



REGIONE LIGURIA

259.1

Legge di riferimento	Ente realizzatore	Coordinatori e Direttori rilevamento	Ente di appartenenza	Rilevatori
Finanziato nell'ambito del Progetto Strategico Alcotra 2007-2013 RiskNat	Regione Liguria	<i>Terra</i> S. Seno G. Dallagiovanna <i>Geomorfologia</i> L. Pellegrini <i>Mare</i> F. Fanucci	Università di Pavia (terra) Università di Trieste (mare)	Substrato: M. Maino Geomorfologia: A. Roccati (Università di Genova) Mare: N. Corradi (Università di Genova) D. Morelli A. Cuppari A. Savini (Università di Milano Bicocca)

259.2

Legge di riferimento	Ente realizzatore	Coordinatori e Direttori rilevamento	Ente di appartenenza	Rilevatori
Finanziato nell'ambito del Progetto Strategico Alcotra 2007-2013 RiskNat	Regione Liguria	<i>Mare</i> F. Fanucci	Università di Trieste (mare)	N. Corradi (Università di Genova) D. Morelli A. Cuppari A. Savini (Università di Milano Bicocca)



REGIONE LIGURIA

259.3

Legge di riferimento	Ente realizzatore	Coordinatori e Direttori rilevamento	Ente di appartenenza	Rilevatori
Finanziato nell'ambito del Progetto Strategico Alcotra 2007-2013 RiskNat	Regione Liguria	<i>Terra</i> S. Seno G. Dallagiovanna <i>Geomorfologia</i> L. Pellegrini <i>Mare</i> F. Fanucci	Università di Pavia (terra) Università di Trieste (mare)	Substrato: M. Maino L. Bonini Pliocene: A. Decarlis, G. Dallagiovanna, P.L. Vercesi Geomorfologia: A. Roccati (Università di Genova) Mare: N. Corradi (Università di Genova) D. Morelli A. Cuppari A. Savini (Università di Milano Bicocca)

259.4

Legge di riferimento	Ente realizzatore	Coordinatori e Direttori rilevamento	Ente di appartenenza	Rilevatori
Finanziato nell'ambito del Progetto Strategico Alcotra 2007-2013 RiskNat	Regione Liguria	<i>Terra</i> S. Seno G. Dallagiovanna <i>Geomorfologia</i> L. Pellegrini <i>Mare</i> F. Fanucci	Università di Pavia (terra) Università di Trieste (mare)	Substrato: M. Maino L. Bonini Pliocene: A. Decarlis, G. Dallagiovanna, P.L. Vercesi Geomorfologia: A. Roccati (Università di Genova) Mare: N. Corradi (Università di Genova) D. Morelli A. Cuppari A. Savini (Università di Milano Bicocca)

NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA FOGLIO 259-IMPERIA alla scala 1:25.000

a cura di:

G. Dallagiovanna¹, F. Fanucci², L. Pellegrini¹, S. Seno¹ e L. Bonini¹, A. Decarlis¹, M. Maino¹, D. Morelli²

Con contributi, per la parte a terra, di:

P. L. Vercesi¹ (per i depositi pliocenici); **A. Roccati³** (per i terreni quaternari); **M. Cobianchi¹, N. Mancin¹** (biostratigrafia nannofossili calcarei e foraminiferi).

¹ Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente – Università di Pavia

² Dipartimento di Matematica e Geoscienze – Università di Trieste

³ Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse- Università di Genova

Ente realizzatore Regione Liguria
Direzione Regionale - Settore Assetto del Territorio



Responsabile del Progetto RISKNAT per la Regione Liguria:
G. Gorziglia

Per l'Università degli Studi di Pavia (parte a terra):

Coordinatore scientifico:
S. Seno

Direttore del rilevamento:

G. Dallagiovanna

Rilevatori:

L. Bonini, G. Dallagiovanna, A. Decarlis, M. Maino, P.L. Vercesi

Per l'Università degli Studi di Trieste (parte a mare):

Coordinatore scientifico:

F. Fanucci

Direttore del rilevamento:

D. Morelli

Rilevatori:

D. Morelli, A. Cuppari, N. Corradi (Università di Genova), **A. Savini** (Università Milano-Bicocca)

Responsabile dell'informatizzazione e allestimento cartografico:

M. Maino

INDICE

I	- INTRODUZIONE	5
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO E LA STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA	6
1.1.	- PARTE A TERRA	6
1.2.	- PARTE A MARE	7
2.	- ASPETTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA EMERSA	7
3.	- GEOMORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE.....	12
II	- CENNI SUGLI STUDI PRECEDENTI	14
1.	- PARTE A TERRA	14
2.	- PARTE A MARE.....	15
III.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	17
1.	- PARTE A TERRA	17
2.	- PARTE A MARE.....	18
IV. -	STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE, DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE E DELLE COPERTURE NEOGENICHE	20
1.	- STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE	21
1.1.	- DOMINIO PIEMONTESE-LIGURE	21
1.1.1.	- UNITÀ TETTONICA SAN REMO-MONTE SACCARELLO.....	21
1.1.1.1.	- Formazione di San Bartolomeo (SBA)	21
1.1.1.2.	- Flysch di San Remo (FSM)	23
1.1.1.2.1.	- <i>Membro di Capo Mele</i> (FSM₁)	23
1.1.1.2.2.	- <i>Membro di Villa Faraldi</i> (FSM₂)	24
1.1.1.2.3.	- <i>Membro di San Lorenzo</i> (FSM₄).....	26
1.1.2.	- UNITÀ TETTONICA MOGLIO-TESTICO.....	27
1.1.2.1.	- Peliti di Moglio (MOG).....	27
1.1.2.2.	- Formazione di Testico (TES).....	28
1.1.2.2.1.	- <i>Membro di Pieve di Teco</i> (TES₁).....	28
1.1.2.2.2.	- <i>Membro di Cesio</i> (TES₂)	29
2.	- STRATIGRAFIA DELLE COPERTURE NEOGENICHE	30
2.1.	- DEPOSITI PLIOCENICI	30
2.1.1.	- ARGILLE DI ORTOVERO (ORV).....	30
2.1.2.	- CONGLOMERATI DI MONTE VILLA (CMV).....	31
2.2.	- DEPOSITI QUATERNARI	33
2.2.1	- DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (g_{n1})	33
2.2.2	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b_{n1-3})	33
2.2.3	- DEPOSITI DI SPIAGGIA (g₂)	34
2.2.4	- DEPOSITI ALLUVIONALI (b)	35
2.2.5	- DEPOSITI DI FRANA (a₁).....	36
2.2.6	- COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b₂)	37
2.2.7	- DETRITI DI VERSANTE (a).....	37
2.2.8	- DEPOSITI ANTROPICI (h).....	38
V.	- STRATIGRAFIA DELLA PARTE A MARE.....	39
1.	- SISMOSTRATIGRAFIA	39
1.1.	- IL SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO	39
1.2	- IL PLIOCENE	40
1.3.	- IL PLIO-PLIEISTOCENE E L'OLOCENE	41

VI.	- TETTONICA.....	44
1.	- PARTE A TERRA	44
1.1.	- POSIZIONE GEOMETRICA DELLE UNITÀ TETTONICHE	44
1.2.	- FASI DEFORMATIVE	44
1.2.1.	- DEFORMAZIONI DUTILI	45
1.2.2.	- DEFORMAZIONI FRAGILI	51
2.	- PARTE A MARE.....	52
VII.	- SISMICITÀ	56
1.1	- SISMICITÀ STORICA	56
1.2	- SISMICITÀ ATTUALE	57

BIBLIOGRAFIA.....Error! Bookmark not defined.

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 259 Imperia, alla scala 1:25.000 (Fig. 1) è stato realizzato nell'ambito del progetto Strategico Alcotra-RiskNat: in data 12.10.2009 la Regione Liguria ha affidato al Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente dell'Università di Pavia l'incarico di eseguire le attività previste della parte a terra. Per la parte a mare l'incarico è stato successivamente affidato al Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste.

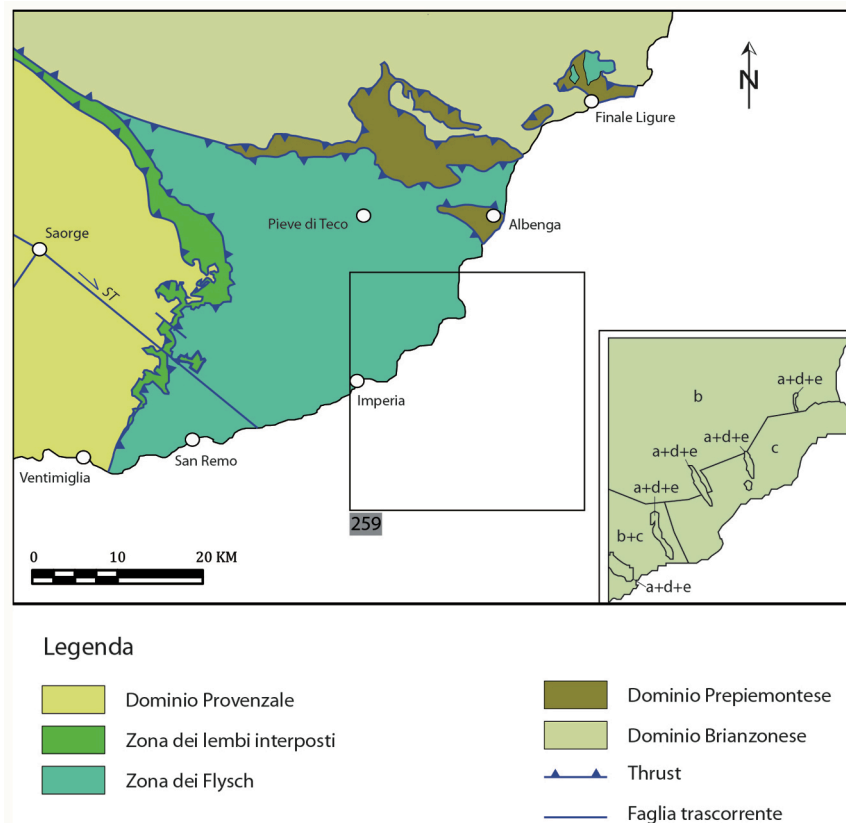


Fig. 1 – Posizione del Foglio 259 Imperia nella catena delle Alpi Marittime e quadro (in basso a destra) dei rilevatori: a+d+e) G. Dallagiovanna, A. Decarlis, P.L. Vercesi; b) M. Maino; c) L. Bonini; b+c) M. Maino, L. Bonini.

I rilevamenti geologici sono stati effettuati negli anni 2010-2011 utilizzando, come base topografica, le 5 sezioni alla scala 1:10.000 della Carta Tecnica Regionale della Regione Liguria in cui il foglio è suddiviso.

Dal punto di vista amministrativo il Foglio Imperia ricade per tre quarti (circa 100 km²) nella Provincia di Imperia e per la rimanente parte (circa 36 km²), nella Provincia di Savona.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO E LA STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA

1.1. - PARTE A TERRA

Il criterio di rilevamento seguito per il Foglio 259 Imperia (Fig. 1) è stato quello di cartografare le unità litostratigrafiche (formazioni, membri, ecc.), costituenti le unità tettoniche presenti, in parte codificate sia nel Foglio 92-93 Albenga-Savona, II Edizione, alla scala 1:100.000, sia nella carta di BONI & VANOSI (1972), alla scala 1:50.000. Di recente pubblicazione, nell'ambito del Progetto CARG, è il Foglio 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) alla scala 1:50.000, confinante a est con il Foglio Imperia, al quale è stato fatto riferimento per quanto concerne sia le unità mesozoiche, sia quelle quaternarie e per le quali ci si è attenuti, ove possibile, alle suddivisioni riportate nel suddetto foglio. Di conseguenza sono state utilizzate, per le unità litostratigrafiche presenti anche nel Foglio Imperia, le stesse sigle del Foglio San Remo.

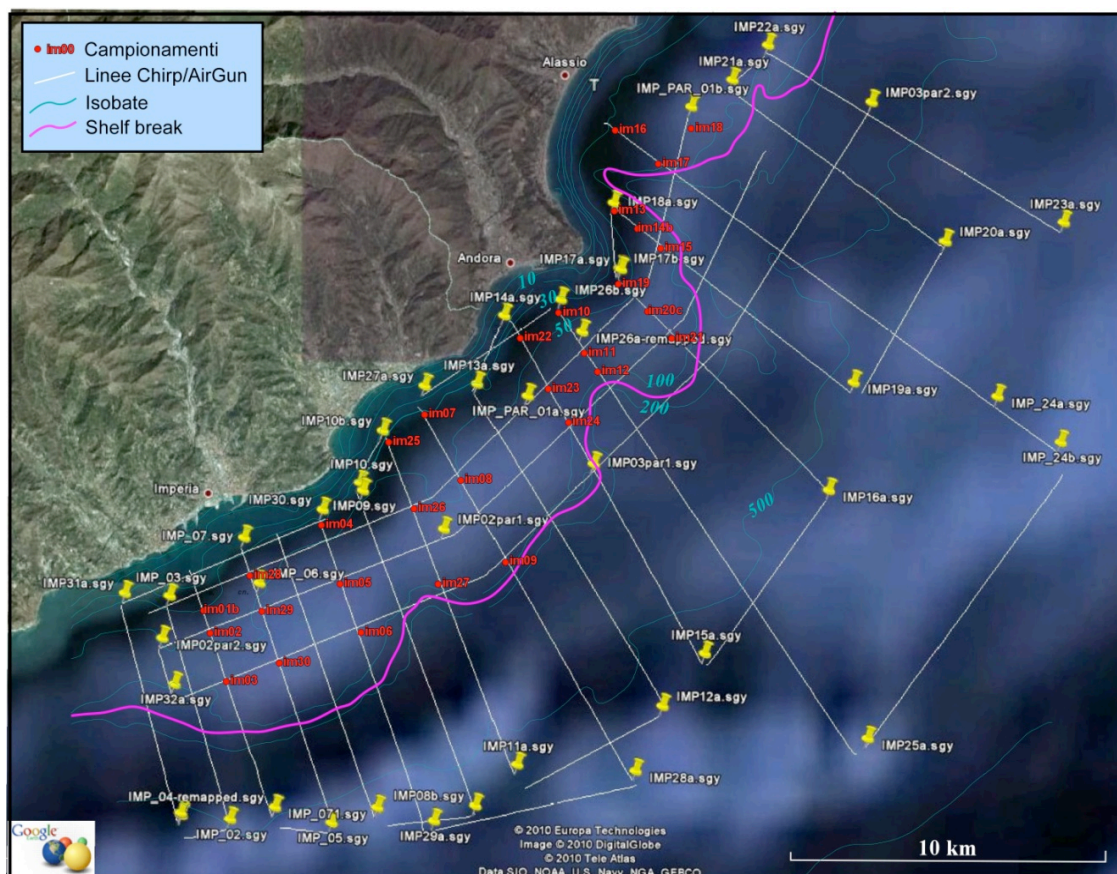


Fig. 2 - Ubicazione dei profili Air-gun e Chirp eseguiti per il progetto e dei campioni di sedimento.

La legenda è stata strutturata secondo il criterio stratigrafico-strutturale per le unità tettoniche mentre è stato seguito quello litostratigrafico per i terreni pliocenici e quaternari; con lo stesso criterio sono state disposte le formazioni e/o membri all'interno delle unità tettoniche che, a loro volta, compaiono da quella geometricamente più elevata a quella più profonda.

1.2. - PARTE A MARE

I criteri adottati per il rilevamento ricalcano quelli seguiti per l'attiguo Foglio 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) a scala 1:50.000. Ad integrazione dei dati di sismica a riflessione ricavati nell'ambito dei Progetti Finalizzati C.N.R. e nell'ambito del Progetto franco-italiano MALISAR, si è provveduto ad un rilievo con air-gun ad alta risoluzione e Chirp di uguale maglia e a campionamenti integranti le conoscenze sedimentologiche reperite in letteratura (Fig. 2). Per quanto riguarda la legenda si è seguito lo schema canonico dell'ISPRA per le aree marine, completandolo con nuove notazioni morfologiche orientate a evidenziare la morfodinamica del margine continentale.

2. - ASPETTI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI DELL'AREA EMERSA

Il Foglio Imperia comprende un'area che appartiene interamente al bacino tirrenico. La morfoevoluzione dell'area è legata essenzialmente all'attività dei corsi d'acqua, dei processi di versante e della degradazione meteorica, oltre all'azione del moto ondoso e delle correnti litoranee per la zona costiera. Marcate sono le evidenze del forte condizionamento dovuto alle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti, all'assetto strutturale, prodotto dalle fasi deformative sia duttili che fragili e, non da ultimo, a movimenti tettonici recenti (ZIZIOLI, 2008). Le variazioni climatiche e quelle del livello del mare, che hanno caratterizzato il Quaternario, hanno anch'esse condizionato gli agenti del modellamento, mitigando, talora, o rendendo più intensi, in altri periodi, i vari processi geomorfologici. Variazioni del livello del mare (testimoniate dai fori dei litodomi a ovest di Porto Maurizio e presso Oneglia) e subsidenza, nelle zone di Oneglia e Diano Marina, sono state segnalate da ISSEL fin dal 1892. Per quanto attiene alle condizioni climatiche, BRANCUCCI (1994) ha descritto il clima di tutta la regione Liguria, elaborando le serie storiche dei dati delle temperature e delle precipitazioni di 157 stazioni e, adottando la classificazione di BAGNOULS & GAUSSEN (1957), ha definito il tipo di clima delle varie zone. In particolare, riguardo all'area in esame, l'autore riporta un clima di tipo mediterraneo, più precisamente, submediterraneo, nell'entroterra (stazione di Bistagno) e mesomediterraneo, in prossimità della costa (stazioni di Imperia e di Alassio).

Orografia

La principale dorsale presente nel foglio è quella che funge da spartiacque tra il T. Merula e il territorio dianese e che coincide grossomodo con il limite tra la provincia di Imperia e quella di Savona. Le cime più elevate si trovano nella parte di crinale diretta circa NW-SE e W-E con il P.zo Montin, (952 m), il M. Torre (o P.zo d'Evigno, 989 m), il M. Ceresa, (913m), il M. Mezzogiorno (756 m) sino al P.zo Aguzzo (757m); successivamente, lo spartiacque assume direzione NW-SE e poi N-S con il M. Bandia (565 m), il M. Chiappa (542 m), il C.le Mea (400 M) fino a Capo Cervo. Come si può notare, il rilievo è relativamente modesto, non raggiungendo i 1000 m, tuttavia, l'attività degli agenti

geomorfologici è marcata, in relazione alle formazioni affioranti nel dianese e nell'imperiese, prevalentemente flyschoidi e relativamente erodibili (Flysch di Sanremo), e alla vicinanza al mare, che rappresenta il livello di base del modellamento (infatti il crinale M. Torre–Pizzo Aguzzo dista dal mare poco meno di 10 km).

E' in corrispondenza della dorsale M. Ceresa – M. Mezzogiorno, sul versante meridionale, che si segnala la maggiore deformazione gravitativa profonda di versante dell'area.

La presenza di bancate calcaree favorisce lo sviluppo di fenomeni carsici (CALANDRI, 1986; BRIXIO, 1987) che vale la pena di ricordare, seppur non intensi come nel vicino savonese o ventimigliese. Ad esempio, sono note le cavità di M. Chiappa – M. Abrighetti, presso Diano Arentino, all'interno delle quali si rinvencono cristallizzazioni di gesso, legate alla circolazione idrica ipogea (CALANDRI, 1996). Nella zona del M. Torre sono state riconosciute almeno una dozzina di cavità con sviluppo massimo intorno ai 30 m. Nella zona del M. Ceresa CALANDRI (1994; 1996) segnala il Pozzo Scornabò, come cavità poligenica: il pozzo di una quindicina di m (largo circa 4m) sarebbe stato generato dal crollo di strati a causa della percolazione di acque, con azioni di dissoluzione. Calandri descrive anche la Grotticella, presso la tana di San Martino, a monte dell'abitato di Evigno, caratterizzata da un condotto subcircolare, sviluppato in una potente bancata calcarea, percorribile per 12 m. Manifestazioni superficiali della dissoluzione carsica si possono rinvenire al M. Lago (a sud di M. Ceresa-M. Mezzogiorno), con crepacci carsici e terre rosse residuali (CALANDRI 1994).

Idrografia

La rete di drenaggio è relativamente fitta ma i corsi d'acqua sono di dimensioni limitate (Fig. 3). I principali sono rappresentati dal T. Merula (con foce a Marina di Andora) e dal T. Impero (che sfocia a Oneglia) che sono solo parzialmente compresi nel foglio. A questi se ne aggiungono altri con estensione minore, fra i quali si ricordano: il T. Cervo (detto anche Steria) e il T. San Pietro, detto anche Evigno, che arrivano al mare rispettivamente a S. Bartolomeo al Mare e a Diano Marina. Questi due corsi d'acqua, piuttosto simili, hanno carattere prevalentemente torrentizio nel tratto iniziale, dalle sorgenti (Pizzo Aguzzo, M. Mezzogiorno, M. Ceresa, e M. Torre,) a Molino del Fico (T. San Pietro) e Roncagli (T. Cervo), con frequenti salti (*step*) e pozze (*pool*). Successivamente, negli ultimi 3 - 5 km, il talweg diminuisce di pendenza, le valli tendono ad ampliarsi e gli alvei fluviali si impostano su piane alluvionali che via via si aprono a ventaglio verso il mare. andando a costituire un'unica piana costiera da Diano Marina a San Bartolomeo. Il T. Impero, nonostante il suo bacino si estenda per circa 96 kmq, contro i 22 kmq circa del Cervo e i 18 circa del San Pietro, in prossimità della costa, presenta una piana alluvionale relativamente poco estesa. E' da notare, tuttavia, che, a differenza degli altri due corsi d'acqua, l'Impero presenta depositi fluviali maggiormente sviluppati lungo la valle e, in particolare, lungo tutto l'alveo, per la parte compresa nel foglio (oltre 8 km), circa da Gombi di Riccio a Imperia e, più a monte, fino ad oltre Caramagna, nel Foglio Sanremo.

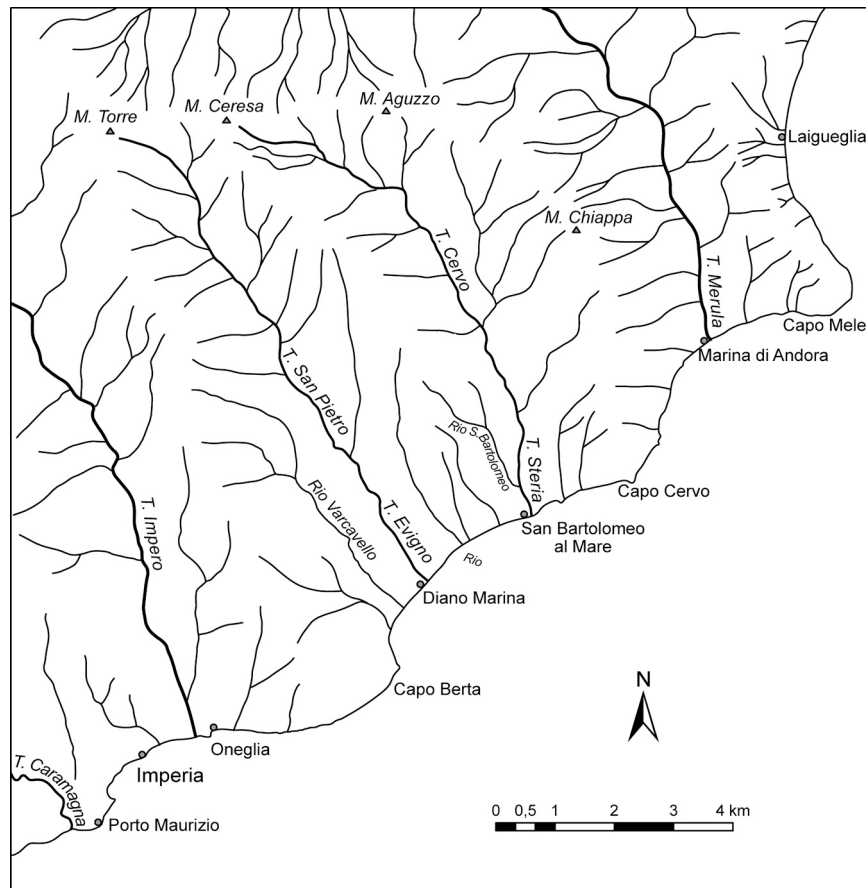


Fig. 3 - Rappresentazione schematica della distribuzione della rete idrografica e dei principali rilievi.

