilterra e Russia); il periodo di utilizzo (BOATO & MANNONI, 1998) va dal XVI secolo al XIX secolo nelle chiese (colonne e tarsie policrome) e in edilizia privata (principalmente portali e camini).

Il “Verde Pegli”, di natura analoga al precedente ma di minor qualità (lucidabilità inferiore), veniva sfruttato in alta Val Varenna, e l’attività estrattiva sfruttava grossi massi rinvenuti nel torrente (MOJON, 1805) che venivano ridotti in tavole o colonne ed erano impiegati nell’area genovese.

L’Alabastro del Gazzo

La presenza di cavità ipogee, in gran parte distrutte dall’attività estrattiva del calcare dolomitico, in passato diede origine allo sfruttamento di alabastro calcareo, di colore da giallino chiaro a giallo arancio rinvenuto nelle grotte di Monte Gazzo, da cui la denominazione di “Alabastro del Gazzo”; venne largamente impiegato come pietra ornamentale per lastre, piastrelle e colonne (ad esempio nella Chiesa dell’Annunziata a Genova, MOJON, 1805) e in alcuni casi, sino a tempi recenti, per sculture.

La pietra da calce

L’estrazione di calcare per la produzione della calce ebbe in passato notevole importanza e la presenza di alcuni importanti centri estrattivi nell’area considerata alimentava in passato numerosi forni da calce. I siti estrattivi oltre che presso il Monte Gazzo erano distribuiti anche nei pressi di San Carlo di Cese, Torbi, San Martino di Paravanico, Gallaneto e Monte Carlo e ai primi dell’800 in questa zona, erano presenti più di 30 forni di cui una decina rifornite dalle cave del solo Monte Gazzo (MOJON, 1805).

Il gesso di Isoverde

L'estrazione di gessi riferibili all'Unità Gazzo - Isoverde avveniva in superficie e in sotterraneo (nei pressi di Isoverde e lungo la strada per il Passo della Bocchetta), sfruttando principalmente gessi a grana fine e compatti. MOJON (1805) riporta l'uso di esplosivo per l'estrazione che avveniva in superficie e descrive il processo di produzione di "gesso da presa" e "gesso in pane" ottenuti previa calcinazione in forno per 24 ore, il primo per macinazione in un mulino tipo quelli da frumento e il secondo mediante successiva decantazione in serbatoi per 1 mese, estraendo alla fine una pasta malleabile che veniva confezionata in pani allungati di circa 4 hg posti ad essiccare. Ai primi dell'800 la produzione di gesso di Isoverde suppliva al fabbisogno dell'intera area Genovese ed era, in parte, oggetto di esportazione verso zone limitrofe. Attualmente gli accessi ai lavori in sotterraneo presso il paese di Isoverde non sono più individuabili in quanto la zona è stata oggetto di lavori di riporto; la zona circostante risulta però interessata da fenomeni di cedimenti superficiali e subsidenza localizzata e durante lavori di consolidamento in zona, sono stati intercettati vecchi vuoti di coltivazione.

Litoidi comuni

Al contrario dei materiali precedentemente descritti, risulta arduo fornire un quadro esaustivo dei siti utilizzati per estrarre litoidi comuni, in quanto, in tutta l'area, era usuale aprire piccole cave finalizzate all'approvvigionamento locale e temporaneo.

In misura variabile, in relazione a differenti fasi di urbanizzazione e sviluppo economico dell'area gravitante intorno al capoluogo di Genova, furono attivamente sfruttati, oltre alle rocce calcaree e dolomitiche (queste ultime anche largamente impiegate in siderurgia dall'Italsider), serpentiniti, metagabbri, metabasalti e anche (in minor misura) calcescisti. Tale attività estrattiva subì un incremento progressivo dall'800 sino agli anni '70 del XX secolo, per la crescita della richiesta connessa all'urbanizzazione e alla realizzazione di infrastrutture portuali, stradali e ferroviarie, con una produzione di pietrischi e granulati per massicciate, stabilizzati, calcestruzzi e massi da scogliera. I calcari dolomitici e i calcari marnosi furono largamente impiegati nella produzione di calci e cementi. Risultano pertanto diffusissime sul territorio in esame, piccole cave di prestito in parte ben rinaturalizzate e di difficile individuazione mentre alcune cave di grandi dimensioni sono presenti in Val Varena (metabasalti, metagabbri, prasinita), in Valle Stura (serpentiniti), in Val Polcevera (calcari dolomitici, calcari marnosi, serpentiniti, oficalci) e Val Bisagno (calcari marnosi). In molti casi, ampi piazzali di cava, vista la generale carenza di superfici pianeggianti naturali nelle aree considerate, sono stati riutilizzati per collocare insediamenti di varia natura.

Lo sfruttamento di sabbie e ghiaie dai litorali e prelievi di materiali analoghi in alveo, certamente avvenuti in tempi storici, non hanno lasciato tracce attualmente visibili. Un breve cenno merita lo sfruttamento, nei pressi di Pontedecimo,

di depositi argillosi correlabili ad argilloscisti alterati, utilizzati nel secolo scorso per la fabbricazione di mattoni refrattari.

Le cave attualmente attive (Maggio 2005)

Sulla base dei dati disponibili, avuti dall'Ufficio Cave della Regione Liguria (Servizio attività produttive), la situazione attuale evidenzia una generale scarsità di attività estrattive nell'area in esame. La produzione riguarda principalmente materiale per la produzione di pietrisco, sabbie e ghiaie ed una piccola produzione per le calce idrauliche con il generale abbandono dell'attività produttiva di pietre ornamentali. L'attività viene svolta generalmente mediante l'abbattimento con esplosivo e mezzi meccanici con coltivazioni (a gradoni) a cielo aperto.

In Tab. III (dati Regione Liguria) sono riportate le produzioni relative al 2004 (2003 per Tana dei Banditi).

Tab. III.

Denominazione cava	Località	Materiale	Tipologia	Produzione (10 ³ t)
Castellaro	Cravasco	dolomie e calcari dolomitici	sabbie e ghiaie	346
Monte Carlo	Cravasco	dolomie e calcari dolomitici	pezzame vario	2,6
Montanasco	Molassana	calcari marnosi	pietrisco prodotto in cava	148
Gneo	Monte Gazzo	calcari dolomitici	sabbie e ghiaie	110
Giunchetto	Panigaro	calcari dolomitici	pezzame per calce	292
			pietrisco prodotto in cava	110
Tana dei Banditi	Carpenara	metagabbri	pezzame vario	85

Alcune cave sono ancora attualmente interessate da operazioni di ripristino (senza asporto di materiale). Per eventuali informazioni di dettaglio si rimanda ai documenti concernenti il Piano Territoriale delle attività di cava presso la Regione Liguria - Servizio Attività Produttive.

7.3 - IDROGEOLOGIA (a cura di Sandro Nosengo)

L'area compresa nel Foglio Genova ha delle caratteristiche peculiari che la

rendono unica sotto tutti gli aspetti connessi alle caratteristiche geologiche in genere e idrogeologiche in particolare. Tra i fattori determinanti ricordiamo:

- l'assetto strutturale, che vede le varie unità tettoniche interessate da diverse fasi deformative, con importanti episodi di tettonica recente rigida e i suoi riflessi sull'assetto geomorfologico e oroidrografico nonché sullo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi e quindi sulla circolazione delle acque.

- La permeabilità degli ammassi rocciosi che dipende dallo stato di fratturazione, normalmente assai intenso, e che consente l'instaurarsi di circuiti importanti anche in profondità. I corpi argillitici, così come i calcescisti, sono poco o nulla permeabili, ma in qualche caso la fratturazione modifica questa condizione; le formazioni calcareo-dolomitiche mesozoiche presenti lungo la Sestri - Voltaggio sono anche abbondantemente carsificate mentre i calcari della formazione del Monte Antola lo sono più raramente, e in forma più blanda, nelle facies a minore componente argillosa; i conglomerati sono fratturati a grande scala e costituiscono talora serbatoi importanti.

- La morfologia straordinariamente varia e la vicinanza al litorale dello spartiacque con altitudini elevate da cui deriva un'estrema frammentazione nella distribuzione dei corpi idrici superficiali e sotterranei. Vi è una relativa modestia di piane alluvionali e presenza di dislivelli molto accentuati anche in prossimità della costa e quindi un dinamismo molto vivace dei corsi d'acqua e dei versanti con intenso sviluppo di fenomeni franosi antichi e recenti.

- Un'elevata propensione al dissesto per cause naturali aggravata dall'intervento umano.

- Il clima, l'intensità delle piogge, l'idrologia e quindi il comportamento idraulico dei corsi d'acqua.

- La relativa scarsità di corpi idrici sotterranei e la potenzialità limitata degli acquiferi in essi contenuti.

- La presenza di manifestazioni sorgentizie significative per l'approvvigionamento idrico di piccoli nuclei, ma irrilevanti per il grande insediamento della città di Genova.

- La necessità storica di avvalersi dapprima di derivazioni di acqua fluente (Acquedotto della Val Bisagno, Roggia dei Mulini in Polcevera) in aggiunta ai pozzi trivellati nelle piane alluvionali e quindi di invasi artificiali per sopperire ai fabbisogni idropotabili e industriali di Genova.

Alcuni di questi temi vengono di seguito esaminati.