Tutti questi corsi d'acqua hanno decorso circa NNW-SSE, compreso il Merula, per ciò che concerne l'area del foglio Imperia. Questo tratto del Merula è caratterizzato da una morfologia che si differenzia rispetto agli altri torrenti più occidentali: il fondovalle è piuttosto ampio e i versanti sono poco acclivi. Considerando l'intero bacino, risulta evidente l'andamento arcuato della valle, che compie un brusco gomito di deviazione tra Bossaneto e San Bartolomeo–Pian Rosso. Tale andamento rispecchia quello delle strutture rappresentate dall'unità tettonica di San Remo–Monte Saccarello che sovrasta tettonicamente l'Unità Moglio Testico. In prima analisi sembrerebbe verosimile ricondurre l'andamento ad arco della valle alla sopracitata dislocazione anche se, in realtà, il corso d'acqua, nella sua parte terminale compie un'ulteriore brusca deviazione verso sud, andando a tagliare le citate strutture. BONI *et alii* (2005) hanno proposto un'interpretazione dell'evoluzione del corso d'acqua che progressivamente avrebbe modificato il suo tracciato, rispetto a quello imposto dalle strutture, che si continuava lungo l'allineamento Molino Nuovo-Laigueglia. *Uplifts* differenziali e deformazioni fragili, con tutta probabilità tardo-pliocenici, sarebbero stati la causa della deviazione verso sud, nella zona di Molino Nuovo. In conclusione, il tracciato del T. Merula, nella sua forma attuale, rappresenterebbe la risposta dell'idrografia all'evoluzione tettonica dell'area, evoluzione che, sulla base dell'analisi geomorfologica, sembrerebbe ancora in atto.

Antropizzazione

La fascia costiera, in particolar modo, ha subito una profonda alterazione nelle sue caratteristiche morfologiche, soprattutto nel secondo dopoguerra, con uno sviluppo diffuso dell'urbanizzazione anche in relazione all'attività turistica.



Fig. 4 - L'immagine a sinistra mostra chiaramente come l'alveo del Merula sia incanalato, anche se lo spazio che è stato lasciato alla dinamica fluviale, sia piuttosto ampio (poco meno di 70 m, in corrispondenza del ponte, sullo sfondo). In realtà, quelle che potevano essere le forme d'alveo sono state completamente appiattite artificialmente. A destra, è raffigurato il tratto terminale del T. San Pietro (T. Evigno), a Diano Marina. Le sponde del torrente sono protette da arginature, utilizzate anche per la viabilità. Si noti come l'edificato sia collocato, all'incirca alla quota dell'alveo attivo. In corrispondenza del ponte visibile sullo sfondo, la larghezza dell'alveo non arriva a 25m.

I tratti terminali dei corsi d'acqua sono stati sistemati e canalizzati (Fig. 4) e quelli minori sono stati ristretti; in corrispondenza delle spiagge sono stati messi in opera moli e pennelli, longitudinali e ortogonali alla costa, a salvaguardia delle spiagge stesse o per indurre una sedimentazione. Si può citare, ad esempio, il Molo Cavour (già Molo di Diano Marina), al Capo Berta, che protegge le spiagge di Diano Marina, fino al porto turistico; oltre, più a nord-est, per difendere la spiaggia è stato necessario costruire imponenti opere, disposte parallelamente rispetto alla costa, che si continuano fino Cervo. Queste opere e, in aggiunta, la costruzione di porticcioli, ha di fatto irrigidito il sistema costiero (Fig. 5), condizionandone l'evoluzione. Tra le opere costiere di maggior evidenza, è da citare il porto di Imperia che si sviluppa da Porto Maurizio a Oneglia e che è stato cartografato con un apposito simbolo.



Fig. 5 - La piana di Andora risulta completamente urbanizzata e sono presenti edifici anche sui versanti. La spiaggia è protetta da una serie di scogliere ortogonali alla costa. Sullo sfondo si riconosce il porto turistico e, oltre, Capo Mele.

L'impatto antropico dell'area retrostante la costa è in particolar modo rappresentato dalla sistemazione dei versanti con il modellamento di terrazzette sostenute da muri a secco per le coltivazioni dell'ulivo. La coltura dell'olivo, introdotta dai Benedettini intorno al XII secolo, ha quindi segnato profondamente la storia dell'imperiese. Occorre sottolineare che, laddove il territorio viene abbandonato e non viene rinnovata la manutenzione dei muretti, questi si deteriorano e, non svolgendo più il loro compito, vengono coinvolti nei processi gravitativi che divengono molto frequenti e diffusi. Lo sfruttamento dell'entroterra ha comportato anche l'apertura di cave, alcune ancora attive, altre non più in attività (Fig. 6).

Urbanizzazione e sistemazione dei versanti è stata spesso causa di difficoltà nel rilevamento delle coperture quaternarie, la cui natura è stata talvolta interpretata, su base geomorfologica, non avendo la possibilità di un oggettivo riscontro



Fig. 6 - La valle dell'Impero, vista da monte, mostra chiari i segni dell'antropizzazione: L'urbanizzato civile e, soprattutto industriale occupa le alluvioni di fondovalle; in sinistra sono visibili le coltivazioni su "terrazzette antropiche"; su entrambi i fianchi vallivi sono aperte ampie cave: in sinistra la Cava dismessa dell'Italcementi Mentre quelle di Cave Rosso e di Borgo d'Oneglia (quest'ultima in destra idrografica), in arenarie e calcari marnosi sono attive e se ne ricavano massi per le scogliere; sullo sfondo si intravede l'area portuale.

3. - GEOMORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE

Il settore di margine continentale compreso nel Foglio Imperia è morfologicamente articolato in più settori. Le principali unità morfologiche sono movimentate da particolarità minori, di non trascurabile importanza (Fig. 7).

La piattaforma continentale è mediamente di scarsa ampiezza e si riduce ulteriormente in corrispondenza delle testate dei *canyon sottomarini*; il più importante è il Canyon di Laigueglia. I dettagli morfologici della piattaforma sono determinati da depositi tardo glaciali e olocenici, discontinui e situati a profondità diverse, e da un affioramento di substrato pre-pliocenico. Lo *shelf-break* è posizionato mediamente attorno ai -100m.

La scarpata superiore può essere distinta in due aree: a SO si collega direttamente alla scarpata sanremese e i canali versano direttamente nella zona batiale; a partire da Diano Marina verso NE i canyon si incanalano, confluendo, in una depressione che a sua volta confluisce nel più ampio Bacino di Savona. Detta depressione è delimitata verso il largo (al limite della carta) dalla cosiddetta *Dorsale di Imperia*, saliente importante, allungato in senso SO-NE che si estende ben oltre i limiti del Foglio L'ampiezza della Scarpata superiore è ridotta in quanto la depressione si sviluppa a partire dai -250/-300m.

La *scarpata inferiore* è dominata dall'abrupto versante SO della Dorsale, movimentato da terrazze di varia dimensione sino al piede (Fig. 7). Non è rappresentata nell'area del Foglio.

I *canyon* più notevoli sono il Canyon di Andora (o del Merula) e il Canyon di Laigueglia. Il primo confluisce nel secondo descrivendo un'ampia curva verso NE che segue l'andamento della depressione descritta. La testata è ampia e bilobata. Nell'insieme la sua morfologia appare condizionata da flussi sedimentari e frane sottomarine. Il secondo, più rettilineo (ENE-OSO) è molto inciso con testata cuneiforme che si avvicina alla costa sino alla batimetrica dei -30 m, in un tratto di costa alta. La situazione è insolita per i canyon liguri e presuppone un qualche condizionamento tettonico.

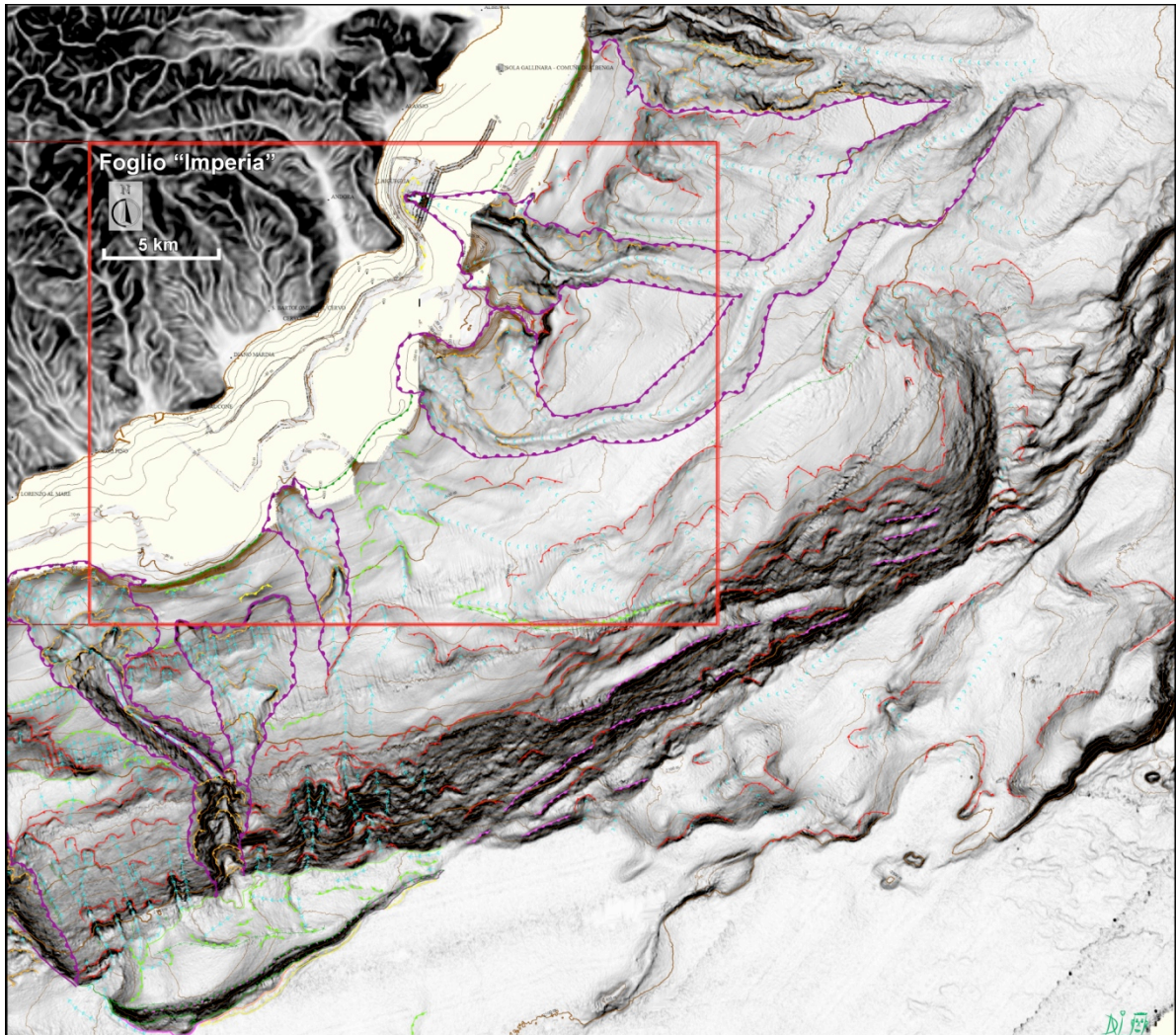


Fig. 7 - Il Foglio CARG Imperia inquadrato nella morfobatimetria del margine alpino che ne evidenzia la complessità e i numerosi fenomeni di erosione sottomarina accelerata che lo interessano (canyon in arretramento verso terra, frane).

II - CENNI SUGLI STUDI PRECEDENTI

1. - PARTE A TERRA

Fra i diversi lavori della prima metà del secolo XIX, relativi alle tematiche presenti nel Foglio, vanno ricordati quelli di PARETO (1846) e SISMONDA (1866), autori di contributi stratigrafici e cartografici. PARETO (1861) è anche il primo autore che utilizza il termine di flysch per indicare tutta la zona a forma di triangolo compresa tra Alassio, Ventimiglia e il Colle di Tenda.

Nella seconda metà dell'800, oltre ai contributi di autori francesi che portarono alla pubblicazione dei primi fogli geologici da parte del Service Géologique National de France, vanno ricordati quelli del FRANCHI che tra il 1881 e il 1893 effettuò anche, per conto del Regio Servizio Geologico d'Italia, i rilevamenti del foglio 1:100.000, 103-“Imperia” che, con aggiornamenti apportati dall'Autore nel 1926, verrà poi pubblicato nel 1928: il Foglio Imperia rappresenta ancora la carta geologica italiana ufficiale esistente.

FRANCHI fu il primo ad operare una suddivisione litostratigrafica nei Flysch ad Elmintoidi ritenendoli identici ai flysch dell'Ubaye-Embrunais e a quelli del Genovesato.

Negli anni 1910-1912, BOUSSAC compara questo settore delle Alpi Marittime con quello dell'Ubaye-Embrunais e riconosce un insieme di falde di ricoprimento che riposano sul Flysch di Ventimiglia che ritiene equivalente del “Grès d'Annot”.

Verso la metà del secolo scorso la scuola francese, sotto la guida di P. FALLOT, pubblica diversi importanti lavori tra cui (FALLOT, 1949; FAURE MURET, 1955; FAURE MURET & FALLOT, 1954; FALLOT & LANTEAUME, 1956) sia sul massiccio dell'Argentera e sulle sue coperture, sia sulla zona dei flysch. Fondamentali risultano questi dati che documentano, su base micropaleontologica, un'età cretacea (Cenomaniano-Maastrichtiano) dei Flysch ad Elmintoidi.

A questi seguono diversi altri contributi da parte di ricercatori sia stranieri (perlopiù francesi), sia italiani. Fra questi vanno ricordati LANTEAUME (1957, 1958), LANTEAUME & HACCARD (1960, 1961), LANTEAUME *et alii* (1963), BONI & VANOSSI (1960), VANOSSI (1965). Quest'ultimo, insieme a KEUNEN *et alii* (1957) forniscono un'analisi sedimentologica dei Flysch formulando ipotesi sulle aree alimentatrici delle torbiditi arenacee che VANOSSI (1965) individua nel massiccio sardo-corso. È di pochi anni dopo un'ampia monografia di LANTEAUME (1968) sulle Alpi Marittime franco-italiane con dati stratigrafici e strutturali fondamentali.

BONI *et alii* (1971), istituiscono la “formazione di San Bartolomeo” sinonimo di “complesso di base” dei Flysch ad Elmintoidi introdotto da LANTEAUME (1957).

È dell'anno successivo il contributo cartografico di BONI & VANOSI (1972), a scala 1:50.000, "Carta dei terreni compresi tra il Brianzonese ligure ed i Flysch ad Elmintoidi" nel triangolo compreso tra Laigueglia, Ceriale e Upega.

Nel frattempo vengono forniti contributi sui lembi pliocenici della Liguria occidentale e sulla Neotettonica dei Fogli 102 - San Remo e 103- Imperia (GIANMARINO & TEDESCHI, 1970, 1975; GIANMARINO *et alii*, 1978; BONI & PELOSO, 1973; BONI *et alii*, 1978, 1980).

Studi sedimentologici, dapprima sulle Arenarie di Bordighera e sui suoi rapporti con le formazioni a contatto, quindi sul Flysch di San Remo, consentono a SAGRI (1980, 1984) di suddividere quest'ultima formazione in quattro litofacies evidenziandone i rapporti reciproci e individuandone l'ambiente di sedimentazione.

Un'importante contributo per la conoscenza della geologia delle Alpi Liguri viene fornito da VANOSI *et alii* (1984). Anche sulla base di nuovi dati, vengono evidenziati i risultati acquisiti nonché le problematiche ancora aperte. Interessante, fra le diverse tematiche, risulta la presunta collocazione paleogeografica dei flysch della Liguria occidentale e dei suoi omologhi appenninici.

Di qui prende avvio una serie di studi sulla litostratigrafia dei flysch della Liguria occidentale e sui loro rapporti strutturali: MARINI & TERRANOVA (1985); DI GIULIO & GALBIATI (1985); DI GIULIO (1987).

Indicazioni sul metamorfismo delle unità di San Remo-Monte Saccarello e Moglio-Testico vengono forniti per la prima volta attraverso la cristallinità dell'illite da BONAZZI *et alii* (1987). In queste due unità affioranti nel Foglio Imperia tali dati indicano un range variabile da condizioni diagenetiche a epimetamorfiche.

MANIVIT & PROUD'HOMME (1990) datano la Formazione di San Bartolomeo, le Arenarie di Bordighera e il Flysch di San Remo a cui si aggiungono ulteriori precisazioni cronostratigrafiche sulla Formazione di San Bartolomeo da parte di COBIANCHI *et alii* (1991).

DI GIULIO & GALBIATI (1991) forniscono un nuovo modello interpretativo sulle facies caotiche dei flysch della Liguria occidentale e MERIZZI & SENO (1991) evidenziano i meccanismi di traslazione dell'unità San Remo-Monte Saccarello.

Particolarmente interessanti per le tematiche relative ai flysch della Liguria occidentale sono gli itinerari 6, 10 e 11 della Guida Geologica delle Alpi Liguri (VANOSI, 1991), nella quale viene aggiornato il quadro geologico d'insieme.

Sulla base sia di nuovi rilevamenti, sia di nuovi dati biostratigrafici GALBIATI & COBIANCHI (1997) ribadiscono l'indipendenza tettonica tra le unità di San Remo e di Moglio-Testico, precedentemente ritenute in continuità stratigrafica. Inoltre, le datazioni effettuate con nanofossili, consentono gli autori di collocare il complesso di base del Flysch di San Remo nell'Hauteriviano superiore-Campaniano superiore, e il Membro di Cesio della Formazione di Testico nel Turoniano superiore.

Fra i terreni tardo-cenozoici, GIANMARINO & PIAZZA (2000) segnalano un lembo pliocenico, già riconosciuto da FRANCHI (1928), ritenuto il più arretrato e a quota più elevata nel settore San Lorenzo al Mare-Diano Castello, a NE di Pontedassio.

Di recente pubblicazione, nell'ambito del progetto CARG, alla scala 1:50.000, è il Foglio 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) e relative Note Illustrative (GIANMARINO *et alii*, 2010).

2. - PARTE A MARE

A parte l'interesse pionieristico del Principe Alberto I di Monaco, le ricerche geologiche propriamente dette sulla zona sono iniziate nell'immediato dopoguerra con l'esecuzione di levate batimetriche ad opera di ricercatori francesi e monegaschi, in particolare il BOURCART

(1958). Affinate e proseguite negli anni '60 da ricercatori francesi e italiani, quali lo stesso BOURCART (1960), ALINAT *et alii* (1966,1969), SEGRE (1960) e ANGRISANO & SEGRE(1969), hanno conosciuto una notevole intensificazione negli anni '70 ed '80, anche grazie ai Progetti Finalizzati del C.N.R., soprattutto in funzione dell'interesse che il Bacino Ligure e i suoi margini suscitavano per la definizione dei modelli geodinamici di evoluzione del Mediterraneo occidentale e delle catene vicine. Citiamo per brevità i lavori di ALVAREZ (1972), AUZENDE *et alii* (1973), BURRUS (1989), FANUCCI & NICOLICH (1984), IRR (1975), LE PICHON *et alii* (1971), HSU *et alii* (1973a, b), RYAN (1973), REHAULT *et alii* (1974), REHAULT *et alii* (1984), CHAUMILLON *et alii* (1994), LARROQUE *et alii* (2001, 2005, 2011), BIGOT-CORMIER *et alii* (2004) e il Foglio CARG, alla scala 1:50.000, 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) e relative Note Illustrative GIANMARINO *et alii*, 2010, con bibliografia).

Il tema geodinamico è stato ripreso più volte in sede internazionale da autori di spicco, ma ad una scala che non consentiva di trattare dei dettagli del margine in esame.

III. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - PARTE A TERRA

Il settore ligure della catena alpina, come tutte le Alpi, si è formato in seguito a un processo geodinamico che, dopo la subduzione di litosfera oceanica e la collisione tra le placche europea e adriatica, ha portato alla costruzione di un orogene formato da un insieme di falde di ricoprimento.

Se si prescinde da alcuni lembi pliocenici, con estensione di pochi km², il Foglio è occupato essenzialmente dai Flysch ad Elmintoidi della Liguria occidentale e dai loro complessi di base.

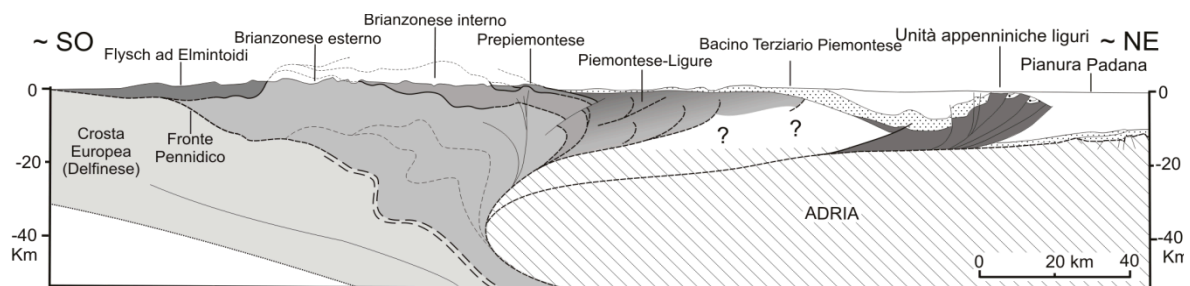


Fig. 8 - Sezione crostale dall'avanfossa padana attraverso la catena delle Alpi liguri e Marittime (da DALLAGIOVANNA et alii, in stampa).

Questo segmento di catena compreso nel foglio è, dal punto di vista geologico-regionale, abbastanza uniforme: vi affiorano, infatti, le unità tettoniche di derivazione più interna che appartengono al dominio paleogeografico oceanico o Piemontese-Ligure, interposto tra le placche europea e adriatica.

Nelle Alpi Liguri e Marittime, rispettivamente a NE e a SW al di fuori del Foglio Imperia, sono presenti altri sistemi strutturali principali ai quali corrispondono altrettanti domini paleogeografici (Fig. 8). A quello oceanico succedono infatti, verso il basso geometrico, quello Pennidico che comprende sia il Piemontese, costituente il margine del paleocontinente europeo prospiciente l'oceano, sia il Brianzonese, cioè la porzione più interna dello stesso continente e, infine, il Delfinese-Provenzale, il settore più esterno del paleocontinente o avampaese.

Le unità qui affioranti, poco o nulla metamorfiche in quanto precocemente scollate dal loro substrato ofiolitico e non coinvolte nel processo di subduzione alpino, occupano la posizione geometrica più elevata nella catena delle Alpi occidentali. Sovrascorse sulle unità via via più esterne (piemontesi e, quindi, brianzonesi) costituiscono, più a occidente, il fronte delle falde che riposano sul dominio delfinese-provenzale.

L'intervallo cronostratigrafico entro il quale sono comprese le successioni delle unità flyschoidi va dal Cretacico inferiore (Hauteriviano) al Cretacico superiore (Maastrichtiano superiore).

Sul substrato deformato riposano, in discordanza, dei terreni pliocenici costituenti alcuni lembi più o meno prospicienti la costa.

2. - PARTE A MARE

L'esistenza della Dorsale pone non pochi interrogativi e va vista in un contesto regionale ampio. Le grandi faglie inverse o transpressive, sismogeniche, al piede della Dorsale appartengono alla stessa famiglia di quelle che determinano la sismogenesi al piede della scarpata di fronte a San Remo e a Ventimiglia o ne sono addirittura il prolungamento, mentre altre strutture dello stesso tipo sono attive verso SE (Fig. 9).

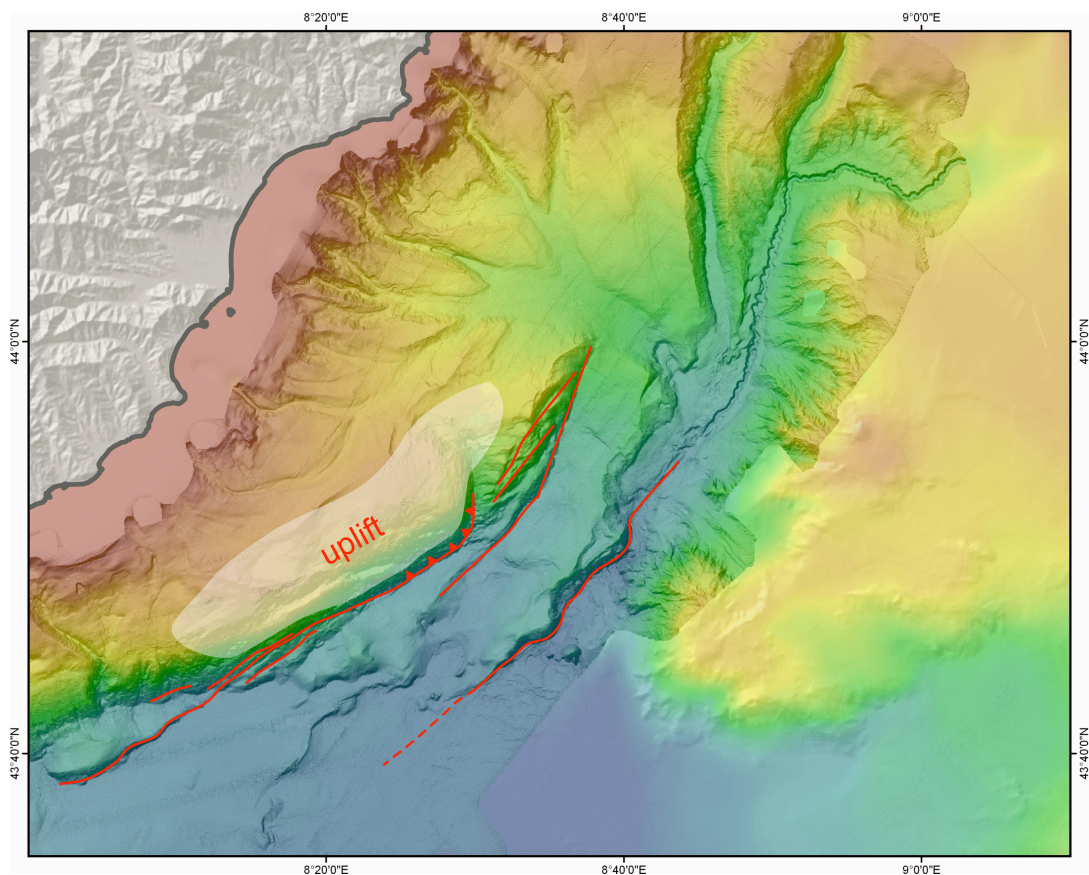


Fig. 9 - Assetto morfo-strutturale del margine nel settore della Dorsale di Imperia ed aree attigue (per gentile concessione di C. LARROQUE).

Più dati indicano la Dorsale come una struttura derivante da una tettonica che determina soprattutto la deformazione delle Evaporiti Superiori, scollate e impilate sino a formare un saliente che cresce nel tempo. Verso N la Dorsale prosegue, ruotata di circa 20°, dopo un

solco trasversale ricurvo che la divide in due parti e ha un limite all'altezza di Savona. La tettonica compressiva che dà origine al sistema può essere vista come un'estensione verso NE di processi che interessano il margine ligure provenzale, inquadrati dagli AA francesi secondo lo schema che segue (Fig. 10).

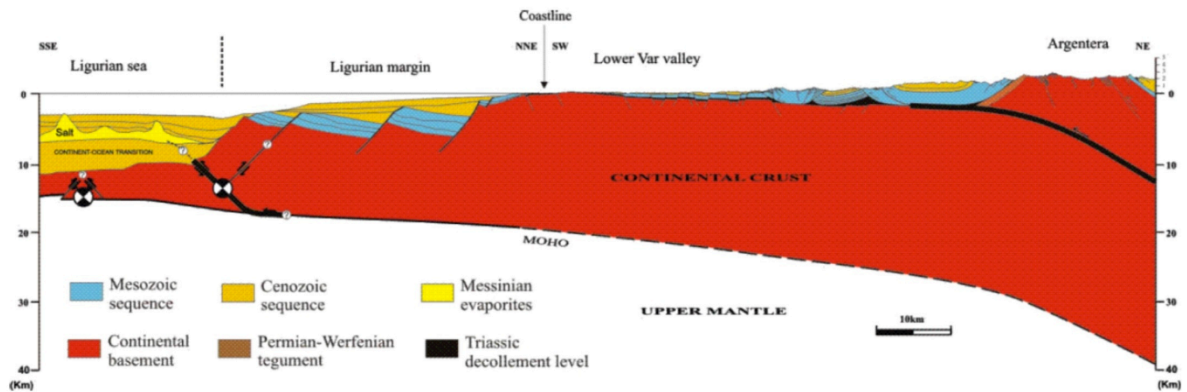


Fig. 10 - Modello geodinamico del margine Ligure-Provenzale riguardante l'evoluzione plio-pleistocenica del sistema (da BIGOT-CORMIER et alii, 2004, modificato).

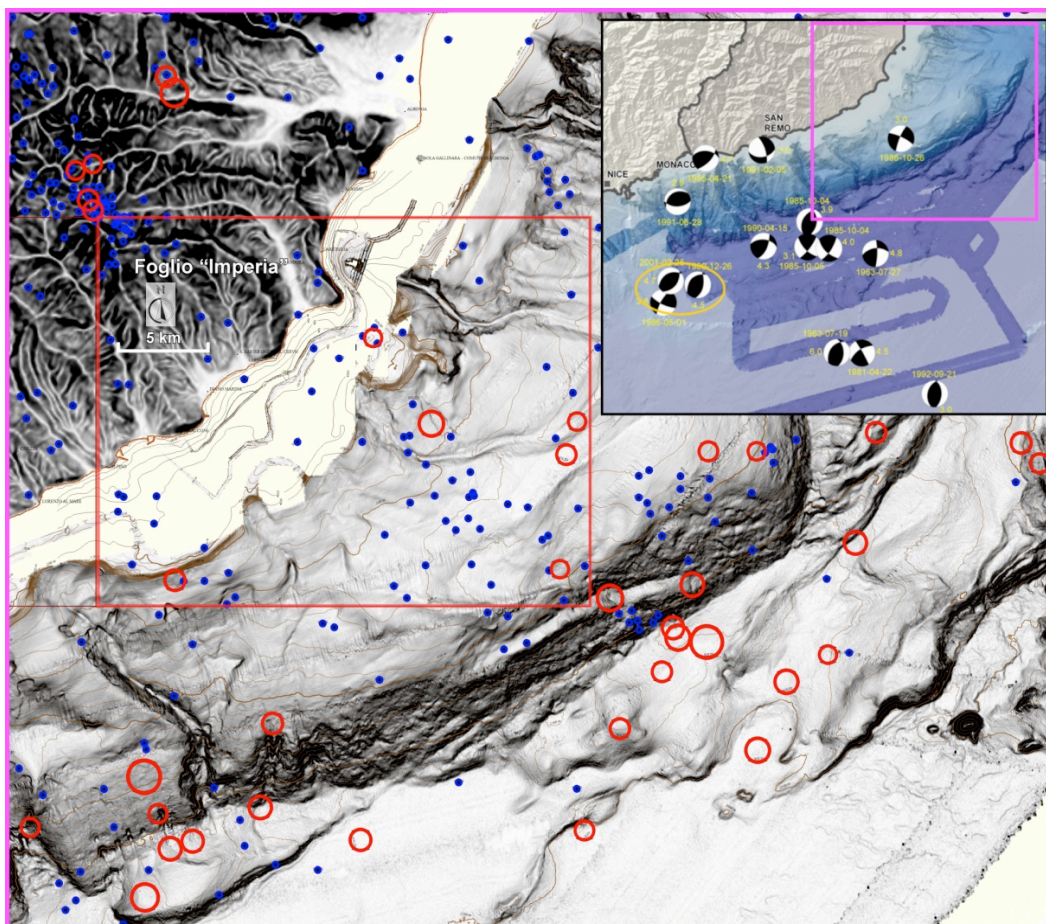


Fig. 11 - Sismicità (1981-2002; catalogo CSI-INGV-CNT) dell'area di margine in cui è inserito il Foglio Imperia. I cerchi rossi indicano magnitudi variabili dal 2 al 5. I punti blu indicano sismi di cui non è nota la magnitudo. Si noterà che gran parte della sismicità di energia elevata è situata a mare. Nel riquadro epicentri e meccanismi focali dei principali terremoti recenti del Margine ligure occidentale e del Bacino.

IV. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE, DELLA SUCCESSIONE DI AVAMPAESE E DELLE COPERTURE NEOGENICHE

Le unità riconosciute sono state ordinate in legenda a partire da quella geometricamente più elevata. Con lo stesso ordine ne vengono descritte le unità litostratigrafiche a partire da quella più antica a quella più recente e, quindi, le unità stratigrafiche delle coperture neogeniche (Fig. 12).

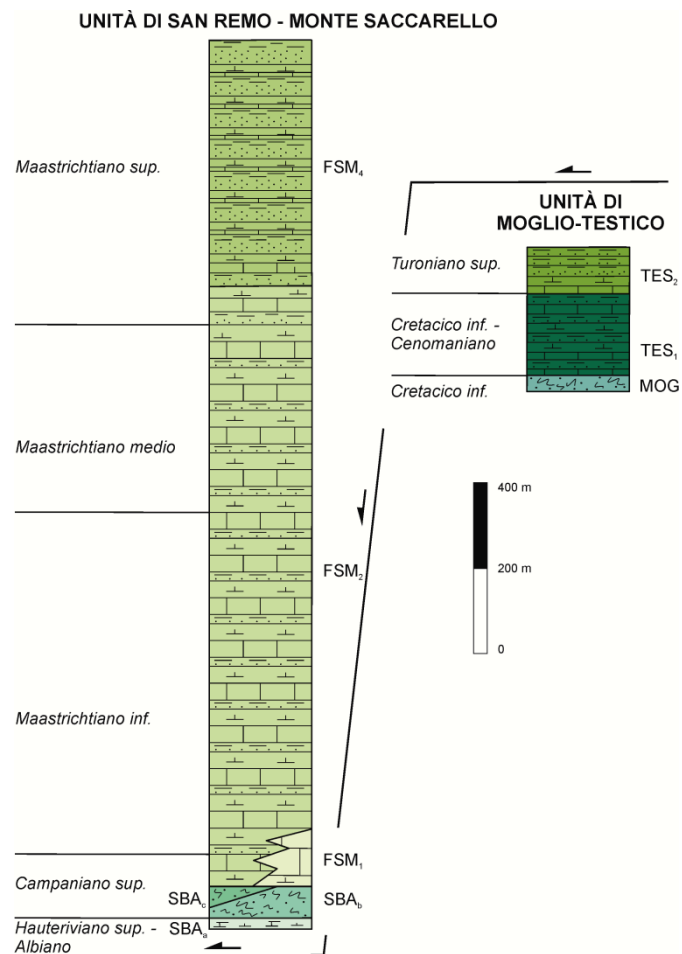


Fig. 12 - Colonne stratigrafiche delle unità tettoniche.

Al Foglio 258-271 San Remo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010) e relative Note Illustrative (GIANMARINO *et alii*, 2010), che confina a oriente con il Foglio Imperia, si farà riferimento per quanto riguarda nome e sigle delle unità litostratigrafiche istituite comuni a entrambi i Fogli.

Poiché le unità litostratigrafiche costituenti le unità tettoniche sono state interessate da intense fasi deformative che hanno prodotto piegamenti talora serrati, è bene ricordare che non sempre è possibile riconoscerne geometria e forma originaria e che gli spessori valutati e/o stimati sono spessori apparenti e non reali.

È opportuno far notare inoltre che, nei terreni pliocenici, a causa della scarsità degli affioramenti, risulta difficile la definizione di una sezione tipo, intesa come esposizione continua e completa della successione.

1. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE

1.1. - DOMINIO PIEMONTESE-LIGURE

Le due unità tettoniche appartenenti a questo dominio oceanico presenti nel foglio sono, come detto sopra, le unità San Remo-Monte Saccarello e Moglio-Testico. La prima copre la maggior parte del foglio nel settore centro-meridionale, mentre la seconda affiora nella parte settentrionale. Entrambe sono formate da successioni deposte nell'area oceanica tetidea prospiciente il margine europeo.

1.1.1. - UNITÀ TETTONICA SAN REMO-MONTE SACCARELLO

1.1.1.1. - Formazione di San Bartolomeo (**SBA**)

Affiora subordinatamente sia nella parte settentrionale del foglio, ove si interpone tra l'unità di Moglio-Testico e il Flysch di San Remo, sia nei dintorni di Pontedassio dove costituisce il nucleo dell'anticlinale omonima. Già indicata come "complesso di base" da LANTEAUME (1957), la Formazione di San Bartolomeo (**SBA**) è costituita da cinque litofacies, solo quattro delle quali sono affioranti, più o meno estesamente, nel foglio e i cui caratteri litologici sono i seguenti:

*i) litofacies calcari tipo palombino (**SBA_a**):*

Calcari micritici (Palombini), calcari marnosi ed arenacei in associazione a marne e argilliti e siltiti fini.

Affioramenti di modesta estensione sono presenti poco a NW di Pontedassio, alla base della

*ii) litofacies peliti manganeseifere di DI GIULIO & GALBIATI, 1985 (**SBA_b**):* si tratta di ritmi di argilliti grigie e grigio-verdastre e subordinate siltiti in strati sottili, con diffuse spalmature di ossidi metallici, e di areniti fini e finissime. Le argilliti sono di norma siltose per la presenza di mica e quarzo detritici. Presenti, ma non frequenti, sottili strati centimetrici rossi e grigi, a grana molto fine, siliceo-argillosi (si veda Fig. 33).

Questa litofacies affiora diffusamente ed è in contatto stratigrafico e/o eteropico con la

*iii) litofacies peliti varicolori (**SBA_c**) (BONI & VANOSSI, 1960; LANTEAUME & HACCARD, 1960; DI GIULIO & GALBIATI, 1985):* è molto simile alla precedente differenziandosene in particolare per le tinte vivaci delle argilliti che assumono colori anche verdi e rosso vinoso. Presenti anche livelli di arenarie medio-fini, grigio chiare e rossastre.

iv) litofacies quarzoareniti (SBA_d) (DI GIULIO & GALBIATI, 1985):

È costituita da strati arenaceo-quarzosi a grana medio-fine, gradati, di spessore massimo di 30-40 cm con geometria spesso lenticolare e interessati da lamine oblique a media scala. Argilliti verdi e rosse costituiscono il tetto delle sequenze. Nella metà superiore della litofacies compaiono intercalazioni di straterelli calcisiltitici di colore beige. Tale litofacies affiora molto sporadicamente in contatto eteropico con la *litofacies peliti manganesifere (SBA_b)*. La limitata estensione degli affioramenti e la difficoltà nel seguirne con certezza i limiti impedisce una rappresentazione cartografica di tale litofacies, peraltro decisamente subordinata alle altre.

A straterelli calcarei alternati a livelli marnoso-argillosi, prevalenti nella parte inferiore della successione, seguono strati calcisiltitici prevalenti, di colore beige, alternati a livelli pelitici grigi. Contestualmente compaiono strati di 20-40 cm di arenarie arcosiche sempre più frequenti e sviluppate verso l'alto in sequenze di Bouma.

Questa litofacies è eteropica con le litofacies **SBA_b**, **SBA_c**, **SBA_d**.

Lo spessore della formazione varia da 10 a 110 metri.

Gli spessori massimi delle litofacies sono:

SBA_a: ~ 20 metri.

SBA_b: inferiore a 70 metri.

SBA_c: inferiore a 30 metri.

SBA_d: alcuni metri.

Il contenuto in nannofossili calcarei è il seguente:

SBA_a (GALBIATI & COBIANCHI, 1997; COBIANCHI, dati inediti)

Le sezioni analizzate contengono associazioni a nannofossili dominate da *Watznaueria barnesiae* in associazione, nella porzione stratigraficamente più bassa, con *Calcicalathina oblongata* e *Lithraphidites bollii*. Nei livelli soprastanti si documenta la FO (first occurrence) di *Rucinolithus terebrodentarius*, la LO (last occurrence) di *Calcicalathina oblongata*, la FO di *Rucinolithus irregularis* e successivamente la FO di *Eprolithus floralis*.

Nei livelli sommitali, infine, le associazioni sono caratterizzate dalla presenza di *Cribrosphaerella ehrebergii* e di *Prediscosphaera columnata*. Pertanto la litofacies Argille a Palombini della Formazione di San Bartolomeo è riferibile all'intervallo stratigrafico compreso tra la Zona NC5a di BRALOWER *et alii* (1989) e la zona a *Prediscosphaera columnata* di HILL (1976), di età Hauteriviano superiore – Albiano inferiore.

Le litofacies **SBA_b**, **SBA_c**, **SBA_d** sono risultate completamente sterili in nannofossili calcarei (GALBIATI & COBIANCHI, 1997; COBIANCHI, dati inediti).

SBA_e (litofacies sottili strati calcarei) (COBIANCHI, dati inediti). Alcuni campioni di calcare sono stati prelevati da straterelli calcarei alternati a marne argillose e calcisiltiti, a tetto della litofacies quarzoareniti, per uno spessore di due metri sul versante destro del T. Merula.

Le associazioni a nannofossili calcarei sono dominate da *Watznaueria barnesiae* e *Micula decussata* con *Uniplanarius gothicus*, *Calculites obscurus*, *Aspidolithus parvus parvus*. La presenza di *U. gothicus*, in assenza di *Uniplanarius trifidus*, consente di riferire la litozona sommitale della Formazione di San Bartolomeo alla zona CC 21 (SISSINGH, 1977) della base del Campaniano superiore, in accordo con quanto già evidenziato a Castel San Giorgio, in Valle Argentina (COBIANCHI, dati inediti).

Pertanto, sulla base del contenuto in nannofossili calcarei, la Formazione di San Bartolomeo nel suo complesso è stata riferita all'intervallo Hauteriviano superiore-Campaniano superiore.

1.1.1.2. - Flysch di San Remo (FSM)

Questa formazione occupa la gran parte del Foglio ed è costituita da tre membri. Tale suddivisione, operata nel Foglio Imperia, coincide parzialmente con la identificazione di quattro membri da parte di GIANMARINO *et alii* (2010) nel Foglio San Remo che corrispondono alle quattro Litofacies, dalla **a** alla **d**, di SAGRI (1984). Le prime due (Litofacies **a** o Capo Mele e **b** o Villa Faraldi) sono state identificate in sezioni tipo nel Foglio Imperia, mentre le altre (Litofacies **c** o S. Michele e **d** o San Lorenzo al Mare) si riferiscono a località site nel Foglio San Remo. Il membro non riconosciuto nel Foglio Imperia è quello di San Michele.

1.1.1.2.1. - *Membro di Capo Mele (FSM₁)*

Il membro in questione è stato individuato da SAGRI (1984) a Capo Mele, nella parte orientale del Foglio, come *Litofacies A* ed affiora solo tra questa località e Marina di Andora. La successione di Capo Mele è invece inserita nel membro calcareo di LANTEAUME (1957) assieme al membro di Villa Faraldi (FSM₂).

È caratterizzato prevalentemente da marne ed arenarie calcaree costituenti spessi strati torbiditici, organizzati in sequenze positive, con banchi di spessore anche plurimetrico (1-10m, megastrati) la cui porzione sommitale è costituita da calcilutiti (Fig. 13). Sia alla base che al tetto sono inoltre presenti delle calcilutiti scure. Subordinate, anche se in percentuale



Fig. 13 – *Megastrati nel Membro di Capo Mele, Flysch di Sanremo.*

maggiore (~15%) rispetto a quella indicata da Sagri (1984) (5%), sono gli strati arenaceo-argillitici.

Le micriti, con piccoli frammenti di quarzo e miche bianche, contengono associazioni a radiolari, spicole di spugne e globotruncane.

Le arenarie degli intervalli arenaceo-argillitici sono delle grovacche con plagioclasti, feldspati, quarzo e discreta presenza di litici.

Questo membro, il cui spessore è di circa 80 metri, riposa in contatto tettonico sulla Formazione di San Bartolomeo, litofacies **SBA_b**, mentre passa lateralmente e verso l'alto stratigrafico al "membro di Villa Faraldi" (**FSM₂**). Al contrario da quanto indicato da Sagri (1984), tale membro non presenta delle caratteristiche che si rinvencono anche in altre parti del foglio e, pertanto, sembra essere limitato in affioramento al solo promontorio di Capo Mele.

Le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute sono caratterizzate da *Uniplanarius trifidus*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Braarudosphaera* sp., *Calculites obscurus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Cretarhabdus* sp., *Cyclagelosphaera ehrenbergii*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *Eiffellithus eximius*, *Microrhabdulus decoratus*, *Prediscophaera cretacea*, *Uniplanarius gothicus* e *Watznaueria* spp. Pertanto questa unità è riferibile alle Zone CC22-CC23 indifferenziate (SISSINGH, 1977; CATANZARITI & PERILLI, 2011) del Campaniano superiore p.p. - Maastrichtiano inferiore p.p. (GALBIATI & COBIANCHI, 1997; COBIANCHI, dati inediti).

1.1.1.2.2. - Membro di Villa Faraldi (**FSM₂**)

Questo membro è stato individuato nei dintorni della località omonima ed affiora estesamente da Marina di Andora sino al limite occidentale del Foglio. La definizione di questo membro segue quella di SAGRI (1984) ripresa da GIAMMARINO *et alii* (2010) nel Foglio San Remo e coincide con il membro calcareo di LANTEAUME (1957).