7.3.1 - L'ASSETTO OROIDROGRAFICO

È dominato dallo spartiacque tirreno-padano che corre da SO a NE lasciando da una parte i numerosi tributari del Mar Ligure (dal torrente Cantarena di Arenzano a ponente fino al torrente Sturla a levante, si contano oltre 40 corsi d'acqua con bacini anche minimi di qualche km²) che sfociano direttamente a mare. Verso nord, fluiscono le acque dei bacini del torrente Stura, del torrente

Lemme e dello Scrivia che sono quindi tributari del Po.

Lo spartiacque tocca altitudini notevoli, anche superiori a 1000 metri (Monte Reisa 1134 m s.l.m. a 5 km dalla costa), dal Passo del Fajallo (prossimo a Bric del Dente oltre 1300 m s.l.m.) al Passo della Bocchetta dove raggiunge la massima distanza dalla costa per questo settore (circa 20 km a Monte Lecco) per poi riavvicinarsi fino a Crocetta d'Orero (14 km). Anche nelle porzioni intermedie di questi bacini si raggiungono quote discrete con Punta Martin e Monte Pennello a quasi 1000 mslm, con Monte Figogna a 808 m s.l.m.. A levante, appena fuori carta, si erge isolato Monte Fasce con i suoi 832 m s.l.m. a meno di 3 km dal mare.

Le pendenze medie molto elevate dei versanti come anche delle porzioni medio-superiori degli alvei torrentizi implicano tempi di corrivazione ridottissimi e portate di piena molto accentuate.

E' da segnalare la corona di rilievi anche superiori a 500 m s.l.m. che costituisce la prima quinta montana alle spalle della città ed anche del centro storico di Genova. A proposito di quest'ultimo, va detto che nel suo anfiteatro culminante col Monte Sperone (507 m s.l.m.) si sviluppano ben 12 piccoli bacini idrografici, oggi quasi interamente resi sotterranei dall'espansione urbana a partire da epoca medievale, i quali costituiscono una parte dei tanti problemi idraulici e idrogeologici della città.

I maggiori bacini sono quelli della Polcevera (138 km²) e del Bisagno (93 km²) che delimitano a ovest e a est il nucleo urbano più antico di Genova. Essi sono comunque piccoli bacini pur ponendo, insieme a quelli minori, problemi idraulici e di dissesto che, come si vedrà più avanti, sono assai gravi e di difficile soluzione.

7.3.2 - IL CLIMA E LA PIOVOSITÀ

Ha caratteristiche di clima marittimo mediterraneo mite, dominato dai venti dei quadranti meridionali peraltro portatori di correnti umide. Nelle valli dell'entroterra e in altitudine le temperature tendono ovviamente a diminuire mentre aumenta la piovosità. Data l'orografia, si sviluppano microclimi particolari sia sulla costa che nelle vallate interne e in quota.

Alcuni dati sommari: la piovosità media annua va dai circa 1200 mm della costa agli oltre 1500 mm con punte fino a 1800 mm nell'entroterra.

Le temperature sono generalmente miti con escursioni termiche ridotte: sulla costa gli estremi assoluti vanno da qualche grado sotto lo zero in inverno (eccezionalmente) a oltre trenta gradi in estate mentre l'escursione media giornaliera non supera i 10 gradi.

L'umidità relativa è quasi sempre alta superando frequentemente l'80% in estate con le bonacce di vento, ma anche in inverno con lo scirocco (nella lingua genovese questa condizione di tempo, assai fastidiosa, viene detta "maccaja").

Le piogge sono distribuite nell'anno solitamente con massimi primaverili e, soprattutto, autunnali e con minimi nelle stagioni invernale ed estiva. Vi sono le

debite eccezioni con piogge intense nei mesi di luglio e agosto e talora in inverno; vi sono anche i periodi siccitosi che, come quello del 2003, possono durare da febbraio fino all'inizio dell'inverno. Le siccità si presentano nel genovesato con frequenza circa decennale e talora si ripetono per due anni consecutivi come accadde nel 1973/74.

Con discreta frequenza si presentano eventi di pioggia di particolare intensità e di breve durata: la Liguria e Genova in particolare sono purtroppo note per le frequenti alluvioni che le colpiscono con violenza eccezionale. I rilievi montuosi a ridosso della costa rallentano infatti le correnti meridionali, consentendo loro di scaricare a terra volumi di pioggia notevolissimi. La ridotta estensione dei bacini con pendenze molto elevate e versanti poco permeabili accelera la corruzione e genera poi eventi di piena mal contenibili.

Negli ultimi anni pare si sia instaurata una tendenza verso la concentrazione delle piogge in un numero minore di giorni ma con maggiore intensità alternati a siccità prolungate come nel 2003.

7.3.3 - LE SORGENTI

Sono assai numerose ma di ridotta portata, raramente superiore al litro/secondo. Nel passato esse sono state comunque essenziali per l'approvvigionamento dei piccoli nuclei e delle case isolate, che attualmente sono quasi sempre serviti da acquedotto. Tranne le argilliti, gli ammassi rocciosi presenti, per natura impermeabili, hanno acquisito una permeabilità secondaria per fratturazione e talora carsismo, che consente l'instaurarsi di una circolazione sotterranea diffusa su tutto il comprensorio, prevalentemente superficiale, ma anche profonda, secondo particolari allineamenti preferenziali lungo i contatti litologici e in corrispondenza delle maggiori zone di fratturazione.

Altri acquiferi significativi sono gli accumuli detritici di origine eluvio-colluviale e di frana che, essendo assai estesi, possono raccogliere quantità significative di acque di infiltrazione e restituirle attraverso manifestazioni sorgentizie.

Particolare è la presenza di sorgenti, spesso perenni ma generalmente di portata molto bassa, in prossimità delle zone di crinale dei rilievi: la loro alimentazione può ascrivere in prevalenza alla condensazione negli ammassi rocciosi fratturati dell'umidità atmosferica che raggiunge i rilievi con i venti meridionali. Nel massiccio del Beigua sono note sorgenti di questo tipo con portate fino alle decine di l/s.

Vi sono alcune sorgenti termominerali, situate soprattutto nell'Unità Voltri, fra le quali le più note sono quelle sulfuree dell'Acquasanta, note fin dall'800 e dotate di stabilimento per la fruizione.

Altre notizie aggiornate e dettagliate sulle sorgenti possono essere reperite negli Atlanti degli Acquiferi (MARINI & OTTONELLO, 1997, 1999, 2002).

7.3.4 - GLI ACQUIFERI ALLUVIONALI

I principali sono quelli del Polcevera e del Bisagno.

In Polcevera è presente un complesso di depositi fluviali antichi, recenti e attuali che poggiano su un substrato flyschoidale impermeabile la cui massa principale si sviluppa da Bolzaneto (confluenza con il torrente Secca) con spessori che superano i 60 m. Il volume complessivo è stimato nell'ordine di 55 milioni di m³. Questi depositi hanno permeabilità e granulometria variabile dalle ghiaie grossolane, alle sabbie, ai limi e alle argille e contengono una falda abbastanza superficiale, soggetta al fenomeno dell'insalinamento, nella quale, in corrispondenza del massimo sfruttamento per usi industriali, erano stati perforati oltre 150 pozzi. Attualmente, per la maggior parte, gli insediamenti industriali sono stati chiusi per essere sostituiti da altre attività a basso consumo d'acqua ed anche molti dei pozzi sono stati abbandonati. Questa falda ritorna quindi ad essere disponibile per usi civili.

Anche in Bisagno, a monte di Staglieno è presente un acquifero quasi gemello del precedente, ma di estensione e di volume inferiori (30 milioni di m³ circa) con spessori che possono raggiungere i 50 m. I depositi sono prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi alla base e sono ricoperti da un orizzonte argilloso-limoso abbastanza continuo a bassa permeabilità che crea frequentemente condizioni di pseudoartesianità: le alluvioni attuali costituiscono un orizzonte di pochi metri di spessore e contengono una modesta falda freatica superficiale. L'acquifero del Bisagno poggia in massima parte sui calcari della formazione del Monte Antola e, nella zona terminale, sulle argille di Ortovero. In corrispondenza della foce è presente un saliente roccioso trasversale di calcari marnosi che costituisce barriera parziale, ma significativa sia ai deflussi sotterranei verso mare sia alle intrusioni salmastre. La falda terminale del Bisagno è un'acquifero abbondantemente sfruttato come "seconda acqua" degli edifici che hanno invaso la piana, un tempo destinata alle colture orticole, con l'espansione della città nella seconda metà dell'800 e del '900. Vi sono anche pozzi profondi, alcuni dei quali appartengono all'acquedotto comunale.

Altri depositi alluvionali significativi ai fini dello sfruttamento sono quelli del Cerusa e del Leira nonché quelli dello Scrivia che, a Busalla, ospitano una galleria drenante gestita da un acquedotto privato che rifornisce Genova.

Altre notizie aggiornate e dettagliate su questo argomento possono essere reperite negli Atlanti degli Acquiferi (MARINI & OTTONELLO, 1997, 1999, 2002).