È costituito in prevalenza da marne e arenarie calcaree, in strati torbiditici con spessori da 1 a 5m, inferiori rispetto al membro **FSM₁** (Fig. 12). Calcilutiti e torbiditi arenaceo-argillitici sono frequenti. Sono inoltre presenti sequenze negative, spesse 5-10 metri, formate da strati calcilutitici alla base passanti verso l'alto a strati marnoso-arenacei (Fig. 14).

Le micriti contengono frazioni siltose disperse costituite da elementi quarzosi, miche bianche e ossidi. Talora si tratta di vere e proprie biomicriti con abbondanti associazioni a Hedbergelle-Ticinelle, radiolari, spicole di spugne e globotruncane.

Le arenarie degli intervalli arenaceo-argillitici sono grovacche, a matrice calcitica con la stessa composizione del membro **FSM₁**.

FSM₂ presenta uno spessore, stimato dopo aver ridisteso una struttura a piega, superiore ai 1500 m, lungo la sezione Monte Torre-Pontedassio, in accordo con i dati forniti da SIDDI (!997-98). Il Membro di Villa Faraldi è sovrapposto, per un contatto perlopiù di scollamento (anche se localmente è conservato l'originale contatto stratigrafico) alla Formazione di San Bartolomeo (litofacies **SBA_b**-**SBA_c**) nei dintorni di Pontedassio e nella porzione sommitale del foglio (Val Merula). Esso è inoltre sovrapposto stratigraficamente o eteropico con le Arenarie di Bordighera (Foglio San Remo) e con il "membro di Capo Mele" (**FSM₁**). Nella sua parte sommitale è invece evidente il contatto transizionale con il "membro di San Lorenzo" (**FSM₄**).

La parte basale del Membro di Villa Faraldi, a contatto con la Formazione di San Bartolomeo, contiene associazioni a nannofossili caratterizzate da (GALBIATI & COBIANCHI, 1997) *Uniplanarius trifidus*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Calculites obscurus*,

Lucianorhabdus cayeuxii, *Quadrum gartneri*, *Micula decussata*, *Uniplanarius gothicus*, *Watznaueria barnesiae* ed è pertanto riferibile alle Zone CC22-CC23 indistinte (SISSINGH, 1977; CATANZARITI & PERILLI, 2011) del Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore.

Nei livelli stratigraficamente più alti del Membro di Villa Faraldi la presenza di associazioni caratterizzate da (COBIANCHI, dati inediti) *Micula decussata*, *Watznaueria barnesiae* e subordinatamente *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lithraphidites quadratus*, *Micula* spp., *Uniplanarius gothicus*, *Calculites obscurus*, *Uniplanarius trifidus* e successivamente la comparsa di *Micula murus*, consentono di riconoscere la Zona CC25 (SISSINGH, 1977; CATANZARITI & PERILLI, 2011) del Maastrichtiano medio-superiore pp.

Pertanto, sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei, il Membro di Villa Faraldi è stato datato Campaniano superiore p.p.-Maastrichtiano superiore p.p., età confermata anche da GIANMARINO *et alii* (2010).



Fig. 14 – Sezione tipo del Membro di Villa Faraldi, Flysch di Sanremo, presso Deglio.

Come anticipato al § 1.1.1.2. il Membro di San Michele non è stato identificato nell'area del foglio. Il limite con il soprastante Membro di San Lorenzo sembra avere carattere transizionale. Infatti, laddove il contatto è ben esposto (i.e. cava a sud di Pontedassio - località Frantoio bianco, Monte Grimaldi, tra Villa Faraldi e Chiappa) è evidente un progressivo aumento di strati a composizione argilloso-arenacea e una contemporanea diminuzione degli strati calcilutici (Fig. 15). In queste località non sono invece state riscontrate caratteristiche della successione ascrivibili alla descrizione del membro di San Michele fornita da SAGRI (1984), secondo la quale sarebbe caratterizzato dalla presenza di megatorbiditi (5-7 metri) marnoso-arenacee intercalate ad intervalli regolari di 15 metri all'interno di pacchi di strati arenaceo-argillitici e calcilutiti.

Le analisi del contenuto in nannofossili (COBIANCHI, dati inediti) negli orizzonti calcarei di transizione tra il Membro di Villa Faraldi (**FSM₂**) e il Membro di San Lorenzo (**FSM₄**) (Fig. 15) hanno rinvenuto associazioni caratterizzate dalle seguenti specie: *Watznaueria barnesiae*, *Micula decussata*, *Uniplanarius gothicus*, *Uniplanarius trifidus*, *Uniplanarius sissinghii*, *Micula murus*. Sulla base dei caratteri tassonomici dell'associazione si conferma che tali facies sono attribuibili alla parte alta della Zona CC25 del Maastrichtiano superiore p.p. e potrebbero rappresentare o la parte sommitale del Membro di Villa Faraldi (**FSM₂**), o quella basale del Membro di San Lorenzo (**FSM₄**).



Fig. 15 - Passaggio transizionale tra il membro di Villa Faraldi e il soprastante membro di San Lorenzo, *Flysch di Sanremo*, a Frantoio bianco. Sulla destra della foto sono visibili i conglomerati pliocenici.

1.1.1.2.3. - Membro di San Lorenzo (**FSM₄**)

Già indicato come “complesso a” p.p. da BONI & VANOSI (1960), come “litofacies D” da SAGRI (1984) e come membro marnoso di LANTEAUME (1957), occupa gran parte della porzione di Foglio più prossima alla costa, tra Capo Mimosa e Porto Maurizio. In esso prevalgono gli strati arenaceo-argillitico-marnosi con più rare intercalazioni di calcilutiti e rari strati marnoso-arenacei di spessore massimo di 1-2 m. Le calcilutiti contengono associazioni a globotruncane. Alcuni livelli siltitici contengono miche bianche, lettini di quarzo e opachi (Fig. 16).

Lo spessore dell'unità è assai variabile con un massimo di ca. 600 m.

Le associazioni a nannofossili (COBIANCHI, dati inediti) sono dominate da *Micula decussata* e *Watznaueria barnesiae*, comune presenza di *Arkhangelskiella cymbiformis*, rare

ma continue *Prediscosphaera cretacea* e *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Micula praemurus*, *Micula murus*. Rari esemplari di *Nephrolithus frequens*. La sezione è attribuibile alle Zone CC25 parte alta – CC 26 (SISSINGH, 1977) del Maastrichtiano superiore.



Fig. 16 –Facies caratteristica del Membro di San Lorenzo, Flysch di Sanremo, nei pressi di Case Merea.

1.1.2. - UNITÀ TETTONICA MOGLIO-TESTICO

1.1.2.1. - Peliti di Moglio (**MOG**)

Rappresentano il “Complesso di base” dell’unità (GALBIATI & RODI, 1989) e affiorano limitatamente nell’angolo nord-orientale del Foglio e sono costituite da: i) argilloscisti grigio scuri con ossidi di Fe e Mn e intercalazioni di areniti fini; ii) scisti marnoso-argillosi nerastrati con rarissimi strati di micriti compatte, e, iii) facies pelitico-arenacee con intercalazioni arenaceo-siltitiche. Talora queste facies hanno un assetto molto disordinato e caotico (Fig. 17). Il contenuto faunistico, scarso e limitato, non consente di riferire questa unità a un intervallo cronostratigrafico preciso. Tuttavia, considerando che il tetto della Formazione di Testico è stato datato al Turoniano superiore (GALBIATI & COBIANCHI, 1997) e, per il fatto che queste facies sono molto simili a quelle della Formazione di San Bartolomeo fors’anche per contiguità dei loro bacini di sedimentazione, si può ipoteticamente riferire le Peliti di Moglio ad un Cretacico inferiore *s.l.*

Spessore: ~ 20 metri.



Fig. 17 – *Facies tipica delle Peliti di Moglio* .

1.1.2.2. - Formazione di Testico (**TES**)

Questa formazione è stata suddivisa (BONI & VANOSI, 1972) in due membri: Membro di Pieve di Teco e Membro di Cesio, suddivisione mantenuta nel Foglio.

1.1.2.2.1. - *Membro di Pieve di Teco* (**TES₁**)

È presente nell'angolo NE del Foglio e riposa in contatto stratigrafico sulle Peliti di Moglio (**MOG**), sebbene spesso tale contatto coincida con superfici di clivaggio pervasivo che ha prodotto la trasposizione delle originali superfici stratigrafiche su quelle tettoniche legata alle fasi deformative più intense (D_1). È formato da torbiditi marnoso-arenacee, cioè da marne più o meno calcaree ed arenacee grigio-azzurre, con alterazione giallo-grigiastra, a stratificazione raramente ben evidente, con intercalazioni di calcari marnosi con strati dello spessore da 10 a 80 cm e presenza, verso la base, di calcari quarzosi grossolani. Le analisi effettuate su alcuni campioni non hanno fornito fossili in grado di datare questa unità. Per quanto detto sopra (§. 1.1.2.1.) essa dovrebbe coprire un intervallo stratigrafico compreso tra il Cretacico inferiore *s.l.* e un Cretacico pre-Turoniano sup..

Spessore: inferiore a 200 metri.

1.1.2.2.2. - *Membro di Cesio (TES₂)*

Si tratta di un flysch pelitico-arenaceo (Fig. 18), localmente solo arenaceo, talora calcareo-marnoso, formato da ritmi torbiditici costituiti da areniti quarzoso-micacee da grossolane a medie, gradate, con intercalazioni di calcilutiti in strati sottili aventi talora base siltitica, marne e marne calcaree in strati medi e molto spessi e da marnoscisti argillosi e marne scagliose. Le siltiti o arenarie fini, a cemento carbonatico con quarzo e miche, contengono, come le calcilutiti, associazioni a radiolari, spicole di spugna e Hedbergelle-Ticinelle.

Spessore: inferiore a 100 metri.

Le nannoflore (GALBIATI & COBIANCHI, 1997) del membro di Cesio sono caratterizzate da *Eiffellithus eximius*, *Eiffellithus turriseiffellii*, *Eprolithus floralis*, *Cyclagelosphaera margerellii*, *Cretarhabdus conicus*, *Lithastrinus moratus*, *Cretarhabdus* sp., *Lithraphidites carniolensis*, *Cretarhabdus conicus*, *Lithastrinus moratus*, *Cretarhabdus* sp., *Lithraphidites carniolensis*, *Microrhabdulus decoratus*, *Praediscosphaera columnata*, *Watznaueria barnesiae*. La presenza di *Eiffellithus eximius* in assenza di *Micula decussata* consentono di riferire l'unità alle Zone CC12-13 indifferenziate (SISSINGH, 1977; CATANZARITI & PERILLI, 2011) del Turoniano superiore.



Fig. 18 – *Facies caratteristica del Membro di Cesio, Formazione di Testico, lungo l'Aurelia tra Alassio e Laigueglia.*

2. - STRATIGRAFIA DELLE COPERTURE NEOGENICHE

2.1. - DEPOSITI PLIOCENICI

Il Foglio Imperia comprende alcuni lembi di questi terreni ubicati, da est a ovest, ad Andora, Pairola-S.Bartolomeo-Poiolo, Diano Castello, Castelvecchio-Oneglia, Porto Maurizio e un piccolo affioramento a nordest di Pontedassio. Di essi era stata fornita da autori precedenti la cartografia, la stratigrafia e l'ambiente di sedimentazione, riferibile a un contesto deltizio s.l. (BONI *et alii*, 1976). Per quanto riguarda il rilevamento di questi terreni va precisato che l'antropizzazione e l'urbanizzazione ha limitato fortemente le osservazioni sul terreno. Infatti, la maggior parte degli affioramenti segnalati in questo lavoro non sono più osservabili in quanto celati dalla cospicua espansione edilizia dei centri abitati e delle serre ed impianti per l'agricoltura che ebbe a manifestarsi negli anni a seguire. Altrettanto critico inoltre è stato il rilevamento di aree lasciate incolte dove la vegetazione arbustiva spontanea è cresciuta in maniera significativa in questi ultimi anni, caratterizzati dal graduale abbandono di molte attività agricole.

Per questo motivo si è scelto di utilizzare la cartografia esistente, ed in particolare la carta geologica a corredo di BONI *et alii*, 1976, in modo da integrare e completare il rilevamento sul terreno ove esso risulti più lacunoso a causa delle motivazioni suddette. In quest'ottica, sono stati utilizzati anche alcuni sondaggi di pozzi per acqua, in particolare nella zona di San Bartolomeo al Mare, al fine di recuperare informazioni utili alla comprensione delle geometrie dei corpi sedimentari in oggetto.

Al fine di meglio dettagliare l'età dei sedimenti pliocenici, in parte già ben nota dalla letteratura sull'area, sono stati campionati gli affioramenti più significativi ed analizzati nel loro contenuto fossilifero a foraminiferi. Le datazioni ottenute e riportate di seguito sono basate sulla biozonazione a foraminiferi planctonici introdotta da SPROVIERI *et alii* (1992; 1993) per il Pliocene mediterraneo (biozone MPL1-MPL6).

In conseguenza di quanto detto sopra, derivano due considerazioni: i) tranne alcuni casi in cui sono stati osservati i contatti, i limiti che separano sia il substrato dai terreni pliocenici, sia quelli all'interno degli stessi, sono di natura incerta e quindi tratteggiati in carta; ii) non è stato possibile delimitare corpi sedimentari separati da limiti inconformi (sequenze deposizionali) ma sono state utilizzate, seppur con le riserve espresse sopra, le unità litostratigrafiche istituite nel Foglio 258-271 San Remo, alla scala 1:50.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010). Fra queste non è mai stata rinvenuta l'unità basale, cioè le Breccie di Taggia (**BDT**).

2.1.1. - ARGILLE DI ORTOVERO (**ORV**)

Sono costituite, a partire dalla base, da marne e argille grigio-azzurre e giallastre, spesso con contenuto siltoso-sabbioso e frequentemente intercalate da livelli sabbioso-arenacei più o meno compatti e/o bioconglomerati formati da un tritume di gusci di ostreidi, pettinidi e piccoli gasteropodi. Nella parte superiore dell'unità, si ha una predominanza di sabbie giallastre più o meno marnose con livelli arenacei più competenti (calcareni), alternate a conglomerati poco cementati con ciotoli anche pluridecimetrici ben arrotondati (Oneglia: Santuario della Madonna del Carmine; Porto Maurizio: Terre Bianche, San Benedetto). La frazione carbonatica è presente in tutte le suddette litologie ed è in generale legata alla presenza di resti organogeni macro e microscopici.

I sedimenti basali sono stati attribuiti (GIANMARINO *et alii*, 2010) ad un ambiente di delta-conoide, e quindi legati alla trasgressione post-messiniana, in via di progressivo approfondimento sino ad un “ambiente deposizionale prossimo al limite inferiore dell’orizzonte epibatiale, a ca. 500-600 metri di profondità”.

La formazione delle Argille di Ortovero è presente in quasi tutti i lembi elencati sopra ed è ben sviluppata in quelli di Porto Maurizio (in località San Benedetto, Terre Bianche), di Pairola, di Diano Castello (a sud del centro abitato) e Andora (Villa Stampino e sotto il viadotto autostradale in destra del torrente Merula): la porzione affiorante dell’unità ha uno spessore variabile da pochi metri ad un massimo di ca. 50m.

In alcuni casi, diversi sondaggi eseguiti nella zona di S.Bartolomeo al Mare, prosecuzione del lembo di Pairola, in prossimità della ferrovia confermano la presenza, al di sotto dei depositi quaternari, di argille plioceniche ad una profondità variabile fra i 6 e i 7 metri dal piano campagna.

In generale la formazione sottostà ai Conglomerati di Monte Villa (CMV) ma presenta anche contatti eteropici con gli stessi.

I resti organogeni sono sempre abbondanti; tra i macroforaminiferi BONI *et alii* (1976) segnalano la presenza di coralli, briozoi, gasteropodi, radioli e piastre di echinidi, ostreidi e pettinidi fra i quali la specie *Pecten astensis* (SACCO),

Gli stessi autori segnalano inoltre la presenza di diverse specie di otoliti, fra le quali *Myctophum pulchrum* (PROCHÀSKA), *Myctophum debile* (KOKEN) e *Otolithus (Myctophidarum) aemilianus* (ANFOSSI & MOSNA).

I campioni di marne/argille prelevati nei diversi lembi e studiati nel loro contenuto in foraminiferi hanno fornito ricche associazioni in genere ben conservate. Tra le forme planctoniche di significato biostratigrafico si segnalano: *Sphaeroidinellopsis dehiscens*, *S. seminulina*, *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata*. L’associazione planctonica contiene inoltre *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Globigerina apertura*, *G. bulloides*, abbondanti *Globigerinoides* come *G. obliquus extremus*, *G. italicus*, *G. trilobus*, *G. sacculifer* e rare *Neogloboquadrina acostaensis*. Le associazioni bentoniche sono risultate particolarmente diversificate con circa un centinaio di specie riconosciute. Tra le più comuni da segnalare: *Asterigerinata planorbis*, *Cibicides lobatulus*, *C. refulgens*, *Elphidium crispum*, *Heterolepa bellincionii* e numerose specie di *Lenticulina* (soprattutto *L. cultrata* e *L. rotulata*). Altre specie, seppur più rare, confermano invece l’età pliocenica inferiore dei campioni. Tra queste da segnalare: *Anomalinoidea helicinus*, *A. ornatus*, *Bolivina appenninica*, *B. leonardi*, *B. piacentina*, *Marginulina costata*, *M. spinulosa* e *Uvigerina rutila*.

Sulla base delle associazioni sopra descritte le Argille di Ortovero hanno una età che spazia dallo Zancleano inferiore (biozona MPL1, post-acme di *Sphaeroidinellopsis*; affioramento di Diano Castello) al Piacenziano inferiore (sottozona MPL4A a *G. puncticulata*; affioramento di Andora). In tutti i campioni studiati non è mai stata riscontrata la parte inferiore della biozona MPL1 caratterizzata dall’intervallo di acme di *Sphaeroidinellopsis*.

2.1.2. - CONGLOMERATI DI MONTE VILLA (CMV)

Gli affioramenti più caratteristici e meglio esposti sono quelli del lembo di Pairola e, in secondo luogo, di Diano Castello. Nei settori settentrionali della due località il Pliocene trasgredisce sul substrato, costituito dal Flysch di San Remo, con un orizzonte submetrico di conglomerati disorganizzati, seguiti da banchi conglomeratici di spessore dai 20 ai 50 cm, a clasti poco arrotondati, ai quali si intercalano orizzonti sabbioso-siltoso-limosi e corpi conglomeratici (Fig. 19) di origine fluviale con grossi blocchi ad arrotondamento da buono a scarso. Nella parte sommitale sono presenti bioconglomerati costituiti da tritumi di resti

organici assimilabili a vere e proprie panchine fossilifere. GIANMARINO *et alii* (2010) associano questa unità ad un ambiente di delta-conoide.

Benchè non sia mai stato possibile osservare un contatto fra questa unità e le argille (ORV), dalle osservazioni di terreno è chiaro che i rapporti geometrici indicano che i conglomerati riposano sulle argille e contestualmente contraggono con le stesse rapporti eteropici.

Lo spessore dei conglomerati è molto variabile da poche decine a poco meno di un centinaio di metri nel lembo di Pairola.

I campioni, prelevati negli orizzonti sabbioso-siltoso-limosi contengono abbondanti microfaune a foraminiferi molto simili a quelle riscontrate nelle Argille di Ortovero, oltre ad una macrofauna costituita da resti di coralli, briozoi, gasteropodi, radioli e piastre di echinidi, ostracodi a carapace liscio ed ornato, ostreidi e pettinidi.

Tra i foraminiferi planctonici da segnalare le specie *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata*, quest'ultima molto abbondante, in associazione a comuni *Orbulina universa* e *Globigerinoides* spp. Anche le specie bentoniche sono abbondanti e diversificate, tra queste le più significative sono: *Anomalinoides granosus*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Heterolepa bellincionii*, *Neoeponides screibersi*, *Planulina ariminensis* ed *Uvigerina rutila*.

Sulla base delle associazioni sopra descritte i conglomerati di Monte Villa hanno un'età prevalentemente Piacenziana inferiore (sottozona MPL4A a *G. puncticulata*; affioramento di Pairola) a conferma dei rapporti geometrici e delle relazioni di eteropia con le più antiche Argille di Ortovero.



Fig. 19 – Conglomerati di Monte Villa in discordanza angolare sul Flysch di San Remo, in località Frantoio bianco.

2.2. - DEPOSITI QUATERNARI

Le coperture quaternarie presenti nell'ambito del foglio corrispondono a materiali che derivano da processi di alterazione, gravitativi, fluviali e marini, soprattutto durante l'Olocene fino all'Attuale e, in minor misura, durante il Pleistocene. Come già accennato nell'ambito della descrizione geomorfologica del Foglio, data la particolare morfologia della zona, poco propensa all'antropizzazione, la maggior parte delle aree ove presenti depositi alluvionali e marini e coltri eluvio-colluviali sono stati colonizzati dall'uomo. Di conseguenza, spesso le superfici dei corpi sedimentari sono risultate obliterate dall'urbanizzazione ed è stato necessario ricorrere a interpretazioni di tipo geomorfologico nella delimitazione dei corpi stessi. In queste aree, inoltre, i materiali sono apparsi frequentemente rimaneggiati a causa delle pratiche agricole alle quali si associa il modellamento di terrazette, sostenute da muri a secco. Per quanto attiene alla porzione meridionale del Foglio, in corrispondenza della ferrovia e dell'autostrada, si è tenuto conto dei sondaggi e delle relative stratigrafie che sono stati realizzati per la progettazione e/o l'ammodernamento di queste infrastrutture. Per quanto attiene ai criteri e alle suddivisioni dei depositi quaternari, ci si è uniformati, di massima, a quelli del contiguo Foglio Sanremo. In mancanza di datazioni di alcun tipo nell'ambito del Foglio, le attribuzioni cronologiche dei depositi quaternari sono presuntive e di tipo relativo.

I depositi che sono stati cartografati sono: depositi marini terrazzati (\mathbf{g}_{n1-2}), depositi alluvionali terrazzati (\mathbf{b}_{n1-3}), depositi di spiaggia (\mathbf{g}_2), depositi alluvionali (\mathbf{b}), depositi di frana (\mathbf{a}_1), coltri eluvio-colluviali (\mathbf{b}_2), detriti di versante (\mathbf{a}), depositi antropici (\mathbf{h}).

2.2.1 - DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (\mathbf{g}_{n1})

I depositi marini terrazzati, costituiti prevalentemente da materiali sabbioso-limosi e sabbioso-ghiaiosi, talvolta ciottolosi, sono riconducibili ad un ambiente di transizione marino-continentale. Essi sono stati segnalati unicamente a Porto Maurizio, in pieno centro abitato, dove si affacciano sulla "Spiaggia d'oro" con una sopraelevazione di 5-6 m rispetto al livello del mare. Non avendo elementi di datazione, si propone, per analogia con i depositi marini terrazzati dell'adiacente Foglio Sanremo, un'età pleistocenica. A quote più elevate, sono riconoscibili superfici di spianamento che potrebbero rappresentare terrazzi marini. Tali superfici, purtroppo, non presentano depositi, pertanto sono state segnalate solo con il simbolo della scarpata di terrazzo. I fenomeni di terrazzamento potrebbero essere imputati a movimenti tettonici recenti (BONI, 1986; CAROBENE, 2004), oltre che a movimenti eustatici.

2.2.2 - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (\mathbf{b}_{n1-3})

Si tratta di ghiaie e lenti di sabbia, talora debolmente limose con prevalenza delle granulometrie piuttosto grossolane, soprattutto nelle porzioni più montane delle valli fluviali, dove anche la classazione è meno evidente. I clasti sono eterogenei, da sub-arrotondati ad arrotondati. Le superfici, delimitate da scarpate, sono sospese rispetto agli alvei e alle piane alluvionali attuali tra i 2-3 m e i 15-18 m circa. I vari ordini di superfici terrazzate sono state indicate con numeri crescenti a partire dal più basso e recente (\mathbf{b}_{n1}) fino al più alto e antico (\mathbf{b}_{n3}). I depositi in parola, generalmente non presentano sostanziali differenze di facies se non per una minore presenza della componente sabbiosa nei termini più recenti che manca quasi del tutto nelle alluvioni degli alvei attivi. I termini \mathbf{b}_{n1} e \mathbf{b}_{n2}

presentano scarsa copertura pedogenetica con un suolo poco evoluto mentre il termine \mathbf{b}_{n3} è caratterizzato da un suolo debolmente brunificato.

I depositi alluvionali terrazzati hanno uno spessore variabile compreso tra 5 e 15 m. Nella zona di Roncagli è stato possibile osservare il carattere erosionale della superficie di appoggio dei depositi terrazzati \mathbf{b}_{n1} e \mathbf{b}_{n2} modellata nel substrato.

La distribuzione delle alluvioni terrazzate è piuttosto scarsa e molto discontinua. Soltanto nella valle del T. Evigno sono stati riconosciuti i tre ordini di terrazzi nella zona di Roncagli (Fig. 20) e di Borganzo. Abbastanza ben rappresentato è il termine \mathbf{b}_{n1} che costituisce una sorta di penisola tra il Rio Varcavello e il T. Evigno, a Diano Marina, e tra il Rio San Bartolomeo e il T. Cervo, a San Bartolomeo.

Non avendo elementi di datazione, su base essenzialmente geomorfologica, i depositi più recenti potrebbero essere attribuiti all'Olocene mentre quelli più antichi, al Pleistocene superiore.



Fig. 20 - Panoramica della zona di Roncagli, vista da valle. In primo piano si possono osservare i ciottoli eterogenei ed eterometrici che costituiscono i depositi alluvionali (\mathbf{b}). Alla destra (sinistra idrografica) il ripiano modellato nei depositi alluvionali terrazzati di ordine 1 (\mathbf{b}_{n1}) e, a sinistra (destra idrografica), in quelli di ordine 2 (\mathbf{b}_{n2}). Sullo sfondo si percepisce l'abitato di Evigno e la relativa grande frana.

2.2.3 - DEPOSITI DI SPIAGGIA (\mathbf{g}_2)

I depositi di spiaggia (\mathbf{g}_2) sono costituiti prevalentemente da sabbia (Fig. 21), sabbia-ghiaiosa e ghiaia. La natura dei materiali è frequentemente artificiale in relazione al fatto che il ripristino e/o il mantenimento delle spiagge naturali necessita di attività di ripascimento. Si tratta nella maggior parte dei casi di materiali di varia provenienza, per lo più sabbiosi, utilizzati in particolare nei tratti maggiormente soggetti a fenomeni di arretramento della costa per azione erosiva del mare.

Questi depositi presentano estensione limitata e si sviluppano con discontinuità lungo la fascia costiera, in particolare in corrispondenza dei tratti di piana alluvionale costiera e a ridosso di opere portuali (Porto Maurizio, Oneglia, Diano Marina, San Bartolomeo al Mare, Cervo, Marina di Andora e Laigueglia). Sottili depositi di materiale, prevalentemente a composizione ghiaioso-ciottolosa, si ritrovano localmente al piede delle pareti rocciose nei tratti di costa alta (Capo Berta). Da sondaggi eseguiti per la costruzione di un molo a Laigueglia risulta uno spessore di sedimenti, la cui granulometria aumenta verso il basso da sabbie fini a sabbie eterometriche, di 9,7 m.

In carta sono riportati i depositi delle spiagge attuali, tuttavia non si può escludere che almeno l'urbanizzato prospiciente a dette spiagge non sia stato edificato parzialmente su depositi di questo tipo. Per quanto attiene alla cronologia, questi depositi possono essere attribuiti all'Olocene.



Fig. 21 - Spiaggia sabbiosa a Laigueglia. Riguardo all'evoluzione della spiaggia, il confronto tra la carta degli Stati Sardi di Terraferma, alla scala 1:50.000 del 1854, la carta topografica dell'IGM alla scala 1:25.000 e la più recente CTR, si deduce che ci sono stati in alcune zone avanzamenti e arretramenti, soprattutto dopo la metà del secolo scorso (come si evince anche dalle descrizioni relative al P.T.C. della costa da Capo Mele a capo S. Croce). Le sorgenti di materiale erano costituite sia dal materiale eluvio-colluviale che veniva veicolato verso il mare, sia, e probabilmente in maggiore misura, dagli apporti del Merula, sospinti dalle correnti litoranee favorite dal libeccio. Con la costruzione del porto turistico di Andora, tali apporti sono venuti a mancare o si sono ridotti considerevolmente, con arretramenti generalizzati, tanto da indurre la necessità di interventi di ripascimento artificiale. In occasione della stagione turistica, temporaneamente, i concessionari degli stabilimenti balneari operano sollevamenti primaverili di sabbia dal fondale antistante per migliorare la spiaggia.

2.2.4 - DEPOSITI ALLUVIONALI (b)

I depositi alluvionali sono costituiti da ciottoli, ghiaia e sabbia accumulati lungo i corsi d'acqua. Si è ritenuto di includere in questa voce, oltre ai materiali costituenti gli alvei attivi, soggetti alla dinamica attuale, anche i depositi che costituiscono le piane di fondovalle dei principali corsi d'acqua, in quanto le superfici corrispondenti al top della deposizione sono all'incirca raccordabili con il letto fluviale attuale e si ritiene che corrispondano all'ultimo ciclo deposizionale. Al presente, i materiali di tali piane, che diventano piuttosto ampie mano a mano che ci si avvicina alla costa, non sono rimobilizzabili in quanto protetti da

interventi di arginatura e per lo più urbanizzati. I depositi dell'alveo attivo sono costituiti da ciottoli eterometrici e sabbia. I clasti eterogenei si presentano per lo più arrotondati e, più raramente sub-angolari e la taglia varia, da monte verso valle. Talora sono presenti grossi ciottoli e blocchi di dimensioni decimetriche (T. Evigno, Fig. 20). Nei segmenti delle aste torrentizie più prossimi alla linea di costa la componente sabbiosa tende progressivamente ad aumentare. Gli spessori di questi depositi sono variabili: molto sottili (0,5 m) nei tratti più montani dei corsi d'acqua nelle zone prossime ai versanti, di maggiore potenza al centro delle piane prossime alla costa. I sondaggi, effettuati in fase di progettazione ed esecuzione dei lavori per la ferrovia e l'autostrada, hanno consentito di riconoscere spessori di 5-6 m a San Bartolomeo (T. Cervo) fino a spessori intorno a 15 m a Oneglia (T. Impero) e che superano i 20 m a Diano Marina (T. Evigno). La distribuzione areale è maggiormente rappresentata negli alvei dei torrenti Carmagna e Impero, del Rio Varcavello e Pineta, dei torrenti Evigno (o San Pietro) e Cervo (o Steria), del Rio San Bartolomeo e del torrente Merula. In carta sono stati riportati anche i conoidi alluvionali che sono stati riconosciuti come tali nel tratto terminale del Rio Varcavello e dei torrenti Evigno e Cervo, con pendenze longitudinali tra 1 e 1,5%. L'età di questi depositi è olocenica.

2.2.5 - DEPOSITI DI FRANA (a_1)

Si tratta di accumuli di origine gravitativa di materiale eterogeneo ed eterometrico, più o meno estesi e, sovente, di spessore plurimetrico. Le caratteristiche sedimentologiche di questi accumuli sono condizionate dalle proprietà litologico-strutturali del substrato, come pure i meccanismi cinematici. Le tipologie di movimento sono varie e spesso si riscontrano movimenti complessi (FEDERICI & CHELLI, 2007). La frana di Diano Aretino rientra in questa tipologia: essa si sviluppa dalla scarpata posta a una quota di circa 430 metri e interessa tutto il versante fino al torrente Evigno (Fig. 20), con una serie di fenomeni complessi con cinematismo di scivolamento traslativo o roto-traslativo localizzati soprattutto nella parte alta e passanti a colamenti della massa movimentata nella parte medio bassa del versante. Il fronte arriva fino al fondovalle dove causa la deviazione, verso la sponda opposta del torrente. Questa grande frana, che è impostata nelle sequenze torbiditiche del Flysch di Sanremo (Membro di San Lorenzo), mostra attualmente evidenze morfologiche di riattivazioni, con diffuse lesioni e deformazioni su manufatti (settore chiesa parrocchiale e sede comune) e infrastrutture (SP 82 e SP 31). Il monitoraggio al quale è sottoposta evidenzia spostamenti piuttosto significativi ma inferiori a quelli registrati nella porzione basale dell'accumulo, unitamente al quadro fessurativo osservato, che suggeriscono modesti fenomeni di assestamento del materiale detritico superficiale piuttosto che movimenti profondi. Un altro esempio significativo di frana complessa è quella di Evigno, anch'essa classificata come antica, è soggetta attualmente a movimenti superficiali e instabilità della coltre detritica. Tale coltre deriva dall'alterazione e disgregazione del substrato roccioso di natura calcareo-marnosa affiorante o sub-affiorante (Flysch di Sanremo, Membro di Villa Faraldi), localmente associata a fenomeni di dissoluzione, dove prevalgono le calcilutiti.

A titolo esemplificativo, vale la pena di segnalare, inoltre, la sequenza di crolli che interessano le alte scarpate rocciose, che superano i 30 m, di Capo Berta, dove sono presenti locali fenomeni di distacco e instabilità del detrito. In questa zona sono state messe in opera protezioni con reti metalliche, barriere paramassi e muri di contenimento. Anche a Capo Cervo è stato evidenziato un fenomeno analogo ma più circoscritto.

Sono state inoltre cartografate anche le deformazioni gravitative profonde di versante riconosciute in corrispondenza del versante sinistro del rio che scende a Pontedassio e a nord-ovest di Riva Faraldi, dove l'area interessata dal fenomeno supera i 1,7 kmq.

2.2.6 - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b₂)

I depositi ascrivibili a questa unità sono piuttosto frequenti e sono costituiti prevalentemente da materiali eterogenei, con clasti eterometrici immersi in una abbondante matrice pelitica e sabbiosa (Fig. 22). Tali accumuli derivano da alterazione del substrato *in situ* (eluvio) e/o deposizione, a seguito della loro mobilizzazione, per azione combinata della gravità e delle acque di ruscellamento superficiale (colluvio). Nel complesso i depositi eluvio-colluviali presentano caratteri composizionali eterogenei, legati alle caratteristiche del substrato dal quale derivano. In molti casi sono soggetti a lenti fenomeni di soliflusso o locali fenomeni di instabilità. I livelli più superficiali sono costituiti da materiali pedogenetici, spesso fortemente rimaneggiati dall'uomo che ha rimodellato il pendio in fasce terrazzate con muri a secco. Sono state cartografate solo le coltre aventi spessore da medio ad elevato, superiore a 2-2,5 m. Morfologicamente vanno a costituire superfici a relativamente debole inclinazione e talora, allo sbocco delle piccole valli lungo le quali sono presenti, si dispongono in forma di cono. Le coltri eluvio-colluviali sono molto diffuse in tutta l'area del foglio, con prevalenza per la parte meridionale e quella orientale. Tali depositi sono attribuibili all'Olocene.



Fig. 22 - Caratteri della coltre eluvio-colluviale presso Borgo d'Oneglia.

2.2.7 - DETRITI DI VERSANTE (a)

I detriti di versante sono costituiti da materiali eterogenei ed eterometrici, prevalentemente a granulometria grossolana, angolari e spigolosi, con scarsa matrice e clasti

di diversa natura. Si tratta di depositi di spessore variabile, spesso di ordine plurimetrico, di origine gravitativa, talora caratterizzati dalla presenza di blocchi anche di notevoli dimensioni. Sono stati cartografati sia gli accumuli detritici più o meno sospesi sui versanti sia quelli organizzati in coni. Le principali coltri detritiche di versante sono presenti nel settore del M. Evigno e del M. Ceresa. I depositi detritici di versante sono attribuibili all'Olocene.

2.2.8 - DEPOSITI ANTROPICI (h)

I depositi antropici sono costituiti da materiali eterogenei, a prevalente componente grossolana, di origine artificiale. Si tratta di ghiaia eterometrica con sabbia debolmente limosa e ciottolosa, con clasti poligenici, da spigolosi a sub-arrotondati, di dimensioni centimetriche, talora contenenti frammenti di laterizi.

Tali depositi sono rappresentati prevalentemente da riporti e riempimenti realizzati lungo il tracciato autostradale, in corrispondenza dei caselli autostradali di Imperia Est, San Bartolomeo al Mare e Andora, lungo il tracciato ferroviario (sia attuale, sia in costruzione), e lungo la fascia costiera in corrispondenza delle aree portuali di Imperia, Diano Marina e San Bartolomeo al Mare.

V. - STRATIGRAFIA DELLA PARTE A MARE

1. - SISMOSTRATIGRAFIA

1.1. - IL SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO

Il tipo di strumentazione utilizzata per i rilievi non consente di indagare a fondo sui corpi geologici che costituiscono la parte superficiale del substrato pre-pliocenico: Esso corrisponde al substrato acustico laddove coincide con corpi rocciosi appartenenti alle Unità alpine o a eventuali formazioni oligo-mioceniche del tipo di quelle affioranti nel Finalese; nelle depressioni del substrato compaiono sovente livelli Messiniani (Evaporiti Superiori) che si spingono in più punti sulla scarpata superiore, molto vicino alla costa (Fig. 23). Anche questi livelli, se pervasivamente deformati, assumono i caratteri acustici di un substrato sordo.

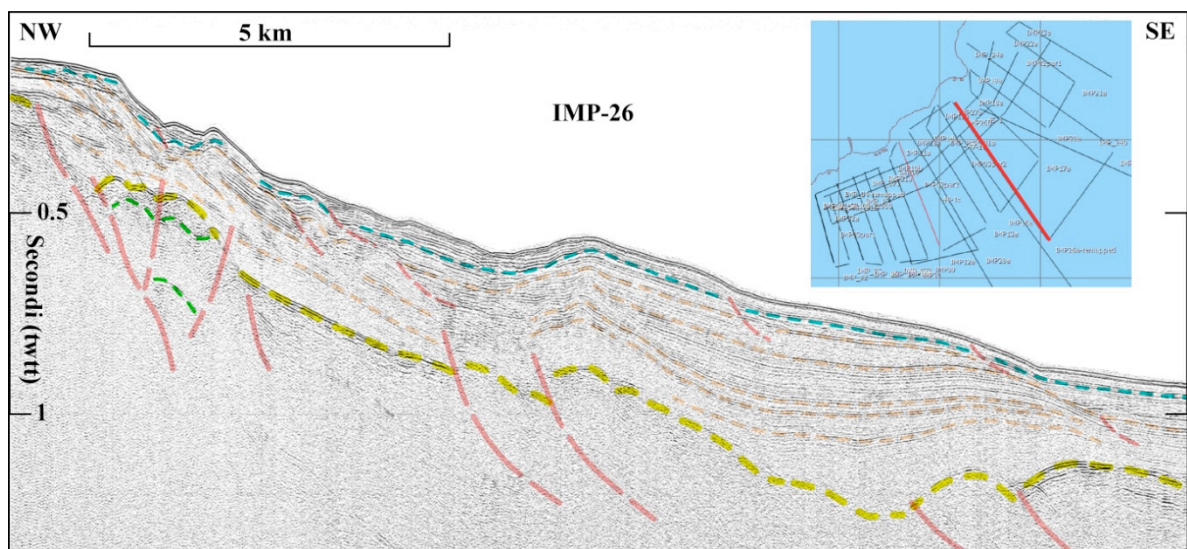


Fig. 23 - Profilo Air-gun che mostra l'assetto morfo-strutturale della base dei depositi Plio-quadernari (linea tratteggiata gialla) e i caratteri del substrato sottostante di cui, in alcuni tratti, è riconoscibile la facies sismica dei livelli evaporitici messiniani. Si noti come lo stesso substrato risulti acusticamente sordo anche nei settori maggiormente deformati dalle strutturazioni compressive e/o transpressive che hanno interessato anche la copertura plio-quadernaria.

Caratteri del genere possono assumere anche lembi dei Conglomerati di Monte Villa. Al top di alcuni rilievi si osservano “cappelli” di corpi sedimentari *incertae sedis*. Altri corpi a caratteri simili, penetrabili dal segnale, ma a risposta interna caotica (Brecce di Taggia?), compaiono anche sul fondo di alcuni *half-graben*, a sviluppo trasversale alla costa, colmati da Plio-Pleistocene.

In alcuni casi in cui i rilievi di substrato sono sub affioranti sulla piattaforma, segnatamente nella zona di Imperia, si notano corpi con evidenti stratificazioni parallele, penetrate dal segnale acustico per una potenza non trascurabile, separati da faglie dirette rispetto al substrato sordo, senza alcuna influenza sulla morfologia della superficie della piattaforma stessa. In questo caso si può pensare a depositi oligo-miocenici non affioranti a terra.

L’erosione messiniana è poco evidente a meno che non le si attribuisca interamente l’origine di alcune valli sepolte poco profonde, completamente colmate da livelli plio-pleistocenici. Un alto strutturale di substrato sordo caratterizza la piattaforma in corrispondenza di Diano Marina. Di solito il substrato alpino si approfondisce rapidamente a partire da posizioni interne al ciglio della piattaforma. La parte frontale di quest’ultima è sempre costituita da un prisma progradante di livelli plio-pleistocenici che colmano anche limitate depressioni interne al substrato sordo, sottocosta (Fig. 24). Solo in un caso la piattaforma si sviluppa interamente all’interno di una di queste depressioni, delimitate da faglie dirette immergenti verso terra.

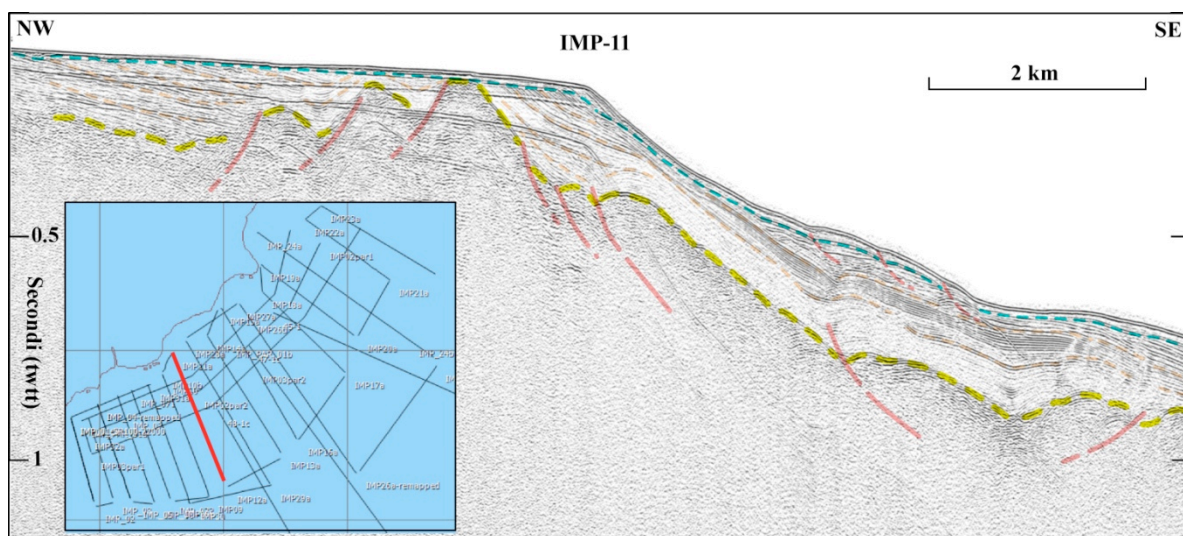


Fig. 24 - Profilo Air-gun in cui si evidenzia il prisma progradante dei depositi plio-pleistocenici e la presenza di depressioni interne alla piattaforma. Si notino le riattivazioni in compressione di faglie dirette (inversione tettonica positiva) in corrispondenza della scarpata superiore, le deformazioni dei depositi plio-quadernari indotte dalla tettonica compressiva e la concentrazione delle movimentazioni gravitative superficiali in corrispondenza delle stesse strutture.

1.2 - IL PLIOCENE

Non si rilevano livelli attribuibili con sicurezza al solo Pliocene. Si può ipotizzare che appartengano al Pliocene inferiore (Argille di Ortovero) quei livelli semitrasparenti che colmano piccole depressioni interne alla piattaforma, tagliati dalla superficie erosiva conseguente alle oscillazioni eustatiche pleistoceniche e coperti da depositi recenti. In tutte le altre situazioni detti livelli rappresentano la base di una sequenza sedimentaria continua, senza discordanze interne.

1.3. - IL PLIO-PLEISTOCENE E L'OLOCENE

La sequenza plio-pleistocenica, del fronte della piattaforma e della scarpata, si compone, alla base, di livelli acusticamente semitrasparenti cui fanno seguito livelli con un progressivo aumento di riflessioni interne verso l'alto. Questi ultimi colmano definitivamente le già citate depressioni trasversali (paleovalli) e determinano la progradazione della piattaforma, della scarpata superiore e la parziale colmata della depressione antistante (Fig. 24). Nella zona, all'interno del prisma sedimentario di piattaforma non si rinvengono tracce evidenti delle diverse fasi in cui la progradazione si è prodotta; la superficie d'erosione dell'ultimo ciclo glacio-eustatico livella substrato e sequenza plio-pleistocenica, obliterando le tracce di altri precedenti cicli. Solo a tratti si nota una superficie erosiva anteriore a quella wurmiana, semicancellata da quest'ultima. Ciò viene comunemente interpretato, sotto il profilo neotettonico, in termini di stabilità o moderato sollevamento della piattaforma stessa nel Pleistocene. L'unica eccezione è rappresentata al limite superiore del Foglio, dove la piattaforma si sviluppa entro un bacino prossimo alla costa e subsidente, al top di una potente successione plio-pleistocenica; qui sono conservati più stadi di progradazione, come nelle piattaforme nord tirreniche. Sulla scarpata superiore i livelli plio-pleistocenici si accumulano in imponenti masse soggette a movimentazioni gravitative non trascurabili.