7.3.5 - IL RISCHIO IDROGEOLOGICO: FENOMENI ALLUVIONALI E FRANOSI

Ecco un elenco sintetico delle alluvioni maggiori che hanno interessato i bacini del genovesato a volte interessandolo *in toto* e talora per singoli bacini:

Anno	Area maggiormente colpita
1822	Genova centro e Bisagno: misurati nell'evento 30 pollici di pioggia, corrispondenti a 812 mm
1892	Bisagno e Polcevera
1907 e 1908	Bisagno
1926	Polcevera
1945	Polcevera (con portata di 1432 m ³ /sec) e Bisagno
1951	Polcevera e Bisagno. Coincide con altre alluvioni di quel periodo in Italia fra le quali la grande alluvione del Polesine
1953	Bisagno e alta Val Polcevera: è l'evento più grave prima del 1970.
1963	Leira
1970	E' l'evento maggiore per intensità, per estensione e per gravità che abbia colpito il territorio genovese. Sono state registrate piogge di entità tale da costituire dei <i>record</i> per Genova, per l'Italia e probabilmente per tutte le regioni del mondo con analoghe caratteristiche geografiche e climatiche: pioggia oraria 130 mm pioggia cumulata in 12 ore oltre 700 mm pioggia cumulata in 24 ore oltre 900 mm L'alluvione del 1970 colpì quasi esattamente i bacini rientranti nei confini comunali lungo la costa, dal Cerusa al Nervi, ed ebbe i maggiori effetti dannosi nel bacino del torrente Bisagno, nella sua parte medio-terminale da Molassana alla Foce. La portata del Bisagno calcolata a posteriori è stata di circa 1400 m ³ /s che, evidentemente, come in altre occasioni, non potevano essere smaltiti dal tratto terminale coperto, erroneamente dimensionato negli anni '20 per portate di 500 m ³ /s con "franco idraulico" fino a 750 m ³ /s.
1977	Valle Stura e Valle Scrivia con riflessi minori per Val Cerusa, Val Leira e Val Polcevera: è una delle più gravi alluvioni del versante ligure-piemontese
1987	Genova centro
1989	Genova centro
1991	Genova ponente e centro
1992	Bisagno e Sturla
1993	E' un evento grave, che colpisce tutti i bacini del ponente genovese fino al Polcevera e in piccola parte al Bisagno
1994, 1995, 1996, 1997, 1999, 2000, 2002	Altri eventi minori che interessano parzialmente il territorio genovese mentre colpiscono più gravemente altre parti della Liguria (Savonese, Ventimiglia, Rapallo, Chiavari).

E' da notare che le alluvioni che hanno più recentemente colpito anche altre zone d'Italia sono state generate da piogge di intensità nettamente inferiore a quelle registrate negli eventi più gravi, come quello del 1970: meno di 200 mm in 48 ore a Sarno e Quindici nel 1998, meno di 500 mm complessivi nell'alluvione che ha colpito i bacini alpini nordoccidentali nel 2000 generando la piena record del Po, 110 mm totali il 15 settembre 2003 a Siracusa.

Non sono disponibili dati di pioggia per intervalli molto brevi che potrebbero dare ulteriori sorprese, essendovi il dubbio che, specie nei bacini più piccoli, si possano avere microeventi di precipitazione intensissima.

L'incremento della frequenza degli eventi di particolare intensità rende via via più fragili le porzioni di territorio interessate poiché manca anche la possibilità economica di intervenire con immediatezza nel ripristinare gli equilibri dei versanti.

Un ruolo fondamentale nell'aggravare i danni delle alluvioni è giocato dalle frane che, ovviamente, hanno una frequenza ed un'estensione proporzionale all'articolazione geomorfologica del territorio e al regime delle piogge.

E' da sottolineare un'altra peculiarità dell'area che presenta frequenti casi di sovrapposizione di rocce a diversa deformabilità come i conglomerati di Savignone sulle argilliti di Montoggio e sui calcari della formazione del Monte Antola, come gli stessi calcari della formazione del Monte Antola sulle argilliti di Montoggio in Val Bisagno (dove, infatti, si registrano i massimi di franosità di questo territorio, a Molassana e Sant'Olcese), come i metabasalti sui metacalcari dell'Unità Figogna sul versante destro del Polcevera. La conseguenza è duplice: le rocce relativamente più rigide seguono le deformazioni del substrato locale fratturandosi e generando frane anche per espansione laterale e per ribaltamento al contatto; la fratturazione consente poi una maggiore penetrazione delle acque che ulteriormente inducono fenomeni franosi nei materiali sottostanti plastici che poi coinvolgono quelli sovrastanti e così via.

Oltre a dare un contributo in termini di trasporto solido e quindi ad aumentare la massa e l'energia in gioco nelle piene, le frane del nostro territorio, anche se talora di modeste dimensioni, possono creare sbarramenti temporanei negli alvei invasando migliaia di m³ che, rilasciati quasi contemporaneamente, al momento dello sfondamento generano onde anomale da cui derivano punte di piena assolutamente imprevedibili e di molto maggiori rispetto a quelle anche "estreme" valutate con i dati di massima pioggia: è evidente che questi casi, purtroppo abbastanza frequenti, sono quelli che sottraggono ad ogni previsione e controllo il comportamento di questi bacini.

Caratteristiche della nostra regione e dell'area in esame, inoltre, sono le "paleofrane" che coprono estensioni ragguardevoli (almeno il 30% del territorio comprendendovi anche le zone di distacco e i relitti rimaneggiati): le loro aree di accumulo sono state colonizzate storicamente in via preferenziale in quanto dotate di acclività minore rispetto ai versanti ancora integri e perché costituite da materiali sciolti e comunque disarticolati più facili a movimentarsi e ad essere sottoposti alle lavorazioni agricole. In dette aree perciò, oltre che nei ristretti fondivalle, si sono sviluppati i nuclei agricoli storici che, con il progresso dei mezzi di comunicazione sono stati collegati con strade e spesso si sono sviluppati come zone residenziali: ciò ha comportato un mutamento negativo nel rapporto fra attività umane e territorio con l'abbandono generalizzato dell'agricoltura e delle opere di manutenzione e di presidio idrogeologico da cui derivano tuttora contributi sensibili all'aggravamento della franosità e dei danni delle alluvioni.

Come è noto, inoltre, l'urbanizzazione produce un aumento sensibile delle velocità di corrivazione delle acque a causa dell'impermeabilizzazione del suolo e della presenza di strade che, in pendio, diventano dei veri e propri canali di raccolta e "acceleratori" dei deflussi superficiali.

In termini di rischio, si può affermare che il territorio genovese è altamente vulnerabile, specie se si considera il "valore" elevato dei beni esposti al rischio stesso, la densità dell'urbanizzazione e delle infrastrutture sia nei fondivalle sia

nelle zone di versante, la mancanza di spazi e il costo elevatissimo delle opere di adeguamento idraulico e di consolidamento dei versanti.

Occorre aggiungere che questa situazione ha origini che risalgono molto indietro nel tempo e che possono collocarsi dapprima all'epoca della costruzione delle ferrovie che hanno intercettato tutti i torrenti tributari del Mar Ligure, in particolare quelli del ponente genovese e ligure, attraversandoli presso la foce con ponti a quota obbligata le cui luci spesso si sono poi rivelate insufficienti. Successivamente, in più fasi a cavallo fra '800 e '900, fra le due guerre mondiali e nell'ultimo dopoguerra, si verificano le fasi più importanti dell'espansione urbana e industriale della città di Genova che satura, insieme alle infrastrutture di trasporto e a quelle marittime, le piane costiere (creando i grandi colmamenti a mare del porto di Sampierdarena, dell'ex Italsider, dell'aeroporto e del nuovo porto di Prà-Voltri), quelle di fondovalle dei principali corsi d'acqua e le aree collinari fino alle quote medio-alte. Si consideri ancora che l'inallveamento del Bisagno a Brignole ha ridotto la sua ampiezza a soli 70 m mentre, in precedenza, il torrente era attraversato dal ponte di S.Agata (che congiungeva il convento omonimo con il quartiere di Borgo Incrociati) che aveva una lunghezza di circa 500 m ed era dotato di 26 arcate delle quali oggi rimangono alcuni resti conservati pericolosamente nell'alveo del Bisagno.

Ne deriva un sistema totalmente irrigidito (si pensi appunto alla insufficiente copertura terminale del Bisagno, al Chiaravagna, al Rio San Pietro, al Leira) e del tutto inadeguato ai dinamismi propri dei corsi d'acqua e dei versanti.