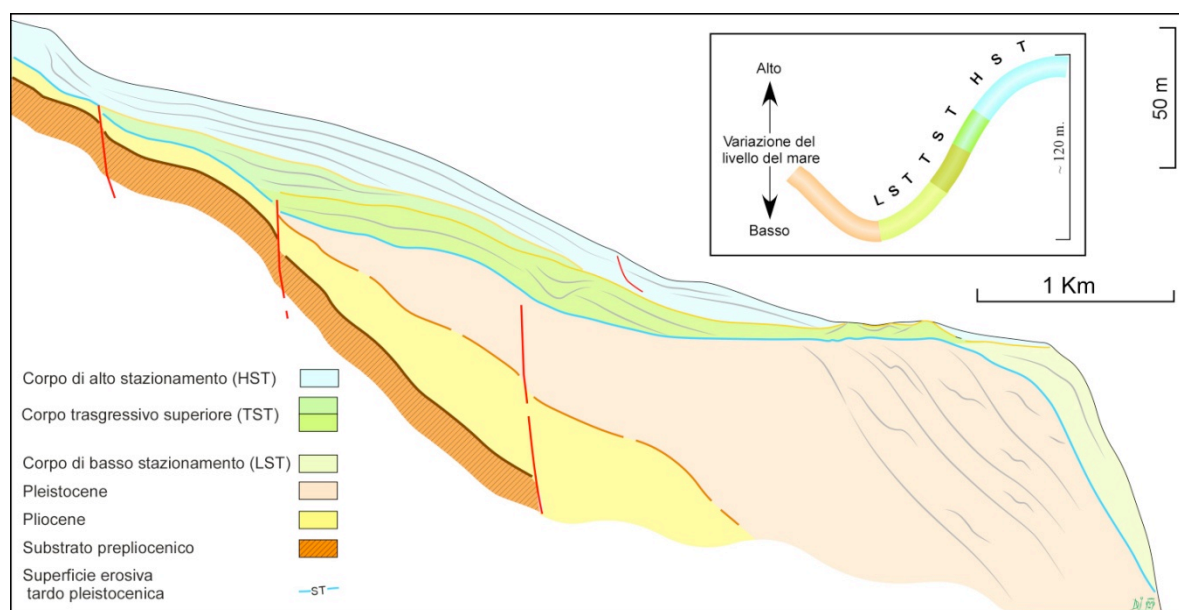


Fig. 25 - Schema sismostratigrafico della copertura plio-pleistocenica e della sequenza tarso-quadernaria..

Ben rappresentata nella zona è la sequenza stratigrafica sin e post-glaciale. Sono sempre presenti, al fronte della piattaforma, livelli riflettivi depositati durante il basso stazionamento wurmiano del livello marino (LST; Fig. 25 e 26).

La trasgressione versiliana è stata accompagnata in questa zona, come in altre zone del Mediterraneo, da deposizione di sedimenti terrigeni che talora sono riusciti a contrastarne temporaneamente gli effetti, creando corpi deposizionali di un certo rilievo e durata nel tempo. Data la locale tendenza degli apporti terrigeni a trasferirsi sulla scarpata, l'importanza di detti corpi (TST) può indicare che la trasgressione abbia conosciuto momenti di relativa stasi o rallentamento, che in quest'area potrebbero essere visti anche come una interazione tra eustatismo positivo e sollevamento. Si distinguono due livelli,

articolati in più ordini di paleo cordoni litoranei, localmente sovrapposti a fan-delta. La cosiddetta “struttura di accumulo frontale” (FIERRO *et alii*, 1972), situata in corrispondenza del ciglio della piattaforma, associata in carta all’LST, essendo costituita da un piccolo corpo di sedimenti fini acusticamente trasparenti, va piuttosto ascritta a processi che accompagnarono l’inizio della trasgressione. Tutto l’LST manca ovviamente in corrispondenza delle testate dei canyon, in cui l’erosione retrogressiva ha agito prevalentemente nell’Olocene.

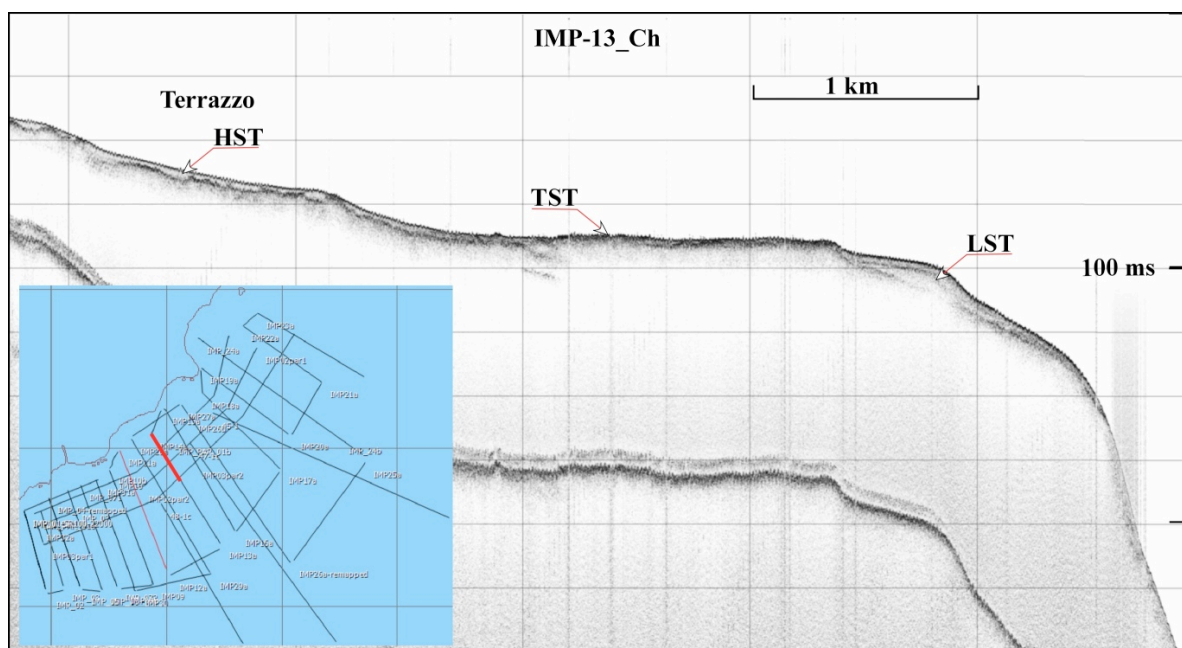


Fig. 26 - Profilo Chirp normale alla costa all’altezza di San Bartolomeo a Mare che mostra i diversi corpi di basso stazionamento e trasgressivi.

L’area del Foglio è caratterizzata, come tutta la piattaforma ligure di ponente (CORRADI *et alii*, 1980), da una copertura sedimentaria “olocenica” (livello di alto stazionamento; HST) di potenza mediamente modesta, distribuita in maniera irregolare. Si rilevano infatti variazioni di potenza dell’ordine della decina di metri su distanze ridotte (Fig. 27). Gli accumuli principali sono separati da aree con spessori trascurabili. Essi sono rappresentati in carta mediante linee isocronopache. Le massime potenze si registrano di fronte alle foci del Torrente Merula e del Fiume Impero. Si tratta di sedimenti prevalentemente fini (lutiti o lutiti sabbiose) che diventano sempre più grossolani verso terra sino a far parte del prisma costiero sabbioso. Un particolarità del Foglio è rappresentata dalle limitate sacche di sedimento lutitico recente che si osservano anche in prossimità del ciglio della piattaforma. Dove l’HST è più potente è diviso spesso in due livelli da una superficie grosso modo assimilabile ad una *maximum flooding surface* (Fig. 28). Verso terra evidenti riflessioni discontinue sono dovute a presenza di gas nei sedimenti.

Tutto quanto detto perde significato in corrispondenza del Canyon di Laigueglia, unico solco sottomarino della zona con testata ben sviluppata e prossima alla costa, del tutto peculiare nel contesto dei canyon del Mar Ligure. L’azione dell’erosione sottomarina retrogressiva, collegata a correnti trattive di varia natura è evidente, ma altrettanto evidente è il condizionamento strutturale che essa subisce, collegato a strutture attive che non hanno continuità a terra.

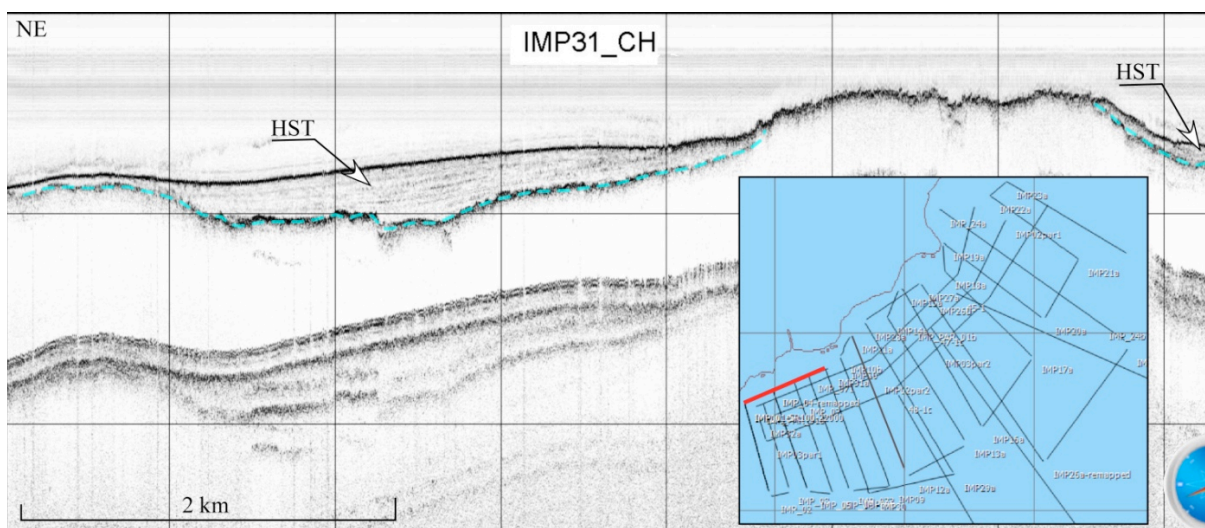


Fig. 27 - Profilo Chirp parallelo alla linea di costa. Si notino le nette variazioni di spessore del corpo olocenico HST.

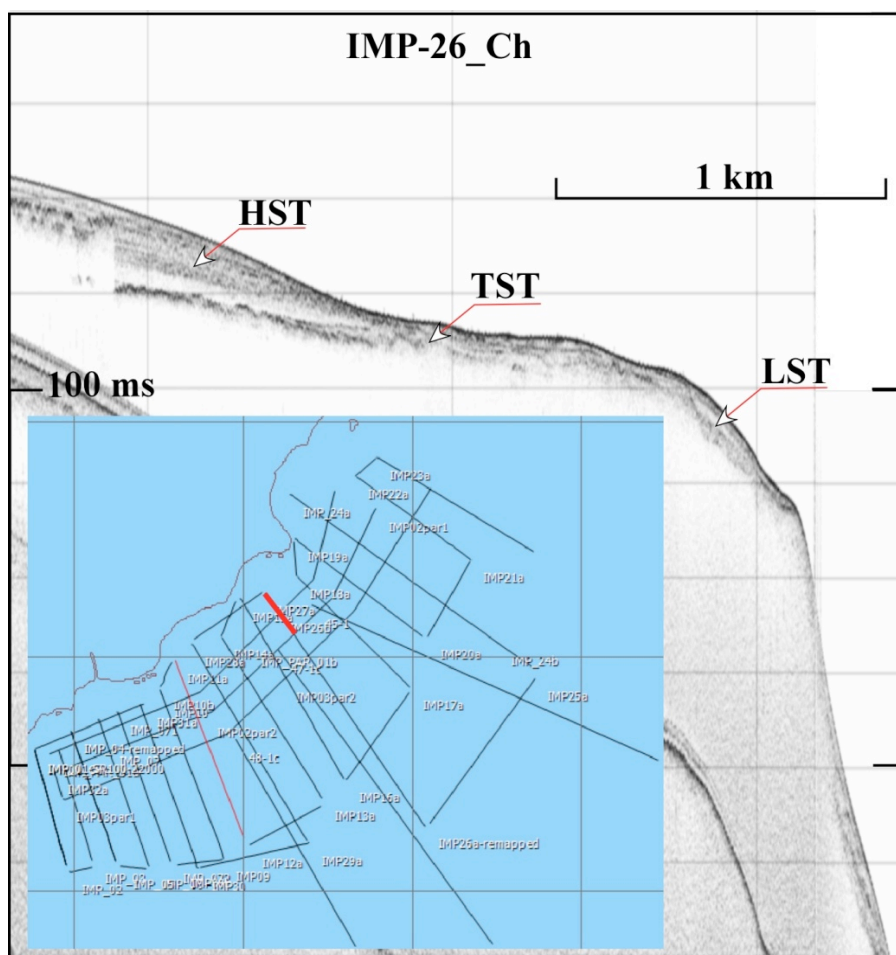


Fig. 28 - Profilo Chirp attraverso il corpo olocenico di Andora. Si noti la potenza dello stesso e il contenuto in gas. E' presente nel corpo di alto stazionamento una suddivisione netta segnata dalla Maximum Flooding Surface.

VI. - TETTONICA

1. - PARTE A TERRA

1.1. - POSIZIONE GEOMETRICA DELLE UNITÀ TETTONICHE

Le unità tettoniche affioranti nel Foglio Imperia si succedono, dall'alto al basso, nel modo seguente (Fig. 29): l'unità di San Remo-Monte Saccarello e l'unità di Moglio-Testico, a conferma della loro posizione paleogeografica secondo la quale (VANOSSI *et alii*, 1984) la Moglio-Testico era stata collocata in posizione più esterna della prima. L'unità di San Remo-Monte Saccarello si estende per la maggior parte del foglio; l'altra unità occupa il settore settentrionale, è separata dalla prima da un contatto a direzione circa WNW-ESE, e si estende dall'angolo NW del foglio alla periferia meridionale di Laigueglia.

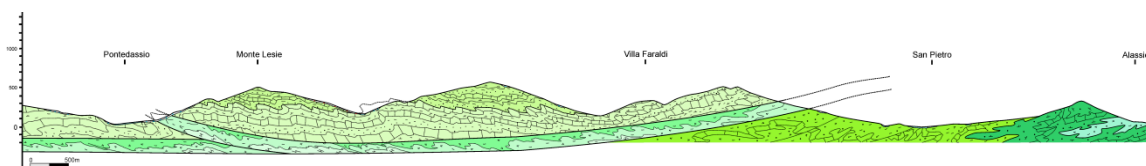


Fig. 29. Sezione geologica illustrante la successione delle unità tettoniche presenti nel Foglio Imperia. La traccia della sezione è indicata sul Foglio 259 Imperia.

1.2. - FASI DEFORMATIVE

Come detto sopra, le unità tettoniche comprese nel Foglio Imperia appartengono al sistema più interno di falde classicamente rappresentato, nell'estremo settore orientale della catena, dalle unità ofiolitiche (e. g. Massiccio di Voltri) dalle quali si ritiene siano state precocemente scollate e, quindi, traslate e appilate sul fronte esterno della catena, bypassando altre unità piemontesi e brianzonesi subdotte.

Prescindendo dalle più antiche deformazioni sinsedimentarie che si osservano localmente in affioramento, la storia deformativa delle unità flyschoidi inizia alla fine del Maastrichtiano (DI GIULIO & GALBIATI, 1991), quando entrarono a far parte del prisma d'accrezione in concomitanza con la subduzione del loro substrato "ofiolitico". La traslazione dei Flysch al di sopra delle unità Brianzonesi e Piemontesi fino a raggiungere la loro posizione finale al di

sopra dell'avampaese europeo, si protrasse almeno sino alla fine dell'Eocene. L'età Priaboniana-Oligocene inferiore del tetto della successione Delfinese, contenente olistoliti di Flysch ad Elmintoidi, rappresenta infatti il limite superiore della loro messa in posto.

L'intensità della deformazione e del metamorfismo che hanno accompagnato la traslazione e la messa in posto delle Unità di San Remo-Monte Saccarello e di Moglio-Testico diminuiscono bruscamente dall'unità più profonda a quella geometricamente più elevata e, all'interno della stessa unità, dal basso verso l'alto, cioè dai "complessi di base" (Formazione di San Bartolomeo e Peliti di Moglio, rispettivamente) delle suddette unità ai termini flyschoidi soprastanti (Formazione di San Remo, Formazione di Testico). Dati sulla cristallinità dell'illite (BONAZZI *et alii*, 1987) evidenziano infatti una contrapposizione tra una porzione sommitale non metamorfica (diagenesi) e una parte basale affetta da anchi-/epi-metamorfismo. Questo caratteristico "salto" metamorfico è caratteristico di queste due sole unità di Flysch ad Elmintoidi in quanto nelle unità più interne (Borghetto, Colla Domenica-Leverone, Arnasco) la diminuzione dal basso verso l'alto è progressiva.

1.2.1. - DEFORMAZIONI DUTTILI

Le fasi deformative sono meglio espresse ed osservabili alla mesoscala, attraverso foliazioni, pieghe e zone di taglio, in tutta l'unità di Moglio-Testico piuttosto che in quella di San Remo-Monte Saccarello ove la deformazione sembra aver agito con maggior intensità nel complesso di base (SBA) rispetto al flysch soprastante (FSM).



Fig. 30. - Pieghe isoclinale nelle Peliti di Moglio e foliazione S_1 associata.

Nella Moglio-Testico una prima fase deformativa (D_1) riconosciuta in affioramento, si esplica con pieghe sino a sub-isoclinali (F_{1a} , Fig. 30) alle quali è associata una foliazione di piano assiale S_1 (Fig. 31), energica e traspositiva, immergente verso Sud-Ovest.



Fig. 31. Foliazione S_1 di piano assiale, sviluppata nella parte marnosa del Membro di Cesio della Formazione di Testico.

Gli assi delle pieghe riferibili a questa fase, seppure presentino una notevole dispersione, hanno una direzione complessiva ESE-WNW (Fig. 36) e una vergenza verso il quadrante sud-occidentale. Inoltre, nei fianchi delle pieghe si osservano fenomeni di *boudinage* delle porzioni più arenacee o siltose delle torbiditi. Sono talora presenti vene di calcite e quarzo riferite (GALBIATI & RODI, 1989) ad una fase deformativa precedente la D_1 , che sembrano alternativamente giacere sulla S_1 , oppure essere tagliate da questa. Contemporanei o posteriori alle pieghe F_{1a} sono invece i numerosi piani di taglio avanvergenti (F_{1b}) che interessano l'unità. Tali piani, generalmente immergenti verso sud, rappresentano superfici interne di sovrascorrimento che suddividono l'unità in diversi elementi.

Ben evidente sul terreno è anche una seconda fase deformativa (D_2), successiva alla precedente e meno intensa, che si manifesta con piani di taglio e pieghe alla mesoscala da centimetriche a decametriche con assi a direzione WNW-ESE (Fig. 36).



Fig. 32. - Foliazione S_2 di piano assiale di una piega D_2 , nel Membro di Cesio della Formazione di Testico.

Le pieghe riferite a questa fase si presentano da serrate a relativamente aperte e sono accompagnate da una foliazione S_2 a spaziatura centimetrica che si presenta spesso con i caratteri di clivaggio di crenulazione, con immersione di norma, verso i quadranti meridionali (Fig. 32). Il movimento suggerito su tali piani è di tipo inverso, N-vergente e quindi, coerentemente con quanto avviene nelle unità piemontesi e brianzoni sottostanti, queste deformazioni sono riferite alla fase nota come “retrovergente”.

Sovrainposte alle strutture precedenti, sono presenti pieghe, con geometria prevalente a kink, di dimensione da centimetrica a decimetrica, sino a metrica, con direzione complessiva degli assi E-W, alle quali è associata una foliazione irregolare e spaziata. Questa fase deformativa corrisponde alla D_3 anch'essa, come la D_1 , con vergenza verso i quadranti meridionali.

Non frequenti alla mesoscala pieghe anche molto ampie, con assi circa ortogonali a quelli delle pieghe delle fasi precedenti, potrebbero corrispondere alla cosiddetta fase “appenninica”, nota in molti settori delle Alpi liguri (VANOSSE *et alii*, 1984), il cui effetto principale è quello di deformare gli elementi strutturali preesistenti.

Nell'Unità di San Remo-Monte Saccarello la deformazione si è esplicata con caratteristiche diverse rispetto all'unità sottostante. Anche all'interno della stessa unità esistono sostanziali differenze tra lo stile deformativo riscontrato tra la formazione di San Bartolomeo e Flysch di San Remo. La prima fase deformativa (D_1) si manifesta con pieghe sub-isoclinali e fenomeni di *boudinage* degli strati più viscosi (F_{1a}) e piani di taglio fragili e fragile-duttile (F_{1b}), limitatamente al solo “complesso di base” (SBA). Le pieghe, da *en chevron* a geometria simile con fianchi assottigliati e cerniere inspessite, in funzione della litologia, hanno vergenza verso SSW con assi diretti principalmente a NNW-SSE e piani

assiali perlopiù immergenti verso sud. Ad esse è associata una foliazione S_1 pervasiva di piano assiale: in corrispondenza di piani di taglio, laddove la deformazione è stata di intensità maggiore, la S_1 diventa fortemente penetrativa tendendo a disporsi parallelamente alle superfici di taglio e le pieghe diventano isoclinali perdendo continuità lungo i fianchi (Fig. 33).



Fig. 33. - Foliazione S_1 e piano di taglio F_{1b} nella facies peliti manganese della Formazione di San Bartolomeo.

Come documentato anche da MERIZZI & SENO (1991) in Valle Argentina, nel Foglio Imperia non c'è evidenza che il flysch soprastante sia stato coinvolto in tali sistemi di pieghe F_1 per due motivi indipendenti: il primo, litologico, essendoci un forte contrasto tra la composizione, prevalentemente pelitica, della Formazione di San Bartolomeo rispetto e quella carbonatica del Flysch di San Remo; l'altro, legato alla presenza di una superficie di scollamento che separa quest'ultimo dal suo "complesso di base".

Molto rare sono, nel "complesso di base", pieghe asimmetriche verso nord riconducibili a una fase retrovergente successiva alla prima.

Il Flysch di San Remo (**FSM**) è caratterizzato da pieghe che presentano stile sensibilmente diverso dalle F_1 presenti nel "complesso di base" (**SBA**). Queste pieghe sono del tipo a scatola o parallele, o *en chevron* anche pluriometriche, accompagnate da clivaggi poco pronunciati, visibili solo nelle litologie più duttili (peliti) intercalate ai banchi calcilutitici o arenacei dei vari membri (Figg. 34, 35). Le direzioni assiali sono comprese tra NW-SE e NNE-SSW, con piani assiali immergenti verso i quadranti meridionali. Tali pieghe sono troncate alla base dai piani di taglio che separano il Flysch di San Remo dal sottostante "complesso di base" dentro il quale non hanno continuità. (Fig. 29). Non sono invece mai state riscontrate sul terreno pieghe con asimmetria verso nord.



Fig. 34. - *Piegia a scatola nel Membro di San Lorenzo della Formazione di San Remo.*

Nella porzione occidentale del Foglio (Pontedassio) affiorano vari lembi con spessore discontinui appartenenti alla Formazione di San Bartolomeo. Dal punto di vista geometrico essi risultano compresi tra affioramenti di Flysch di San Remo situati a NE, soprastanti, e a SW, sottostanti. La giacitura complessiva è sub-isoclinale e il contatto tra le due formazioni è generalmente tettonico, sebbene qualche lembo di successione stratigrafica sia localmente preservato (Fig. 29). Tale situazione permette di riconoscere una originale anticlinale chilometrica con al nucleo le peliti della Formazione di San Bartolomeo e piano assiale debolmente inclinato verso NE.