7.3.6 - L'APPROVVIGIONAMENTO IDRICO

Ancora una particolarità di Genova. La città dispone di risorse idriche plurime che potrebbero ampiamente soddisfare il fabbisogno: falde sotterranee (pozzi del Polcevera e del Bisagno), acque fluenti (derivazione del torrente Laccio), acque di subalveo (galleria drenante di Busalla sullo Scrivia), sorgenti (come già detto quantitativamente marginali, ma utili a risolvere le esigenze periferiche dei piccoli nuclei e delle case isolate), invasi (Gorzente, Busalletta, Val Noci, Brugneto). I problemi che si hanno saltuariamente con le siccità decennali derivano non tanto da fattori quantitativi quanto da difficoltà legate alla gestione della risorsa disponibile:

- gli acquedotti sono circa al 50% di proprietà sia pubblica che privata e l'interconnessione è ancora parziale;
- le acque fluenti sono troppo poco utilizzate per poter risparmiare gli invasi;
- i fabbisogni industriali vengono ancora soddisfatti con acque potabili non esistendo separazione degli acquedotti;
- lo sfruttamento delle sorgenti è stato quasi del tutto abbandonato;
- la falda del Polcevera, dopo la deindustrializzazione della valle e l'abbandono di numerosi pozzi, potrebbe ora essere meglio sfruttata a scopi civili;
- le acque reflue dei depuratori non vengono riutilizzate.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. & SAGRI M. (1967) - *Suddivisioni litostratigrafiche nei calcari ad Elmintoidi Auct. della placca dell'Ebros - Antola e correlazioni con terreni simili affioranti tra Voghera e Castelnuovo né Monti (App. Sett.)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 23 - 65, Roma.
- AGIP (1982) - *Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario)*. Atlante iconografico e distribuzione stratigrafica. 52 tavv.
- AIROLDI M. (1933) - *Contributo allo studio delle Corallinacee del Terziario Italiano; I - Le Corallinacee dell'Oligocene Ligure-Piemontese*. Palaeontographia Italica, **33**: 55 - 83, Pisa.
- ALLASINAZ A., GELATI R., GNACCOLINI M., MARTINIS B., OROMBELLI G., PASQUARÈ G. & ROSSI P.M. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1/100000 - Foglio 82 Genova* Servizio Geologico d'Italia, 134 pp., Roma.
- AMENDOLIA M. & CAPPONI G. (1985) - *Fasi deformative ed interpretazione strutturale del Gruppo di Voltri: primo contributo*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 297 - 309, Roma.
- ARENA L. & ARENA P. (1976) - *L'abisso Lindenbrook*. Memorie del Gruppo Ricerche Scientifiche "Stalattite" **5/6**: 107 - 116.
- BARRON J.A. (1985) - *Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the Equatorial Pacific Ocean*. Deep Sea Drilling Project LEG 85. In: Mayer L., Theyer F. et al., *Initial Reports of the DSDP*, **85**: 413 - 456, Washington.
- BELLINI A. & CASELLA F. (1963) - *La serie liassico cretacea della zona Sestri - Voltaggio nei suoi rapporti litostratigrafici con le ofioliti*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, vol V (1): 145 - 186, Genova.
- BOATO A. & MANNONI T. (1998) - *Archeografia del costruito. Tecniche e materiali della Genova pre-industriale (secoli XI-XIX)*. Ist. di Costruzioni, Facoltà di Architettura, Genova.
- BOCCHIO R. (1995) - *Chemical variations in clinopyroxenes and garnet from eclogites of the Vara Valley (Voltri Group), Italy*. European Journal of Mineralogy, **7** (10): 103 - 117, Stuttgart.
- BONAZZI A., CORTESOGNO L., GALBIATI B., REINHARDT M., SALVIOLI MARIANI E. & VERNIA L. (1987) - *Nuovi dati sul metamorfismo di basso grado nelle unità liguridi interne e loro possibile significato nell'evoluzione strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense, **23** (1): 17 - 47, Parma.
- BONCI M.C., CIRONE G., PIRINI C. & RAZZORE S. (1993) - *Ritrovamento di livelli a Diatomee nel Pliocene di Genova (Formazione delle Argille di Ortovero)*. Paleopelagos, **3**: 75 - 86, Roma.
- BONCI M.C., FIRPO M., GIAMMARINO S. & QUEIROLO C. (2004) - *La storia della geologia in Liguria attraverso i documenti e le collezioni dell'Università di Genova*. In: Lenzi F. & Zifferero A. (Ed.), *Archeologia del museo. I caratteri originali del museo e la sua documentazione storica fra conservazione e comunicazione*, Editrice Compositori, 364 - 377, Bologna.

- BORSI L., SCHÄRER U., GAGGERO L., CRISPINI L. (1996) - *Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin*. Earth and Planetary Science Letters, **140**: 227-241.
- BRANDOLINI P., CALDERONI G., GUIDO M.A., MONTANARI C., NICCHIA P., RAMELLA A. & TERRANOVA R. (2002) - *Emergencias geomorfológico-paleoambientales de los depósitos cuaternarios en la llanura fluvial costera del torrente Polcevera (Liguria, norte de Italia)*. Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, n.17, Asociacion Argentina de Geología aplicada a la Ingeniería, Buenos Aires: 29-38.
- BRANDOLINI P., FIRPO M., MARINI M., PICCAZZO M., RAMELLA A. & TERRANOVA R. (1996) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione quaternaria dell'area del Porto Vecchio di Genova II Quaternario*, **9** (1): 375 - 380.
- CABELLA R., CORTESOGNO L., GAGGERO L. & LUCCHETTI G. (1994) - *Clinopyroxenes through the blueschist facies metamorphism of the Ligurian Alps: compositional variability and miscibility gaps*. Atti Tic. Sc. Terra, Ser. Spec., **1**: 55-63, Pavia.
- CAPELLINI G. (1962) - *Le schegge di diaspro dei monti della Spezia e l'epoca della pietra*. In 8° T, 14 pp, Bologna.
- CAPPONI G. (1987) - *Alcune considerazioni sul Massiccio di Voltri (Alpi Liguri)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 633 - 645, Roma.
- CAPPONI G. (1991) - *Megastructure of the South - Eastern part of the Voltri Group (Ligurian Alps): a tentative interpretation*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 391 - 403, Roma.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (1990) - *Chloritoid bearing assemblages in metagabbros from the Erro - Tobbio Unit (Voltri Massif, Ligurian Alps): preliminary data*. Ofioliti, **15** (2): 327 - 332, Firenze.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (1997) - *Progressive shear deformation in the metasediments of the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy): occurrence of structures recording extension parallel to the regional foliation*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 267 - 277, Roma.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (2002) *Structural and metamorphic signature of alpine tectonics in the Voltri Massif (Ligurian Alps, northwestern Italy)*. Ecl. Geol. Helv., **95**: 31 - 42.
- CAPPONI G., CRISPINI L., CANCINO E. & CAVANNA F. (1999a) - *The Gargassino Valley thrust: evidence of Oligocene - Early Miocene thrust tectonics in the Voltri Group (Ligurian Alps)*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 479 - 484, Roma.
- CAPPONI G., CRISPINI L., FERRANDO M. & SANTILLI A. (1994) - *Sheath folds from the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy): geometrical features and development hypotheses*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 15 - 24, Roma.
- CAPPONI G., CRISPINI L., PIAZZA M. & AMANDOLA L. (2001) - *Field constraints to the Mid-Tertiary kinematics of the Ligurian Alps*. Ofioliti, **26** (2b): 409 - 416, Firenze.
- CAPPONI G., CRISPINI L., SILVESTRI R. & VIGO E. (1999b) - *The role of Early Miocene thrust tectonics in the structural arrangement of the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy): evidence from the Bandita area*. Ofioliti, **24** (1): 13 - 19, Firenze.

- CAPPONI G. & GIAMMARINO S. (1982) - *L'affioramento oligocenico del Rio Siria (Bacino di Santa Giustina, provincia di Savona), nel quadro dei movimenti tardi-divi della falda di Montenotte*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., A, **89**: 101 - 113, Pisa.
- CAPPONI G., GOSSO G., SCAMBELLURI M., SILETTO G. & TALLONE S. (1994) - *Carta Geologico - Strutturale del settore centro meridionale del Gruppo di Voltri (Alpi Liguri) e note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 383 - 394, Roma.
- CAPPONI G., SCAMBELLURI M. & TALLONE S. (1986) - *Distinzione di fasi tettoniche al contatto tra le Unità Ponzema, Voltri - Rossiglione e la Falda Erro - Tobbio, Gruppo di Voltri, Alpi Liguri*. Ofioliti, **11** (3): 221 - 234, Firenze.
- CAROBENE L. & FIRPO M. (1994) - *Una palespiaggia tra Voltri e Palmaro (Genova): evidenze sedimentologiche e morfologiche*. Il Quaternario, **7** (1): 123 - 138.
- CAROBENE L. & FIRPO M. (2002) - *Forme terrazzate relitte di genesi marina lungo la costa ligure tra Genova e Savona (Liguria Occidentale)*. Il Quaternario, **15** (1): 53 - 68.
- CHIESA S., CORTESOGNO L. & FORCELLA F. (1977) - *Caratteri e distribuzione del metamorfismo alpino nel Gruppo di Voltri e nelle zone limitrofe della Liguria Occidentale con particolare riferimento al metamorfismo di Alta Pressione*. Rendiconti Soc. It. Min. Petr., **33** (1): 253 - 279, Milano.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., FORCELLA F., GALLI M., MESSIGA B., PASQUARÈ G., PEDEMONTÉ G.M., PICCARDO G.B. & ROSSI P.M. (1975) - *Assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. Ital., **94** (3): 555 - 582, Roma.
- CHIESA S., CORTESOGNO L. & LUCCHETTI G. (1976) - *Metasedimenti quarziticci di differente pertinenza paleogeografica nel Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (3/4): 759 - 765, Roma.
- CHIESA S. & ROSSI P.M. (1976) - *Osservazioni geologiche sulle prasinitidi dell'unità tettonica Voltri - Rossiglione (Gruppo di Voltri)*. Ofioliti, **1** (2): 319 - 322, Firenze.
- CIMMINO F. & MESSIGA B. (1979) - *I calcescisti del Gruppo di Voltri (Liguria Occidentale): le variazioni composizionali delle miche bianche in rapporto alla evoluzione tettonico - metamorfica Alpina*. Ofioliti, **4** (3): 269 - 294, Firenze.
- CIMMINO F., MESSIGA B. & PICCARDO G. (1981) - *Le caratteristiche paragenetiche dell'evento eo-alpino di alta pressione nei diversi sistemi (pelitici, femici, ultrafemici) delle ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri (Liguria Occidentale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **37** (1): 419 - 446, Milano.
- CONTI S. (1940) - *La nivazione e la morfologia periglaciale nell'Appennino ligure occidentale (Gruppo di Voltri)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **59**: 69 - 94, Roma.
- CONTI S. (1958) - *Sulla geologia del promontorio di Arenzano*. Atti Acc. Lig. Sc. Lett., **15**: 392 - 405, Genova.
- CORRADI N., FIERRO G., GAMBONI S., IVALDI R. & PICCIONI D. (2004) - *Artificial nourishment of the Vesima beach (Genoa): sedimentological and morphological results*. Chemistry and Ecology, **20** (1): 167 - 176.

- CORRADI N., PICCAZZO M., TUCCI S., FERRARIO M., CAVALLO C. & ROSSO F. (1994) - *Evoluzione delle spiagge nel tratto di costa compreso tra Varazze e Voltri (Liguria Occidentale)*. Il Quaternario, **7** (1): 515 - 522.
- CORTEMIGLIA G.C. (1963) - *La serie dei calcescisti nel Gruppo di Voltri*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **1** (1): 94 - 143, Genova.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSI M. (1998) - *The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous – Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): a synthesis*. Lithos, **45** (1 - 4): 305 - 328.
- CORTESOGNO L., CIMMINO F. & LUCCHETTI G. (1975) - *Caratteri mineralogici e significato genetico di differenti anfiboli verde-azzurri di rocce eclogitiche del Gruppo di Voltri*. Periodico di Mineralogia, **44**: 161 - 191, Roma.
- CORTESOGNO L., DI BATTISTINI G., LUCCHETTI G. & VENTURELLI G. (1979a) - *Metamorphic assemblages of two high pressure - low temperature ophiolitic units of central - western Liguria: mineralogical and chemical features and tectonic significance*. Ofioliti, **4** (2): 121 - 156, Firenze.
- CORTESOGNO L., ERNST W.G., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M. & PICCARDO G.B. (1977a) - *Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite, Gruppo di Voltri, Ligurian Alps*. Journ. Geology, **85**: 255 - 277, Chicago.
- CORTESOGNO L. & FORCELLA F. (1978) - *Il massiccio cristallino di Arenzano, frammento di crosta continentale Brianzonese al margine meridionale del Gruppo di Voltri*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petr., **34** (2): 307 - 350, Milano.
- CORTESOGNO L., FORCELLA F., LUCCHETTI G. & ROSSI P.M. (1981) - *Paragenesi di Alta Pressione e Bassa Temperatura in un Klippe di metaofioliti nel settore nord - occidentale del Massiccio di Voltri*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **37** (1): 447 - 480, Milano.
- CORTESOGNO L., GAGGERO L., LUCCHETTI G. & CABELLA R. (2002) - *Compositional variability and miscibility gap in Na-Ca clinopyroxenes through high pressure metamorphism*. Periodico di Mineralogia, **71** (1): 1 - 25, Roma.
- CORTESOGNO L., GIAMMARINO S. & TEDESCHI D. (1977b) - *Età dei lembi terziari di Lerca e Sciarborasca (Liguria occidentale) e loro implicazione nell'evoluzione neotettonica del Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. Ital., **96** (3): 365-375, Roma.
- CORTESOGNO L., GIANELLI G. & PICCARDO G.B. (1974) - *Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolite mafic rocks Northern Apennine and Tuscany*. Boll. Soc. Geol. It. **94**: 291 - 327, Roma.
- CORTESOGNO L., GRANDJACQUET C. & HACCARD D. (1979b) - *Contribution a l'etude de la liason Alpes - Apennines; evolution tectono - metamorphique des principaux ensembles ophiolitique de Ligurie (Apenninennines du Nord)*. Ofioliti, **4** (2): 157 - 172, Firenze.
- CORTESOGNO L. & HACCARD D. (1979) - *Presentation des principales unités constitutives de la zone de Sestri - Voltaggio et leurs relations structurales*. Bull. Soc. géol. Fr., **21**: 379 - 388, Parigi.
- CORTESOGNO L. & HACCARD D. (1984) - *Note illustrative alla Carta geologica della zona Sestri - Voltaggio*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 115 - 150, Roma.

- CORTESOGNO L. & LUCCHETTI G. (1982) - *Il metamorfismo oceanico nei gabbri ofiolitici dell'Appennino Ligure: aspetti mineralogici e paragenetici*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petr., **38**: 561-579, Milano.
- CORTESOGNO L., LUCCHETTI G. & PENCO A.M. (1977c) - *Le attuali conoscenze sulle zeoliti in Liguria: distribuzione, significato genetico e minerali associati*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petr., **33** (1): 15 - 33, Milano.
- CORTESOGNO L., ROSSI P.M. & VANNUCCI R. (1982) - *Episodi vulcanici in successioni carbonatiche medio - Triassiche Prepiemontesi (Cogoleto, Liguria)*. Riv. Ital. Paleont., **88** (1): 21 - 44, Milano.
- CORTESOGNO L. & VENTURELLI G. (1978) - *Metamorphic evolution of the ophiolites sequence and associated sediments in Northern Apennines - Voltri Group, Italy*. In: H. Closs, D. Roeder, K. Schmidt (Eds.) *Alps, Apennines, Hellenides: geodynamic investigation along geotraverses by an international group of geoscientists*, xviii, 620 p., 5 c. di tav. ripieg. nel testo, E. Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart.
- CRISPINI L. (1996) - *Evoluzione strutturale dei metasedimenti del Gruppo di Voltri e della Zona Sestri - Voltaggio: implicazioni nell'evoluzione tettonica e geodinamica Alpina*. Tesi di Dottorato, Univ. di Genova, VI ciclo, Genova.
- CRISPINI L. (1997) - *Analisi microstrutturale e di strain finito nelle quarziti al limite tra il massiccio cristallino di Arenzano e i metasedimenti del massiccio di Voltri*. Atti della Soc. Toscana di Scienze Naturali, Serie A, **104**: 1 - 11, Pisa.
- CRISPINI L. & CAPPONI G. (1997) - *Quartz fabric and strain partitioning in sheath folds: an example from the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy)*. J. Struct. Geol., **19** (9): 1149 - 1157.
- CRISPINI L. & CAPPONI G. (2001) - *Tectonic evolution of the Voltri Group and Sestri Voltaggio Zone (southern limit of the NW Alps): a review*. Ofioliti, **26** (2a): 161 - 164, Firenze.
- CRISPINI L. & FREZZOTTI M.L. (1998) - *Fluid inclusion evidence for progressive folding in metasediments of the Voltri Group (Western Alps, Italy)*. J. Struct. Geol., **20** (12): 1733 - 1746.
- D'ATRI A., PIANA F., TALLONE S., BODRATO G. & ROZ GASTALDI M. (1997) - *Tettonica Oligo-Miocenica nell'alto Monferrato (Bacino Terziario Piemontese) e nel settore nord-occidentale del Gruppo di Voltri (Acqui Terme - Cassinelle, AL)*. Atti Tic. Sc. Terra, (Serie speciale), **5**: 85 - 100, Pavia.
- DE STEFANI C. (1881) - *Quadro comprensivo dei terreni che costituiscono l'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., **5**: 206 - 253, Pisa.
- DE WEVER P. & CABY R. (1981) - *Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolares (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint - Véran, France)*. C.R. Acad. Sc. Paris, **292**, Série II: 467 - 472, Parigi.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1/50.000. Catalogo delle Formazioni, Fascicolo I - Unità validate*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, n°7, fascicolo I, Roma.
- DELLA CAMPANA C. (1890) - *Cenni paleontologici sul Pliocene antico di Borzoli*. Atti Soc. Ligust. Sc. Nat. e Geograf., **1**: 128-165, Genova.