Al contrario, nella porzione settentrionale del Foglio (Val Merula) gli affioramenti attribuiti alla Formazione di San Bartolomeo sono situati tra l'Unità di Moglio-Testico, a letto, e il Flysch di San Remo, a tetto, lungo contatti tettonici debolmente inclinati verso sud. Un piano di taglio con identica geometria separa questi affioramenti da quelli costituenti l'anticlinale di Pontedassio poche centinaia di metri a NW al di fuori del limite del Foglio Imperia.

Tale superficie rappresenta il piano di scollamento lungo il quale le torbiditi carbonatiche soprastanti sono “scivolate” gravitativamente utilizzando come piano duttile le sottostanti peliti. Dal punto di vista cronologico le prime fasi deformative, SW-vergenti, che hanno coinvolto, seppure con caratteristiche diverse, il “complesso di base” e il Flysch di San Remo e che hanno portato alla formazione dell'anticlinale di Pontedassio sono riconducibili al momento del sovrascorrimento dell'unità di San Remo-Monte Saccarello all'interno del prisma accrezionale Cretacico superiore-Eocenico. Il successivo scivolamento sud-vergente del Flysch carbonatico, al di sopra del proprio “complesso di base”, nella sua attuale posizione (sull'avampaese europeo) è presumibilmente avvenuto durante e successivamente il manifestarsi della seconda fase deformativa, N-vergente, riconosciuta in tutte le altre unità

delle Alpi Liguri e invece assente nel Flysch di San Remo. Sulla base di questa considerazione e dell'età stratigrafica del tetto della successione delfinese possiamo indicare in un periodo compreso tra il Priaboniano e l'Oligocene inferiore la messa in posto definitiva del Flysch di San Remo.



Fig. 35. - *Pieghe en chevron nel Membro di Villa Faraldi del Flysch di San Remo,*

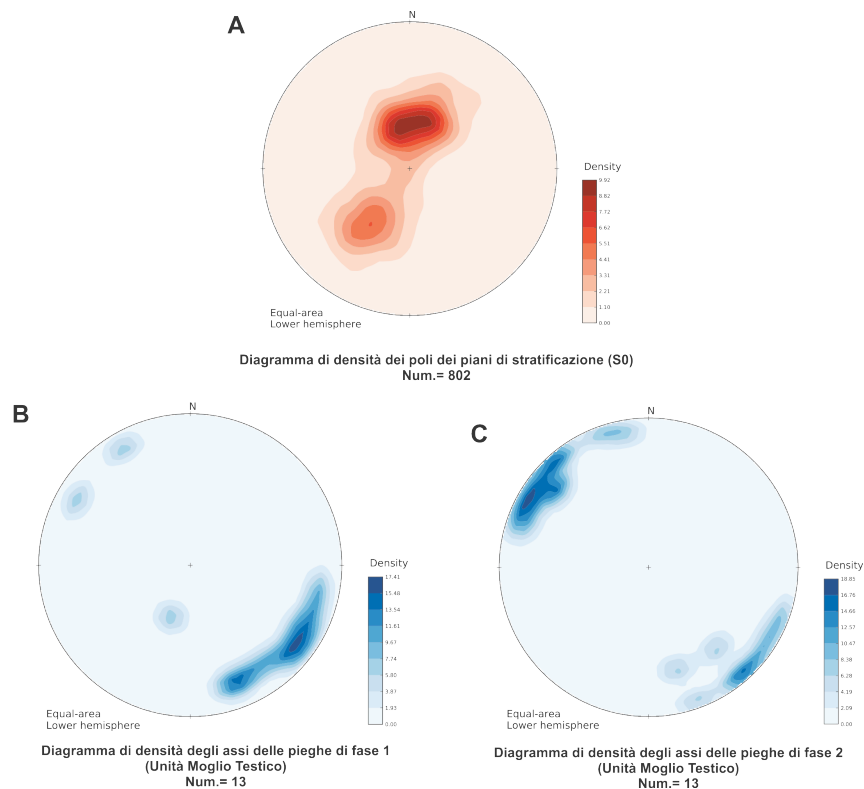


Fig. 36 – *Diagrammi di proiezione dei poli ai piani di stratificazione dell'U. di San Remo-Monte Saccarello e delle pieghe di I e II fase dell'U. di Moglio Testico.*

1.2.2. - DEFORMAZIONI FRAGILI

L'area del Foglio è stata interessata da una tettonica fragile che, nella maggior parte dei casi, è successiva alla messa in posto finale delle falde. Alla scala dell'affioramento, nella formazione del "Flysch di San Remo" e nella Formazione di S. Bartolomeo, sono relativamente frequenti sistemi di giunti associati a fasce di taglio da semifragili a fragili all'incirca subverticali e orientate in varie direzioni, rappresentate da due o più famiglie di piani i quali si intersecano con angolo alquanto variabile. E' di difficile attribuzione l'età di queste strutture per le quali si può con certezza dire solo che sono successive alla prima fase di deformazione D_1 (Fig. 37).



Fig. 37.- Sistemi di giunti negli strati calcilutitici del Membro di Villa Faraldi del Flysch di San Remo.

A causa della scarsità di *marker* geologici ben identificabili e con sufficiente distribuzione spaziale, la mappatura di faglie alla macroscale risulta essere alquanto incerta e poco affidabile. Tuttavia alcune strutture di limitata estensione sono state cartografate con un buon grado di affidabilità. È questo il caso di quelle faglie normali che in alcuni casi delimitano i lembi pliocenici condizionandone la sedimentazione (pre-sin-plioceniche?), o che dislocano verso mare i limiti fra i corpi sedimentari pliocenici e il substrato (sin-/post-plioceniche?), come è stato osservato ad esempio nel lembo di Pairola-San Bartolomeo al Mare. In alcuni casi sono state rilevate, nel Flysch di San Remo, faglie trascorrenti (destre) a direzione circa E-W e N-S con cinematica incerta, per le quali si può dire solo che siano successive alla messa in posto del Flysch di San Remo, dunque post-eoceniche. Faglie trascorrenti plioceniche con analoghe direzioni sono state segnalate da MARINI (1984) ed è quindi possibile che anche queste siano cronologicamente riferibili a questo periodo.

In un caso, invece, a sud di Stellanello, è stata cartografata una faglia che disloca la superficie di sovrascorrimento che separa la Moglio-Testico dalla San Remo-Monte Saccarello: tale faglia (rampa laterale) potrebbe essere contemporanea alla messa in posto delle falde e aver funzionato come *tear fault*.

2. - PARTE A MARE

I mezzi di indagine utilizzati sono in grado di evidenziare prevalentemente strutture sin e post-mioceniche. In generale, il loro impiego consente solo in situazioni particolari di rilevare strutture fragili che interessino unicamente le unità tettoniche del substrato pre-messiniano. In particolare, nell'area del Foglio le strutture fragili rilevate riguardano le fasi deformative tardo mioceniche e plio-pleistoceniche. I loro caratteri sono schematizzabili come segue:

- a) Faglie che dislocano il substrato senza coinvolgere la sequenza sedimentaria sovrastante;
- b) Faglie del substrato acustico che tagliano parte della copertura sedimentaria;
- c) Faglie che dislocano i livelli messiniani senza implicazione di livelli più recenti;
- d) Faglie che dislocano l'intera copertura sedimentaria o che comunque affiorano sul fondale marino;
- e) Faglie che tagliano solo una parte della copertura plio-pleistocenica, ma coinvolgono in deformazioni duttili anche i livelli superiori della stessa (faglie attive cieche).

I tipi *a*, *b* e *c*, vengono mappati con il colore rosso, mentre i tipi *d* ed *e* vengono mappati con il colore blu.

La zona di margine continentale in cui è compresa l'area del Foglio presenta una peculiarità notevole in rapporto alle altre zone del margine ligure-tirrenico: la già citata Dorsale di Imperia risulta caratterizzata da strutture compressive e/o transpressive a cui deve la propria evoluzione e la stessa origine (Fig. 38).

Al piede della ripida scarpata che la delimita verso SE, compaiono linee sismogeniche NE-SO responsabili di eventi con meccanismo focale in compressione. Analoghe strutture, vergenti a SE, caratterizzano la stessa scarpata, lungo la quale affiorano livelli messiniani (Fig. 39). Le analisi sismostratigrafiche dimostrano che vi è stato un progressivo e continuo innalzamento della Dorsale nel Plio-Pleistocene; la morfostruttura in questione si presenta come un prisma tettonico costituito prevalentemente da unità della copertura miocenica. I sedimenti plio-pleistocenici si sono accumulati nel bacino interposto tra Dorsale e scarpata superiore, colmandolo a più riprese e talvolta bypassandolo, venendo però rimossi dal versante SE della Dorsale da processi gravitativi, propiziati dalla pendenza e dalla sismicità (Fig. 40). Nella parte alta della Dorsale compaiono faglie inverse NW vergenti che hanno contribuito ad accentuarne l'inarcamento e a mantenere o ricreare i dislivelli tra Dorsale e bacino. Dette strutture si propagano entro il bacino stesso sino alla scarpata superiore, coinvolgendo in misura limitata i livelli basali del Plio-Pleistocene (Fig. 38). Questi ultimi vengono spesso implicati in *flower structures* generate da faglie trascorrenti minori entro il bacino e sulla scarpata superiore.

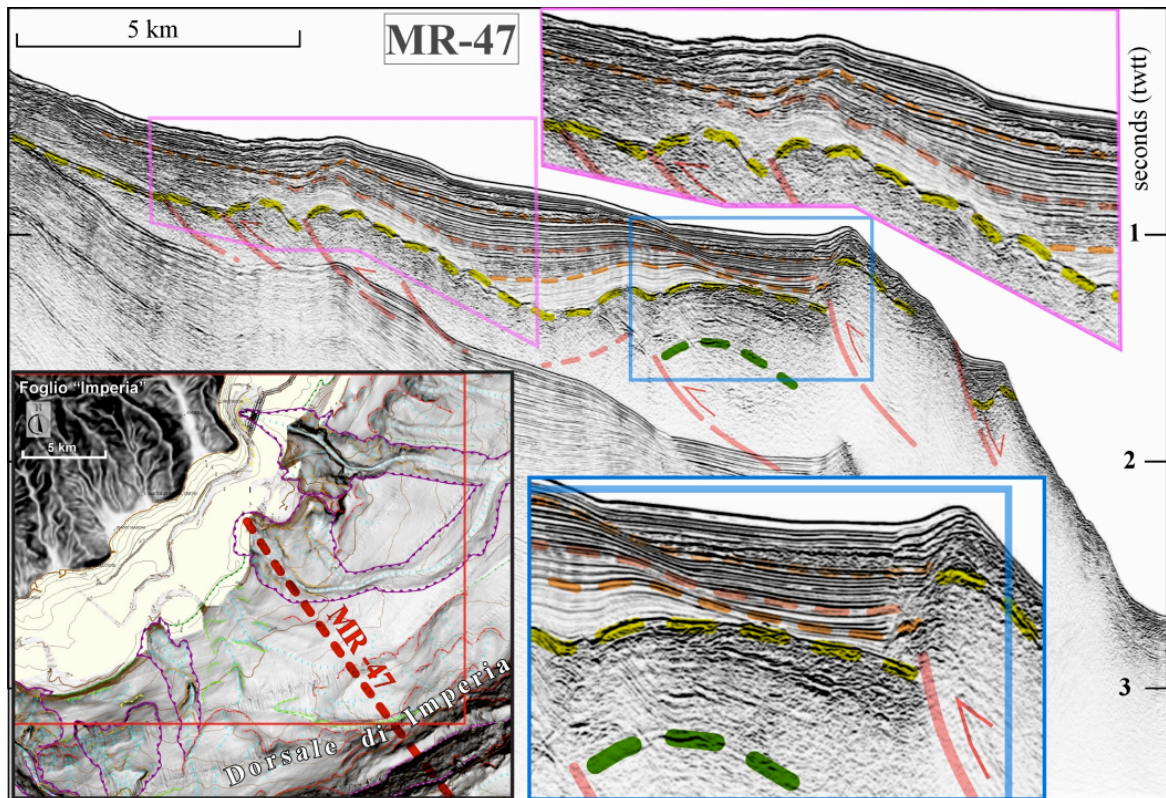


Fig. 38 - Parte occidentale (iniziale) della Dorsale di Imperia. Sono indicate le faglie che strutturano la zona. In prevalenza la tettonica è compressiva e la sua influenza sulla morfologia permette di considerarla tuttora in attività, come dimostrano i frequenti terremoti.

Nella parte più alta della scarpata compaiono le classiche faglie dirette che separano, in tutto il Bacino Ligure, la piattaforma dal resto del margine FANUCCI *et alii* (1989). Gran parte delle faglie compressive della scarpata sono interpretabili come strutture di inversione, anche perché seguono fedelmente l'orientamento delle *step-fault*. Queste ultime hanno orientamenti diversi da zona a zona, ma sempre sub paralleli all'andamento medio della linea di costa. Questo soprattutto nell'area meridionale del foglio dove il principale *trend* di queste strutture è N70°: verso NE le più importanti strutture ruotano acquisendo direzioni variabili da N50° a N40°. Sempre a SO del foglio le linee trasversali che segmentano piattaforma e scarpata hanno direzione circa N-S per poi acquisire un andamento N170° verso NE, sino a portarsi in direzione circa E-O nella zona del Canyon di Laigueglia, dove si notano anche alcune strutture N-S. *Trend* secondari si rilevano per punti, ma non definiscono particolari famiglie di strutture.

Le strutture che separano costa e piattaforma dal resto del margine devono risalire alle fasi deformative che accompagnarono l'origine del Bacino Ligure.

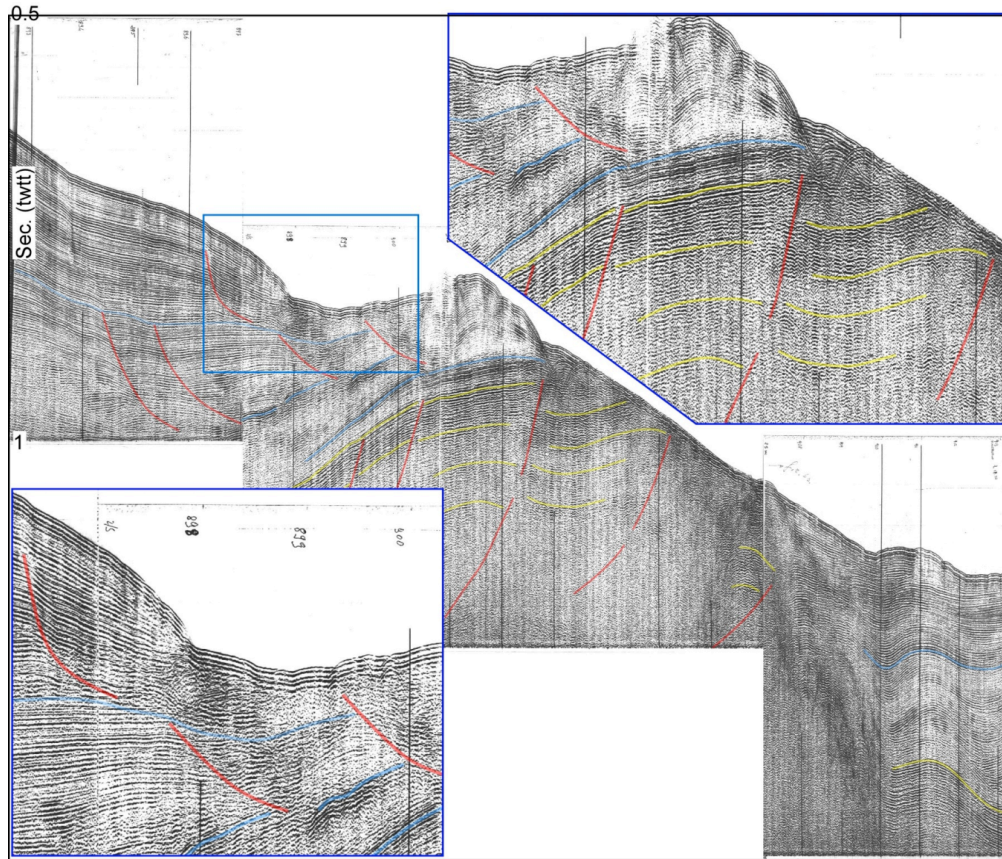


Fig. 39 - Sezione Sparker (3-6 kJ) trasversale alla Dorsale di Imperia che mostra con maggiore dettaglio i caratteri della deformazione compressiva (SE vergente) nei depositi del Messiniano e i suoi condizionamenti sulla copertura plio-quadernaria (movimentazioni gravitative).

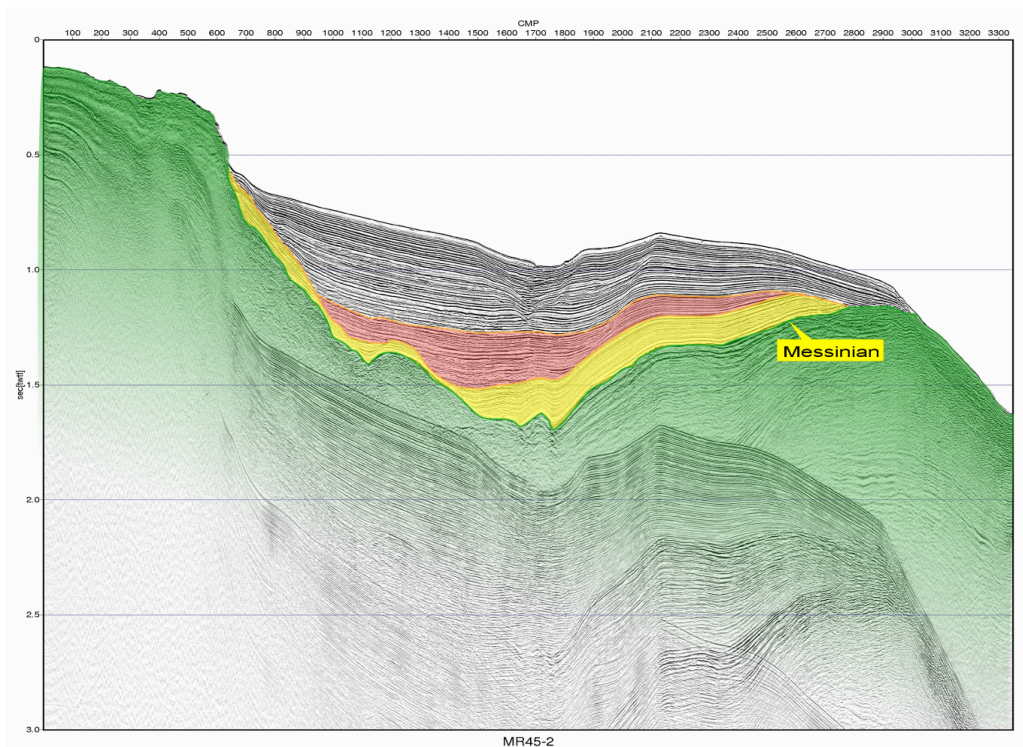


Fig. 40- Sezione multicanale NW-SE (Progetto MALISAR) che evidenzia come il sollevamento della Dorsale di Imperia abbia condizionato la distribuzione dei corpi plio-pleistocenici.

Quest'ultima prende avvio nel Pliocene inferiore coinvolgendo i livelli messiniani e modificando la struttura del settore centrale e settentrionale del Foglio. A questo fenomeno sono collegate tutte le strutture compressive e trascorrenti sub parallele alla Dorsale stessa. Le strutture trasversali che segmentano il margine possono risalire a più fasi; di volta in volta esse rappresentano faglie dirette del substrato, in questo caso coeve a quelle di prima fase, riaggiustamenti dell'assetto per limitate trascorrenze o vere e proprie *transfer faults*. Un'attenzione particolare merita la zona del Canyon di Laigueglia: svincolato dal reticolo idrografico subaereo e senza i caratteri delle valli sepolte messiniane, esso è impostato su direttrici tettoniche E-O in un contesto sub-regionale sviluppato anche più a N. L'attivarsi, o meglio il riattivarsi di tali strutture, tutte disgiuntive, può dipendere anche da fasi pleistoceniche sino ad attuali.

VII. - SISMICITÀ

Ai fini della caratterizzazione sismica di un'area, la distribuzione spazio-temporale dei terremoti per ciascuna zona sismotettonica riveste un ruolo di notevole importanza. Per la definizione della storia sismica, relativa alla zona del Foglio, sono stati consultati i cataloghi sismici pubblicati dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) e disponibili in rete; nello specifico si è fatto riferimento al:

- CPTI11 - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (ROVIDA *et alii*, 2011);
- DBMI11 - Database Macrosismico Italiano (LOCATI *et alii*, 2011)

Ai fini dell'analisi della sismicità recente dell'area sono stati presi in considerazione anche gli eventi registrati dalle reti di monitoraggio delle Alpi Sud Occidentali sia italiane che francesi distribuite in prossimità del confine italo-francese (es. Dipteris, LDG, ReNaSS).

1.1 - SISMICITÀ STORICA

La parte occidentale della Liguria è considerata sin da tempi storici come rilevante dal punto di vista del rischio sismico. L'evento sismico principale che ha interessato questa regione è il terremoto del 23 Febbraio 1887, il cui epicentro viene ubicato nel tratto di mare compreso tra Sanremo ed Imperia (LOCATI *et alii* 2011; Fig. 35) con magnitudo associata di Mw 6.97 ricavata da studi macrosismici (GUIDOBONI *et alii*, 2007). La localizzazione della sorgente sismogenetica, la sua geometria, la cinematica, nonché lo Tsunami associato, sono tutt'oggi oggetto di un ampio dibattito (si veda per un approfondimento: BOSCHI *et alii*, 1997; EVA & RABINOVICH, 1997; LARROQUE *et alii*, 2011 e bibliografia associata).

Il terremoto del 1887 costituisce il terremoto più distruttivo che si sia verificato in Liguria in tempi storici, causò importanti danni agli edifici e numerose vittime. La sequenza sismica iniziò con alcuni "foreshocks" di magnitudo relativamente blanda ma percepiti dalla popolazione, culminati con i tre eventi energetici più significativi di cui il più intenso è stimato essere all'incirca Mw 6.9 (GUIDOBONI *et alii*, 2007). Dopo questi eventi, nell'anno successivo si verificarono più di 750 "aftershocks" (EVA *et alii*, 1990). La configurazione del campo macrosismico mostra che la maggior parte dei danni più imponenti, corrispondenti al IX grado della scala MCS, si verificarono nella zona di Imperia. La provincia di Imperia e la parte più occidentale della provincia di Savona subirono numerosi danni, legati anche a fenomeni di amplificazione sismica locale. L'analisi della distribuzione del danno conduce alla definizione di un "range" di valori di magnitudo per l'evento (si veda GUIDOBONI *et alii*, 2007 per un approfondimento). L'esatta ubicazione dell'epicentro risulta di difficile identificazione, ma, basandosi sulle recenti acquisizioni sulla tettonica del

marginale nella zona, il processo pare plausibilmente legato alla tettonica compressiva della Dorsale di Imperia.