- DESMONS J., COMPAGNONI R. & CORTESOGNO L. (1999) - *Alpine metamorphism of the Western Alps: II. High P/T and related pre-greenschist metamorphism*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 111 - 134, Zurigo.
- DI BIASE D. & PANDOLFI L. (1999a) - *I conglomerati della Val Borbera (Bacino Terziario Piemontese) e relative implicazioni per l'esumazione di unità alpine di alta pressione/bassa temperatura*. Proceedings of annual meeting Italian Sedimentology Group, CNR, Rimini, 3-6/10/99. Giornale di Geologia, serie 3a: 16 - 19, Bologna.
- DI BIASE D. & PANDOLFI L. (1999b) - *L'evoluzione composizionale dei conglomerati della Val Borbera (Bacino Terziario Piemontese). Evidenze e vincoli per l'esumazione di unità a metamorfismo HP/LT nelle Alpi Occidentali*. Congresso FIST, 20-23/9/1999, Abstract Volume, 286 - 288, Bellaria.
- DRURY M.R., HOOGERDIJN STRATING E.H. & VISSERS R.L.M. (1990) - *Shear zone structures and microstructures in mantle peridotites from the Voltri massif, Liguria Alps, N.W. Italy*. Geologie en Mijnbouw, **69**: 3-17.
- ELENA A. & BOZZO E. 1976 *Anomalie magnetiche nel Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 479 - 488, Roma.
- ELLERO A. (2000) - *Assetto strutturale delle Unità Liguri Interne della Valpolcevera e dell'Alta Valle Scrivia (Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 321 - 338, Roma.
- ELLERO A., LEONI L., MARRONI M. & SARTORI F. (2001) - *Internal Liguride units from Central Liguria, Italy: new constraints to the tectonic setting from white mica and chlorite studies*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **81**: 39 - 53.
- ELTER G. (1961) - *La zona dei calcescisti e delle pietre verdi*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **22**: 53 - 67, Padova.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVI: 121 - 138, Roma.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi - Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12** (4): 359 - 376, Roma.
- FEDERICO L., CAPPONI G., CRISPINI L., SCAMBELLURI M. & VILLA I.M. (2005) - *³⁹Ar-⁴⁰Ar dating of high-pressure rocks from the Ligurian Alps: evidence for a continuous subduction - exhumation cycle*. Earth Plan. Sc. Lett, **240**: 668-680.
- FERRARI M., BOLENS S., BOZZANO A., FIERRO G. & GENTILE R. (2006) - *The Porto of Genoa - Voltri (Liguria, Italy): a case of updrift erosion*. Chemistry and Ecology. Special issue, in stampa.
- FERRARIO A. & GARUTI G. (1980) - *Copper deposits in the basal breccias and volcano - sedimentary sequences of the eastern Ligurian ophiolites (Italy)*. Miner. Deposita, **15**: 291 - 303.
- FIRPO M., GUGLIELMIN M. & QUEIROLO C. (2004) - *Blockfields and blockstreams in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy)*. Geografia Fisica e dinamica Quaternaria **28** (2): 193 - 204.

- FORCELLA F. (1976) - *Avanzamento delle ricerche sull'assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri. Ofioliti*, **1** (2): 243 - 254, Firenze.
- FRANCI S. (1896) - *Prasiniti ed anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pegli, nelle isole Giglio e Gorgona ed al Capo Argentario*. Boll. Soc. Geol. It., XV: 169 - 181, Roma.
- FRANCI S. (1898) - *Sull'età mesozoica delle pietre verdi nelle Alpi occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **29**: 326 - 482, Roma.
- FRANCI S. (1900) - *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi Occidentali e nell'Appennino ligure*. Boll. R. Comit. Geol. It., **31**: 119 - 158, Roma.
- FRANCI S. (1902) - *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure e alpina occidentale*. Boll. R. Comit. Geol. It., **3**: 255 - 318, Roma.
- FRANCI S. (1906) - *Zona delle Pietre Verdi fra l'Ellero e la Bormida*. Boll. R. Comit. Geol. pp. 116, Roma.
- FRANCI S. (1915) - *Sull'età delle Pietre Verdi del Gruppo di Voltri nell'Appennino Genovese*. Boll. Soc. Geol. It., XXXIV, Roma.
- FRANCI S. (1916) - *Le "arenarie di Annot" e la "zona ad Helminthoidea" nell'Eocene delle Alpi Marittime e dell'Appennino genovese*. Boll. R. Comit. Geol. It., **45**: 233 - 333, Roma.
- GARDIN S., MARINO M., MONECHI S. & PRINCIPI G. (1992) - *I Flysch cretacei liguri: età e significato paleogeografico*. 76° Congresso Soc. Geol. It., Riassunti, 96 - 101, Firenze.
- GASTALDI B. (1871) - *Studi geologici sulle Alpi Occidentali*. Mem descr. carta geol. It., **1**: 1 - 36, Roma
- GASTALDI B. (1874) - *Relazione sulla seconda parte della memoria di L. Bellardi intitolata: "I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **9**, 197 - 221, Torino.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (1978) - *I conglomerati della Val Borbera al margine orientale del Bacino Terziario Piemontese*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**: 701 - 728, Milano.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (1982) - *Evoluzione tettonico - sedimentaria della zona limite tra Alpi ed Appennini tra l'inizio dell'oligocene ed il Miocene Medio*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 183 - 191, Roma.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (1988) - *Sequenze deposizionali in un bacino episu- turale, nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 340 - 350, Pavia.
- GELATI R. & PASQUARÉ G. (1970) - *Interpretazione geologica del limite Alpi - Appennini in Liguria*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **76** (4): 513 - 578, Milano.
- GIAMMARINO S. & TEDESCHI D. (1980) - *Le microfaune a Foraminiferi del Pliocene di Borzoli (Genova) e il loro significato paleo - ambientale*. Ann. Univ. di Ferrara, **6**: 73 - 92, Ferrara.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1974) - *Studies on mafic and ultramafics rocks. 4.- Breccias of the ophiolitic suite in the M.Bocco area (Ligurian Apennine)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 277 - 308, Roma.

- GNACCOLINI M. (1974) - *Osservazioni sedimentologiche sui conglomerati oligocenici del settore meridionale del Bacino terziario ligure - piemontese*. Riv. It. Paleont. Strat., **80** (1): 85 - 100, Milano.
- GNACCOLINI M. (1978) - *Depositi oligocenici di "fan - delta" nella regione compresa tra Bosio e la cresta di C. Cravara (Bacino Terziario Piemontese)*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**: 673 - 699, Milano.
- GNACCOLINI M. (1982) - *Oligocene fan-delta deposits in Northern Italy: a summary*. Riv. It. Paleont. Strat., **87**: 627 - 636, Milano.
- GORLER K. (1962) - *Stratigraphie und Tektonik des sudlichen und mittlern Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio einschlieBlich der angrenzenden Gebiete (Prov. Alessandria und Genua)*. Inaug. Diss. M. N. Fak. Univ. Berlin. 145, Berlino.
- GORLER K. & IBBEKEN H. (1964) - *Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin*. Geol. Rund., **53**: 73 - 84.
- HACCARD D. (1971) - *Nouvelles données stratigraphiques sur le zone de Sestri - Voltaggio (Genovesato Italie)*. C.R. Acad. Sc. Paris, 272, 1063 - 1066, Parigi.
- HACCARD D. (1976) - *Carte géologique au 1/50000 de Sestri - Voltaggio*. Pubblicazione CNR, Pisa.
- HACCARD D. & THIEULOY Y.P. (1973) - *Presence d'Ammonites de l'Albien dans les flyschs de Busalla de la zone de Sestri - Voltaggio (région de Genes)*. C. R. Acad. Sc. Paris, Parigi.
- HOOGERDIJN STRATING E.H. (1990) - *Folding of lithosphere in the Piemonte-Ligurian ocean*. Geol. en Mijnbouw, **69**: 31 - 41.
- HOOGERDIJN STRATING E.H. (1991) - *The Evolution of the Piemonte-Ligurian ocean. A structural study of ophiolite complexes in Liguria (NW Italy)*. Geol. Ultraiectina, **74**: 1 - 145, Utrecht.
- HOOGERDIJN STRATING E.H., PICCARDO G.B., RAMPONE E., SCAMBELLURI M. & VISSERS R.L.M. (1990) - *The structure and petrology of the Erro - Tobbio peridotite, Voltri Massif, Ligurian Alps. Guidebook for a two-day-excursion with emphasis on processes in the upper mantle (Voltri Massif, June 26 - 28, 1989)*. Ofioliti, **15** (1): 119 - 184, Firenze.
- HUDLESTON P.J. (1973) - *Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development*. Tectonophysics, **16**: 1 - 46.
- IBBEKEN H. (1962) - *Stratigraphie und Tektonik des nordlichen Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scriviatal (Prov. Alessandria und Genua)*. Inaug.-Dissert., Math.,-Nat. Fak., Freien Univ. Berlin, 116 pp., Berlino.
- IBBEKEN H. (1963) - *Su un affioramento di porfido quarzifero permiano nella Zona Sestri - Voltaggio (Alessandria)*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2): 173 - 178, Roma.
- ISSEL A. (1876) - *Appunti paleontologici. I . Fossili delle Marne di Genova*. Annali Museo Civ. St. Nat. Genova, **9**: 209 - 265, Genova.
- ISSEL A. (1877) - *Appunti paleontologici. I . Fossili delle Marne di Genova*. Annali Museo Civ. St. Nat. Genova, **10**: 401 - 407, Genova.

- ISSEL A. (1882) - *Antiche linee litorali della Liguria*. Boll. Soc. Geol. It., 1: 222 -232, Roma
- ISSEL A. (1892a) - *Liguria geologica e preistorica*. Donath Ed., 376 pp, Genova.
- ISSEL A. (1892b) - *Brevi note di geologia locale*. Atti Soc. Lig. Sc. Nat. Geogr., 3: 19 - 33, Genova.
- ISSEL A. (1908) - *Liguria preistorica*. Atti Soc. Lig. St. Patria, 40: 5 - 765.
- ISSEL A. (1910) - *Alcuni mammiferi fossili del Genovesato e del Savonese*. Atti R. Acc. Lincei, 5a, 8, T. 4, Roma.
- ISSEL A. & SQUINABOL S. (1890) - *Carta Geologica della Liguria e dei Territori confinanti*. Donath Ed., Genova.
- ISSEL A. & SQUINABOL S. (1891) - *Note esplicative della Carta Geologica della Liguria e dei Territori confinanti*. Donath Ed., 39 pp., Genova.
- KISCH H.J. (1991) - *Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples*. Journ. of Metamorphic Geology, 9: 665 - 670, Bristol.
- KOBER L. (1927) - *Beitrage zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen*. Sitzber. Ak. Wiss. Math. Nat. Kl., 136: 281 - 291.
- LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B. & LORENZ C. (1960) - *L'origine de la nappe du flysch à Hélinthoïdes et la liaison Alpes-Apennins*. Bull. Soc. géol. Fr., 4: 627 - 643, Parigi.
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R. & TRICART P. (1984) - *Découverte de foraminifères planctoniques du Cretacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques*. C.R. Acad. Sc. Paris, 299, Série II: 727 - 732, Parigi.
- LIMONCELLI B. & MARINI M. (1971) - *Condizioni geologico-strutturali, idrografiche e geomorfologiche del territorio urbano della città di Genova e loro riflessi applicativi*. Tamburini Ed., 48 pp., Milano.
- LOCHER T. (1957) - *Zur Geologie der Gruppe von Voltri*. Inaug. Diss. Univ. Zurich, 71 - 91, Zurigo.
- LORENZ C. (1968) - *Contribution a l'étude stratigraphique de l'oligocene e du miocene inferieur des confins ligure - piemontais (Italie)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 6 (2): 273 - 889, Genova.
- LUALDI A. (1986) - *Early Sinemurian hardgrounds in the Ligurian Alps, Northwestern Italy (Prepiemontese domain, Arnasco - Castelbianco unit)*. Eclogae geol. Helv., 79: 365 - 384.
- LUALDI A. (1991) - *Il Trias Superiore - Lias della zona Sestri - Voltaggio (Unità di M. Gazzo - Isoverde). La sezione di Lencisa - M. dei Torbi*. Atti Tic. Sc. Terra, 34: 121 - 132, Pavia.
- MARINI M. (1976) - *Frane intercotidali alla base del Pliocene e loro significato in rapporto alla tettonica distensiva a Genova*. Mem. Acc. Lunig. Sc. G. Capellini, 40: 67 - 79, La Spezia.
- MARINI M. (1977) - *Carta geologica del versante ligure della zona Sestri - Voltaggio*. Ofioliti, 2 (2-3): 333 - 346, Firenze.

- MARINI M. (1979) - *Prime osservazioni sull'analisi strutturale della zona Sestri - Voltaggio*. *Ofioliti*, **4** (3): 331 - 350, Firenze.
- MARINI M. (1981) - *Analisi geologico strutturale e interpretazione paleogeografica e tettonogenetica dei Calcari di M. Antola*. *Ofioliti*, **6**: 119 - 150, Firenze.
- MARINI M. (1982) - *Distinzione di tre diverse serie-tipo nell'unità carbonatica della Zona Sestri-Voltaggio (Appennino settentrionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**: 17 - 26, Roma.
- MARINI M. (1987) - *Le deformazioni fragili del Pliocene Ligure. Implicazioni nella geodinamica alpina*. *Mem. Soc. Geol. It.* **29**: 157-169, Roma.
- MARINI M. (1989) - *Litostratigrafia e assetto strutturale della Valpolcevera (Appennino Ligure): revisione, nuovi dati e nuove prospettive*. *Giornale di Geologia*, **51** (1): 1 - 14, Bologna.
- MARINI M. (1996) - *Le unità di emipelagiti del bacino ligure: loro importanza come livelli isopici nell'evoluzione ciclica dei flysch ad Helminthoidi*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**: 583 - 599, Roma.
- MARINI M. (1998) - *Carta geologica della Val Polcevera e zone limitrofe (Appennino Settentrionale) alla scala 1:25000. Note illustrative*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **40**: 33 - 64, Pavia.
- MARINI L. & OTTONELLO G. Ed. (1997) - *Atlante degli acquiferi del Comune di Genova - volume 1: Alta Val Bisagno ed Alta Val Polcevera*. Pacini, 42 pp., 52 tav, Pisa.
- MARINI L. & OTTONELLO G. Ed. (1999) - *Atlante degli acquiferi del Comune di Genova - volume 2: La falda di subalveo della bassa Val Bisagno*. Pacini, 46 pp., Pisa.
- MARINI L. & OTTONELLO G. Ed. (2002) - *Atlante degli acquiferi del Comune di Genova - volume 3: Le acque dei complessi ofiolitici (bacini: Arrestra, Branega, Cassinelle, Cerusa, Erro, Gorzente, Leira, Lemme, Lerone, Orba, Piota, Polcevera, Rumaro, Sansobbia, Stura, Teiro, Varenna, Visone)* Pacini, 102 pp., Pisa.
- MARRONI M., CERRINA FERONI A., DI BIASE D., OTTRIA G., PANDOLFI L. & TAINI A. (2002) - *Polyphase folding at upper structural levels in the Borbera valley (Northern Apennines, Italy): implications for the tectonic evolution of the linkage area between Alps and Apennines*. *C.R. Geosciences*, **334**: 565 - 572.
- MASTORILLI V.I. (1969) - *I molluschi del Pliocene ligure nella collezione dell'Istituto di Geologia dell'Università di Genova, e i microfossili delle formazioni che li ricettavano*. *Atti Ist. Geol. Univ. Genova*, **7**: 85 - 228, Genova.
- MESSIGA B. & PICCARDO G.B. (1980) *Eclogitic assemblages in Mg-gabbroic protoliths of the Voltri massif*. *Ofioliti*, **5** (1): 107 - 110, Firenze.
- MESSIGA B., PICCARDO G. & MAZZUCOTELLI A. (1977) *Le prasiniti del Gruppo di Voltri: le caratteristiche petrografiche e chimiche*. *Rend. Soc. It. Mun. Petr.*, **33** (2): 549 - 581, Milano.
- MESSIGA B., SCAMBELLURI M. & PICCARDO G.B. (1995) - *Chloritoid - bearing assemblages in mafic systems and eclogite-facies hydration of alpine Mg-Al metagabbros (Erro-Tobbio Unit, Ligurian Western Alps)*. *European Journal of Mineralogy*, **7**: 5, 1149.

- MILETTO M. & POLINO R. (1992) - *A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte Basin (northwestern Italy)*. Tectonophysics, **212**: 243 - 256.
- MOJON G. (1805) - *Descrizione mineralogica della Liguria*. Stamperia Frugoni.
- MOSNA S. (1965) - *Contributi micropaleontologici - stratigrafici allo studio dell'Oligocene del Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **16**: 81 - 113, Pavia.
- MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADELLI S. & TINTERRI R. (1995) - *Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi e Appennino*. Mem. Sci. Geol., **47**: 217 - 244, Padova.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite and facies associations from selected formations of the northern Apennines*. 9th Int. Congr. Sedimentology, Guidebook: 21 - 36, Nizza.
- NEGRI A., PIRINI C., RAZZORE S., BONCI M. C., CIRONE G., MANCIN N. & VIAGGI M. (1997) - *Micropaleontological record in the Pliocene of Genoa-Arenzano area*. Boll. Soc. Pal. It., **36** (1-2): 261 - 274, Milano.
- PARETO L. (1846a) - *Descrizione di Genova e del Genovesato*. Tip. Ferrando 180 pp., Genova.
- PARETO L. (1846b) - *Carta geologica della Liguria Marittima*. Tip. Ferrando, Genova.
- PASQUARÈ G. (1959) - *Contributo allo studio geologico del settore centro - settentrionale del Gruppo di Voltri*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, LXXX, (2-3): 125 - 202, Roma.
- PELLATI N. (1881) - *Studi sulle formazioni ofiolitiche dell'Italia*. Boll. R. Com. Geol. It., **12**: 154 - 164, Roma.
- PIANA F., D'ATRI A. & ORIONE P. (1997) - *The Visone Formation, a marker of the Early Miocene tectonics in the Alto Monferrato Domain (Tertiary Piemonte Basin, NW Italy)*. Mem. Sci. Geol., **49**: 145 - 162, Padova.
- PICCARDO G.B. (1984) - *Le ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri, Alpi Liguri: caratteri primari ed interpretazione geodinamica*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 95 - 114, Padova.
- PICCARDO G.B., MESSIGA B. & MAZZUCCOTELLI A. (1979) - *Chemical petrology and geodynamic evolution of the ophiolitic metavolcanites (prasinites) from the Voltri Massif Piemontese ophiolite nappe (WestWestern Liguria, Italy)*. Ofioliti, **4** (3): 373 - 402, Firenze.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & SCAMBELLURI M. (1988) - *The alpine evolution of the Erro - Tobbio peridotites (Voltri Massif - Ligurian Alps): some field and petrographic constraints*. Ofioliti, **13** (2/3): 169 - 174, Firenze.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & VANNUCCI R. (1990) - *Upper mantle evolution during continental rifting and oceanization: evidence from the Alpine - Apennine system and modern oceans*. In: Roure F., Heitzmann P. & Polino R. Eds. *Deep structure of the Alps*. Mém. Soc. géol. Fr., Paris, 156; Mém. Soc. géol. suisse, Zurich, 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., Roma, **1**: 323 - 334.
- PIPINO G. (1976) - *Le manifestazioni aurifere del gruppo di Voltri con particolare riguardo ai giacimenti della Val Gorzente*. Ind. Min., **27**: 452 - 468, Roma.

- PIPINO G. (1978) - *Le ligniti metallifere dell'appennino ligure - piemontese ed il loro sfruttamento*. Ind. Min., 359 - 370, Roma.
- PIPINO G. (1980) - *Gold in Ligurian ophiolites, Italy*. "Proceedings Intern.Ophiol. Symposium, Cyprus 1979", 765 - 773. Cipro
- PIPINO G. (1982) - *I giacimenti metalliferi del Piemonte genovese*. Tip. Viscardi, Alessandria
- PIPINO G. (2000) - *Le valli dell'oro. Miscellanea di geologia, archeologia e storia dell'OVadese e della bassa Val d'Orba*. Progetto Ambiente - Regione Piemonte. Tipogr. Pesce, Ovada.
- PIPINO G. (2003a) - *L'oro, miniere storia. Miscellanea di giacimentologia e storia mineraria italiana*. Tipografia Pesce, Ovada.
- PIPINO G. (2003b) - *Documenti su attività minerarie in Liguria e nel Dominio Genovese dal Medio Evo alla fine del Seicento*. Atti e Memorie Soc. Sav. Storia Patria, vol XXXIX: 39 - 111, Savona.
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., CHIARI M., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MARCUCCI M., SACCANI E. AND TREVES B. (2004) - *The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the Western Tethys oceanic basin: a revue*. *Ofioliti*, **29** (2): 177 - 211, Firenze.
- RAMPONE E., HOFMANN A.W., PICCARDO G.B., VANNUCCI R., BOTTAZZI P. & OTTOLINI L. (1995) - *Petrology and mineral-isotopic geochemistry of the External Liguride peridotites (Northern Apennine, Italy)*. *Journal of Petrology*, **36** (1): 81-105, Oxford.
- RAMPONE E., ROMAIRONE A., ABOUCHAMI W., PICCARDO G.B. & HOFMANN A.W. (2005) - *Chronology, Petrology and Isotope Geochemistry of the Erro-Tobbio Peridotites (Ligurian Alps, Italy): Records of Late Palaeozoic Lithospheric Extension*. *Journal of Petrology*, **46**: 799 - 827, Oxford.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw - Hill, 568 pp., New York.
- RAMSAY J.G. (1980) - *Shear zone geometry: a review*. *Journ. Struc. Geol.*, **2**: 83 - 99.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1987) - *The techniques of modern structural Geology. Volume 2: folds and fractures*. Academic Press, 391 pp., London.
- REPOSSI E. (1919) - *Ritrovamenti di fossili nella dolomia di M. Gazzo presso Sestri Ponente*. *Rend. R. Acc. Lincei*, **28**: 378 - 382, Roma.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Plio-Pleistocene calcareous nannofossil distribution pattern in the Western Mediterranean*. In Kastens K.A., Mascle J., et al., *Proceedings ODP Scientific Results*, **107**: 513 - 553, College Station.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **100** (1): 103 - 124, Milano.
- ROVERETO G. (1893) - *La serie delle serpentine antiche e degli scisti in Liguria. Parte II*. *Atti Soc. Ligustica Sc. Nat.*, **4**: 97 - 141, Genova
- ROVERETO G. (1900) - *Illustrazione dei Molluschi Fossili Tongriani posseduti dal Museo Geologico della R. Università di Genova*. R. Istituto Sordo - Muti Ed., 210 pp., Genova.

- ROVERETO G. (1910) - *Conclusions d'un étude sur l'Oligocène des Apennins de la Ligurie*. Bull. Soc. géol. Fr., **4**: 66 - 72, Parigi.
- ROVERETO G. (1914) - *Nuovi studi sulla stratigrafia e sulla fauna dell'Oligocene ligure*. Oliver & C. Ed. 179 pp., Genova.
- ROVERETO G. (1935) - *Inesistenza del glaciale a bassa quota nell'Appennino Ligure Occidentale*. Boll. R. Soc. Geogr. It., s. 6a, **12** (72): 522 - 524, Roma.
- ROVERETO G. (1936) - *Di una particolare "facies" continentale dell'oligocene ligure*. Rend. R. Acc. Lincei., **23**: 470 - 472, Roma.
- ROVERETO G. (1939) - *Liguria Geologica*. Mem. Soc. Geol. It., **2**: 743 pp., Roma.
- RUBATTO D. & SCAMBELLURI M. (2003) - *U-Pb dating of magmatic zircon and metamorphic baddeleyite in the Ligurian eclogites (Voltri Massif, Western Alps)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **146** (3), 341 - 355, Berlin.
- SACCO F. (1887) - *Studio geologico dei dintorni di Voltaggio*. Atti R. Acc. Sc. Torino., **22**: 613 - 627, Torino.
- SACCO F. (1889a) - *Catalogo paleontologico del Bacino Terziario del Piemonte*. Boll. Soc. Geol. It., **8**: 281 - 356, Roma.
- SACCO F. (1889b) - *Il bacino Terziario e Quaternario del Piemonte*. Bernardoni Ed., 634 pp., Milano.
- SACCO F. (1934) - *Il glacialismo nel Gruppo di Voltri*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **70**: 96 - 105, Torino.
- SACCO F. & PERETTI L. (1942) - *Foglio Genova scala 1:100.000*, Stab. Salomone, Roma.
- SCAMBELLURI M., HOOGERDIJN STRATING E.H., PICCARDO G.B., VISSERS R.L.M. & RAMPONE E. (1991) - *Alpine olivine - and titanian clinohumite - bearing assemblages in the Erro - Tobbio peridotite (Voltri Massif, NW Italy)*. J. Metamorphic Geology, **9**: 79 - 91, Bristol.
- SCAMBELLURI M., MUNTENER O., HERMANN J., PICCARDO G.B. & TROMMSDORFF V. (1995) - *Subduction of water into the mantle: history of an alpine peridotite*. Geology, **23** (5): 459 - 462, Boulder.
- SCHOLLE P.A. (1970) - *The Sestri - Voltaggio Line: a transform fault induced tectonic boundary between the Alps and the Apennines*. Amer. J. Sci., **269**: 343 - 359, New Haven.
- SCHOLLE P.A. (1971) - *Sedimentology of fine - grained deep - water carbonate turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous) Northern Apennines, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **82**: 629 - 658, Boulder.
- SCIESA E. & MONTRASIO A. (1991) - *Associazioni di alta pressione nei metacherts a Fe-Mn della zona mélanges Lanzada-Scermendone (Falda Suretta, Val Malenco-Alpi Centrali)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34** (note brevi): 55 - 60, Pavia.
- SIBSON R.H. (1977) - *Fault rock and fault mechanism*. Journ. Geol. Soc. London, **133**: 191 - 213, Londra.

- SIGNORILE G. (1872) - *Studi sulle giaciture cuprifere e manganesifere nella Liguria e sulle rocce che le racchiudono, seguiti da alcune norme per la loro ricerca, con ragguagli sulla natura della serpentina e i suoi affini*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **7**: 33 - 114, Torino.
- SISMONDA E. (1862) - *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria pubblicata per cura del Governo di S.M. Vittorio Emanuele II, Re d'Italia*. Torino.
- SPROVIERI R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic Foraminifera distribution*. Riv. It. Paleont. Strat., **98** (1): 61 - 100, Milano.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene - early Pleistocene astronomically forced planktonic Foraminifera abundance fluctuations and chronology of mediterranean calcareous plankton bioevents*. Riv. It. Paleont. Strat., **99** (3): 371 - 414, Milano.
- STAUB R. (1932) - *Die bedeutung der Apuanische Alpen im Gedirgsbau der Toskana, nebst einigen Gedanken zur tektonik des Apennins*. Viertel. Nat. Ges., Zurich, **77**: 184 - 248, Zurigo.
- STAUB R. (1942) - *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. Viert. Naturf. Ges. Zurich, **87**: 1 - 278, Zurigo.
- STAUB R. (1951) - *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin Leitlinien Europas*. Ecl. Geol. Helv., **44**: 29 - 130.
- STURANI C. (1973) - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino Settentrionale ed Alpi Occidentali*. Acc. Naz. Lincei, Quaderni, **183**: 117 - 142.
- SUTER K. (1937) - *Zur eiszeitlicher Vergletscherung des Nord-apennins*. Der Schw. Geogr., **14**: 141 - 151.
- SUTTER K. (1938) - *Fenomeni glaciali nel gruppo del Monte Beigua*. Boll. R. Soc. Geol. It., s. 7, **3**: 69 - 72, Roma.
- TARAMELLI T. (1918) - *Il giacimento lignitifero del Monte Orditano presso Pontedecimo*. La miniera Italiana, Anno II, **6**: 208 - 212.
- TURCO E., DURANTI D., IACCARINO S. & VILLA G. (1994) - *Relationships between foraminiferal biofacies and lithofacies in the Oligocene Molare Formation and Rigoroso Marl: preliminary results from the Piota River section (Tertiary Piedmont Basin, NW Italy)*. Giornale di Geologia, ser. 3a, **56** (2): 101 - 117, Bologna.
- VANOSSI M., CORTESOGNO L., GALBIATI B., MESSIGA B., PICCARDO G. & VANNUCCI R. (1984) - *Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 5 - 75, Roma.