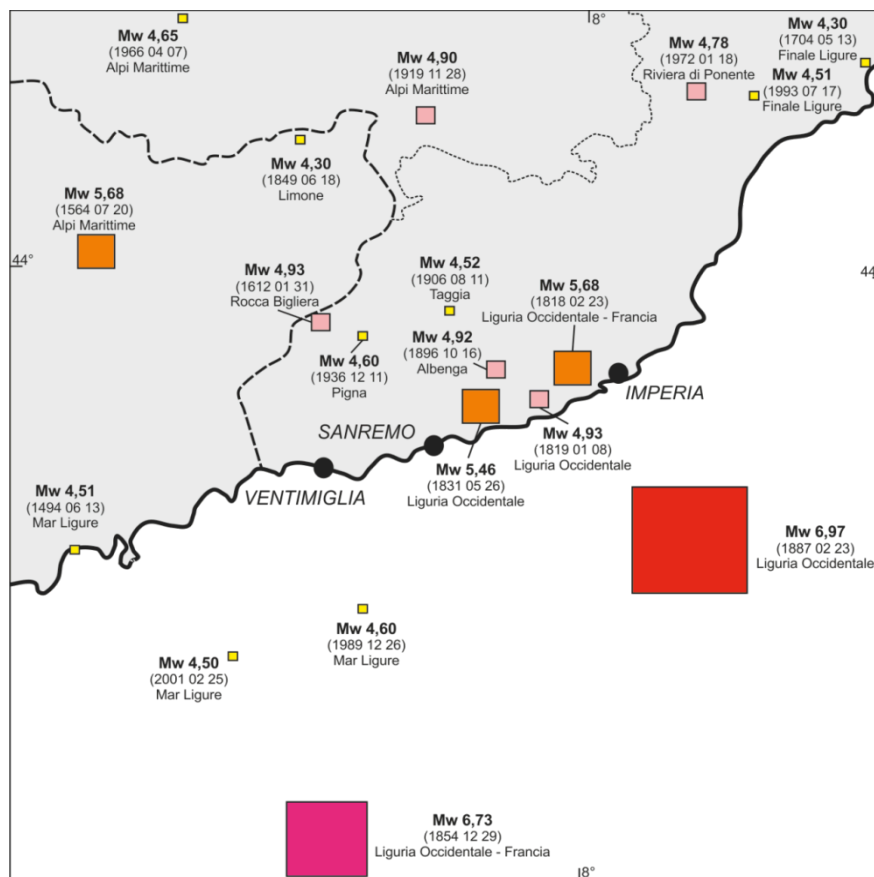


Figura 41. Localizzazione dei principali eventi sismici della regione con una magnitudo (M_w) presunta ≥ 4 (modificata da ROVIDA et alii, 2011 - CPTI).

1.2 - SISMICITÀ ATTUALE

In sostanza, in tutta la Riviera di Ponente le notizie sulla sismicità storica riguardano terremoti di elevata *magnitudo* con epicentro a mare. Dalle Fig. 11 e 41 si evince che la massima energia degli eventi sismici viene liberata a mare, sul margine e entro il Bacino. Le più volte citate faglie al piede della Dorsale danno luogo ad eventi con meccanismi focali compressivi e/o transpressivi. Analoghi fenomeni avvengono nella depressione che separa la scarpata superiore dalla Dorsale, presumibilmente laddove la tettonica compressiva di quest'ultima fa rigiocare in inversione o in trascorrenza le *step fault* della scarpata stessa. La Dorsale è interessata da attività di ridotta *magnitudo* in quanto le unità tettoniche che la compongono sono costituite prevalentemente da Evaporiti.

Sempre facendo riferimento alla Fig. 11 si nota che nel periodo 1981-2002 l'attività non è stata frequente come, ad esempio, nel settore di margine franco-ligure, ma che comunque la massima attività si è avuta a mare. Non si notano, nel periodo, particolari addensamenti di punti epicentrali, oltre alle zone già citate. Una certa frequenza di eventi sembra interessare una fascia NO-SE che si orienta verso Capo Mele. Altre concentrazioni di eventi interessano l'immediato entroterra.

I fenomeni possono essere inquadrati nello schema geodinamico già proposto in Fig. 10. Se però si considera lo sviluppo delle principali strutture in tutto il margine alpino, la tettonica della Dorsale di Imperia e le attività presenti ad E di questa ed entro la piana

bacinale (sempre in regime compressivo o transpressivo) si può proporre uno scenario di riattivazione in compressione dell'intero Mar Ligure p.d., senza peraltro escludere la coesistenza di tale processo con altre fenomenologie.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMS C.G., BENSON R.H., RYAN W.B.H., KIDD R.B. & WRIGHT R.C. (1977) - *The Messinian Salinity crisis and evidence of Late Miocene eustatic changes in the world ocean*. *Nature*, **269**, 5627: 383 - 386.
- ALINAT J., COUSTEAU J.Y., GIEMANN G., LEENHARDT O., PERRIEN TH. & PIERROT S. (1969). - *Lever de la carte bathymetrique de la mer Ligure*. *Bull.Inst. Oceanogr.Monaco*, **69**, 1395: pp. 12.
- ALINAT J., GIEMANN G. & LEENHARDT O. (1966). - *Reconnaissance sismique des accidents de terrain en mer Ligure*. *C.R.Acad.Sc.Paris, D*, **262**: 1311-1314.
- ALVAREZ W. (1972). - *Rotation of the Corsica-Sardinia Microplate*. *Nature Phys.Sci.*, **235**: 103-105.
- ANGRISANO E. & SEGRE G. (1969) - *Carta batimetrica del Mediterraneo Occidentale. MAP1501 F.C. 1030/2*: Ist.Idrografico della Marina, Genova.
- AUZENDE J.M., BONNIN J. & OLIVET J.L. (1973). - *The origin of the western Mediterranean basin*. *J.Geol.Soc.London*, **129**: 607-620.
- AUZENDE J.M., BONNIN J., OLIVET J.L., PAUTOT G. & MAUFFRET A. (1971) - *Upper Miocene Salt Layer in the Western Mediterranean Basin*. *Nature Phys.Sci.*, **230**: 82-85.
- BAGNOULS F. & GAUSSEN H. (1957) – *Les climats écologiques et leur classification*. *Ann. De Géogr.* LXVI, **355**: 193-220.
- BÉTHOUX N., TRIC E., CHERY J. & BESLIER M.-O. (2008) - *Why is the Ligurian Basin (Mediterranean Sea) seismogenic? Thermomechanical modeling of a reactivated passive margin*. *Tectonics*, **27**, pp. TC5011.
- BIANCHI C. & PEIRANO A. (1995) - *Atlante delle fanerogame marine della Liguria*. ENEA, CRAA, La Spezia.
- BIGOT - CORMIER F. (2002) - *La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord - ligure*. Thèse de l'Université de Nice - Sophia Antipolis.
- BIGOT - CORMIER F., SAGE F., SOSSON M., DEVERCHERE J., FERRANDINI M., GUENNOG P., POPOFF M. & STEPHAN J-F. (2004) - *Déformations pliocènes de la marge nord - ligure: les consequences d'un chevauchement crustal sud - alpin*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **175** (2): 197-211.
- BONAZZI A., COBIANCHI M. & GALBIATI B. (1987) - *Primi dati sulla cristallinità dell'illite nelle unità tettoniche più esterne e strutturalmente elevate delle Alpi Liguri*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **31**: 63-77.
- BONI A. (1986) – *Il Pliocene e la neotettonica nelle Alpi liguri*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**, pp. 229-265.
- BONI A. & PELOSO G. F.. (1973) – *I lembi pliocenici della Liguria Occidentale da Terzorio al confine italo-francese*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **23**: 170-201.
- BONI A. & VANOSSI M. (1960) – *Ricerche e considerazioni sul Flysch della Liguria occidentale*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **23**: 170-201.
- BONI A. & VANOSSI M. (1972) – *Carta geologica dei terreni compresi tra il Brianzonese ligure s. l. ed il Flysch ad Elmintoidi s. s.* L. A. C., Firenze.
- BONI A., BONI P., PELOSO G. F. & GERVASONI S. (1980) – *Dati sulla neotettonica di parte dei Fogli S. Remo (102), Imperia (103), e Albenga-Savona (92-93)*. *C. N. R. P. F. Geodinamica*, pubbl., **356**: 1245-1282.
- BONI A., BONI P., PELOSO G. F. & VERCESI P. L. (1978) – *Dati preliminari sulla neotettonica di parte dei FF. 102 (San Remo) e 103 (Imperia)*. *Contr. Prelim. Alla Realizz. Della Carta Neotett. D'It.*, pubbl. n° 155 del P. F. Geodinamica del C. N. R.: 361-380, Napoli.

- BONI A., CERRO A., GIANOTTI R. & VANOSI M. (1971) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia. Foglio 92-93, Albenga-Savona*. Serv. Geol. D'It.: pp. 143, Roma.
- BONI P., MOSNA S. & VANOSI M. (1967). - *La "Pietra di Finale" (Liguria occidentale)*. Atti Ist.Geol. Univ.Pavia, **XVIII**: 102 - 150.
- BONI P., PELLEGRINI L. & PELOSO G.F. (2005) - *Assetto idrogeomorfologico della Val Merula (Sv): aspetti evolutivi*. Atti Conv. Naz. A.I.Geo. Montagne e pianure. Padova 15-17 febbraio 2005: 48-50.
- BONI P., PELOSO G. F. & VERCESI P. L. (1976) – *I lembi pliocenici della Liguria occidentale da San Lorenzo al Mare (Imperia) ad Andora (Savona)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **25**: 112-142.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) – *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING e SGA Bologna, 644 pp.
- BOURCART J. (1958). - *Carte du Precontinent sous - marin entre Antibes et Genes*. Mus.Oceanogr. Monaco, n 1.
- BOURCART J. (1960). - *Carte topographique au fond de la Méditerranée occidentale*. Bull.Inst. Oceanogr.Monaco, **1163**: 3 - 20.
- BOUSSAC J. (1910) – *Le nummulitique de la zone du Flysch à l'est et au sud-est du Mercantour*. C. R. Ac. Sc., t. **CL**: 57-59.
- BOUSSAC J. (1911) – *Études paléontologique sur le Nummulitique alpin*. Mém. Serv. Carte géol. Fr.: pp. 437, 22 pl., Paris.
- BOUSSAC J. (1912) – *Études stratigraphique sur le Nummulitique alpin*. Mém. Serv. Carte géol. Fr.: pp. 662, 20 pl., Paris.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. AND THIERSTEIN H.R. (1989) – *Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale*. Marine Micropaleontology, **14**: 153-235.
- BRANCUCCI G. (1994) - *Il clima della Liguria*. Osservatorio Permanente Corpi Idrici della Liguria. 159 pp.
- BRIXIO R. (a cura di) (1987) - *Le nostre grotte . Guida speleologica ligure*. Soc. Speleo. It., Sagep, Genova.
- BURRUS J. (1989) - *Review of geodynamic models for extensional basin. The paradox of stretching in the Gulf of Lion (Northwestern Mediterranean)*. Bull. Soc.Géol. France, **8** (2): 377-393.
- CALANDRI G. (a cura di) (1986) - *Atti del Convegno Internazionale sul Carso di alta montagna*. 2 voll. Comune di Imperia e Gruppo Speleologico Imperiese C.A.I., Imperia.
- CALANDRI G. (1994) - *Geologia e carsismo del Flysch ad Elmintoidi della Liguria occidentale*. Delegazione Speleologica Ligure, 49 pp.
- CALANDRI G. (1996) - *Il Pizzo d'Evigno: caratteri geomorfologici*. Club Alpino Italiano, Imperia, 18 pp.
- CAROBENE L. (2004) - *Uplifted coastlines and marine terraces*. In: "Geology of Italy", Special volume of the Italian Geological Society for the IGC 32° Florence 2004 (Crescenti U., D'Offizi S., Merlini S., Sacchi L. eds.), Soc. Geol. It., Roma
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2011) – *Chronostratigraphic framework of the External Ligurian Units (Late Cretaceous, Northern Apennines, Italy) based on calcareous nannofossils*. Ofioliti, **36**: 37-57.
- CHAUMILLON E., DEVERCHERE J., REHAULT J.P. & GUEGUEN E. (1994) - *Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée)*. C. R. Acad. Sci., Paris, 2nd Ser. **319**: 675-682.
- CITA M.B. (1973). - *Mediterranean evaporite : paleontological arguments for a deep – basin dessication model*. In: *Messinian Events in the Mediterranean*, Drooger C.W. et alii eds., North - Holland, Amsterdam: 206 - 228.

- CITA M.B. (1974). - *Stratigraphie du Néogène dans les fonds marins de la Méditerranée*. In: *Vè Congr. Neogène Méditerr.*, Lyon. Mem.B.R.G.M., **78**: 387 - 397.
- CLAUZON G. (1973). - *The eustatic hypothesis and the pre - Pliocene cutting of the Rhone Valley*. In: *Initial Report of the DSDP*, 13. U.S.Govt. Printing Office, Washington D.C.: 1251 - 1256.
- COBIANCHI M., DI GIULIO A., GALBIATI B. & MOSNA S. (1991) – *Il “complesso di base” del Flysch di San Remo nell’area di San Bartolomeo, Liguria occidentale (nota preliminare)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 145-154.
- CORRADI N., FANUCCI F., FIERRO G., FIRPO M., PICCAZZO M. & MIRABILE L. (1984) - *La piattaforma continentale ligure: caratteri, struttura ed evoluzione*. Progetto Finalizzato “Oceanografia e Fondi Marini” del C.N.R.: 1 - 34, Roma.
- CORRADI N., FANUCCI F., FIERRO G., FIRPO M., PICCAZZO M., RAMELLA A. & TUCCI S. (1984) – *Importance des canyons sous-marins dans la dynamique sédimentaire de la Mer Ligure*. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, **8** (3): 73-104.
- CORRADI N., FANUCCI F., GALLO G. & PICCAZZO M. (1980) - *La sedimentazione olocenica della piattaforma continentale ligure (da Portofino a Capo Mortola)*. Ist. Idr. M.M., F.C. 1097, Genova.
- COURBOULEX F., LARROQUE C., DESCHAMPS A., KOHRS-SANSORNY C., GÉLIS C., GOT J.-L., CHARREAU J., STÉPHAN J.-F., BÉTHOUX N., VIRIEUX J., BRUNEL D., MARON C., DUVAL A.-M., PÉREZ ET J.-L. MONDI (2007) *Seismic hazard on the French Riviera: observations, interpretations and simulations*. Geophysical Journal International, **170** (1): 387-400.
- DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L. & SENO S. (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica D’Italia alla scala 1:50.000, foglio 228- Cairo Montenotte*.
- DI GIULIO A. (1987) – *Evoluzione strutturale delle unità di Moglio-Testico e di S. Remo-M. Saccarello (Piemontese-Liguria delle Alpi Marittime): nuovi dati*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 54-62.
- DI GIULIO A. & GALBIATI B. (1985) – *Quarzoareniti nel complesso di base del Flysch di S. Remo (Alpi Marittime)*. Rend. Soc. Geol. It., **8**: 65-68.
- DI GIULIO A. & GALBIATI B. (1991) – *Le facies caotiche dei flysch della Liguria Occidentale: un nuovo modello interpretativo*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**:155-160.
- ESTOCADE (Groupe) (1978) - *Messinian subaerial erosion of the Stoehadesand Saint - Tropez canyons a submersible study*. Marine Geology, **27**: 3 - 4.Int., **135**: 438 - 448.
- EVA C. & RABINOVICH A. B. (1997) – *The February 23, 1887 tsunami recorded on the Ligurian coast, western Mediterranean*. Gephys. Res. Lett., **24** (17): 2211-2214, doi: 10.1029/97GL02110.
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M. & GIGLIA G. (1990) - *Some considerations on seismotectonics of northwestern Italy*. In: Freeman, R., Giese, P. and Mueller, St. (eds), *The European Geotraverse: Integrative Studies*, European Science Foundation, Strasbourg, France, pp. 289-296.
- EVA C., AUGLIERA P., CATTANEO M., PASTORE S. & TOMMASELLI A. (1992) – *Sismotettonica dell’Italia Nord-Occidentale*. Atti del Convegno GMNDT, Pisa 25-27 Giuno 1990, 1, Zonazione e riclassificazione sismica: 35-31 ?
- EVA C., AUGLIERA P., EVA E., SOLARINO S. & SPALLAROSSA D. (1999) – *Sintesi delle conoscenze sulla sismotettonica della Liguria occidentale ed influenza sui parametri di hazard*. F. Galadini, C. Meletti, A. Rebez (A cura di). Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999). CNR – Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti-, 2000: pp. 297, Roma.
- FALLOT P. (1949) – *Les chevauchements intercutanés de Roya (Alpes Maritimes)*. Ann. Hébert et Haugh, t. **VII** (Livre Jubilaire Charles Jacob): 161-169.
- FALLOT P. & LANTEAUME M. (1956) – *Sur la géologie du Col de Tende et de ses abords*. C.R. Ac. Sc., **242**: 586-590.

- FANUCCI F. & MORELLI D. (1994) - *Principali lineamenti strutturali ed evoluzione del Mar Ligure (Mediterraneo Occidentale)*. Atti XI Congresso A.I.O.L.: 793-806.
- FANUCCI F. & MORELLI D. (2003) - *The CROP profiles across the Western Mediterranean Basins*. APAT, Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **LXII**: 166-170.
- FANUCCI F. & NICOLICH R. (1984) - *Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura, genesi ed evoluzione di un "Bacino marginale"*. Mem. Soc. Geol. It., **27**: 97-110.
- FANUCCI F., EVA C., CATTANEO M., FIRPO M. & PICCAZZO M. (1989) - *Tettonica e morfogenesi olocenica in Mar Ligure*. Mem. Soc. Geol. It., **42**: 221 - 227.
- FAURE MURET A. (1955) - *Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires*. Mém. Serv. Carte géol. Fr: pp. 336. 60 ff.
- FAURE MURET A. & FALLOT P. (1954) - *Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du Massif de l'Argentera-Mercantour (feuilles de Saint Martin-Vésubie, Tende et Viève au 1/50.000)*. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. **LII**, n° 241 (C.R. Collab., 1953): 283-319.
- FEDERICI P.R. & CHELLI A. (2007) - *Atlante dei centri abitati instabili della Liguria. IV. Provincia di Imperia*. Regione Liguria, Genova, pp. 163
- FERRARI G. (1991) - *The 1887 Ligurian earthquake: a detailed study from contemporaneous scientific observations*. Tectonophysics, **193** : 131-139.
- FIERRO G., GENNESSEUX M. & REHAULT J.P. (1973) - *Caracteres structuraux et sedimentaires du plateau continental de Nice a Genes (Mediterranée nord - occidentale)*. Bull. B.R.G.M., (2), IV, **4**: 193-208, 16 fig.
- FRANCHI S. (1928) - *Carta geologica del Regno al 1:100000 - foglio 103, Imperia*. R. Uff. Geologico. Foglio 103 della Carta al 100000 dell'Ist. Geog. Militare.
- GALBIATI B. & COBIANCHI M. (1997) - *L'indipendenza tettonica dell'unità di San Remo rispetto all'unità di Moglio-Testico*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 453-472.
- GALBIATI B. & RODI E. (1989) - *Caratteri strutturali dell'Unità di Moglio-Testico tra Alassio e Laigueglia (Liguria occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 491-502.
- GENNESSEUX M., MAUFFRET A. & PAUTOT G. (1980) - *Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en Mer Ligure (Méditerranée occidentale)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **290**: 959-962.
- GIANMARINO S. & PIAZZA M. (2000) - *I conglomerati de Il Poggio (Imperia) nel quadro degli affioramenti pliocenici della Liguria occidentale*. Atti Tic. Sc. Terra, **41**: 33-39.
- GIANMARINO S. & TEDESCHI D. (1970) - *A proposito dell'età degli affioramenti di Ventimiglia e Pompeiana (Liguria occidentale)*. Atti Ist.Geol. Univ. Genova, **8** (1): 1-11, Genova.
- GIANMARINO S. & TEDESCHI D. (1975) - *Prima segnalazione di Pliocene medio nella Liguria occidentale (Monte Bauso)*. Boll. Soc. Geo. It., **94** (1-2): 281-289.
- GIANMARINO S., FANUCCI F., OREZZI S., ROSTI D. & MORELLI D. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica D'Italia alla scala 1:50.000, foglio 258-271 San Remo*. ISPRA, 130 pp., Firenze.
- GIANMARINO S., GIUFFRÈ D., CORTELLESI D. & SCAPPINI G. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica di parte del Foglio 102 (San Remo)*. Contr. Prelim. Alla Realizz. Della Carta Neotett. D'It., pubbl. n° 155 del P. F. Geodinamica del C. N. R.: 381-390, Napoli.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G. & VALENSISE G. (2007) - *CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*. INGV-SGA. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>
- HILL M.E. (1976) - *Lower Cretaceous calcareous nannofossils from Texas and Oklahoma*. Paleontographica Abteilung B, **156**: 103-179.
- HSU K.J., CITA M.B. & RYAN W.B.F. (1973a) - *Origin of the Mediterranean Evaporites*. In: *Init.Reports of DSDP*, 13, Washington D.C.: 1203 - 1231.

- HSU K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1973b) - *Late Miocene dessication of the Mediterranean*. *Nature*, **242**: 240 - 244.
- IRR F. (1975) – *Evolution de la bordure du bassin méditerranéen nord-occidentale au Pliocène: nouvelles données biostratigraphiques sur le littoral franco-ligure et leurs implications tectoniques*. *Bull. Soc. Géol. France VII s.*, **17**: 945-955.
- ISSEL A. (1892) - *Liguria geologica e preistorica*. 2 voll. Donath, Genova
- JURGEN P.T., FOEKEN L., BERTOTTI G. & DUNAI T. J. (2006) - *The morphology of a Messinian valley and its hinterland (Ventimiglia, NW Italy): a Miocene to Pliocene reconstruction*. *Geol. J.* **41**: 465–480.
- KEUNEN PH. H., FAURE MURET A., LANTEAUME M. & FALLOT P. (1957) – *Observations sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes*. *Bull. Soc. Géol Fr.*, (6^e sér.), t. **VII** : 11-26.
- LANTEAUME M. (1957) – *Nouvelles données sur le flysch à helminthoïdes de la Ligurie occidentale (Italie)*. *Bull. Soc. géol Fr.*, **7** (1-3): 115-123.
- LANTEAUME M. (1958) – *Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes*. *Bull. Soc. géol Fr.*, (6^e sér.). t. **VIII**: 651-684.
- LANTEAUME M. (1968) – *Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes*. *Mèm. Carte géol Fr.*: pp. 405.
- LANTEAUME M. (1990) – *Carte Géologique de la France à 1/50.000. Viève-Tende*. Ser. Géol Nat.
- LANTEAUME M. & HACCARD D. (1960) – *Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes alpins*. *C. R. Ac. Sc.*, t. **CCLI**: 2733-2735.
- LANTEAUME M. & HACCARD D. (1961) – *Stratigraphie et variations de faciés des formations constitutives de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes*. *Boll. Soc Geol. Ital.* **LXXX**, fasc. 4:101-114.
- LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B. & LORENZ C. (1960-1963) – *L'origine de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la liaison Alpes-Apennins*. *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mém. Hors. Sér. Soc. Géol. Fr*, t. **I**: pp. 257.
- LARROQUE C., BETHOUX N., CALAIS E., COURBOULEX F., DESCHAMPS A., DEVERCHERE J., STEPHAN J. F., RITZ J.F & GILLI E. (2001) - *Active deformation at the junction between the southern French Alps and Ligurian Basin*. *Netherlands Journal of Geosciences*, **80**: 255-272.
- LARROQUE C., COURBOULEX F., DELOUIS B. DEVERCHERE J. & MIGEON S. (2005) - *Aléa sismique à la jonction Alpes-Bassin Ligure : où sera le prochain séisme de 1887 ? Colloque Sciences et Technologies Marines du futur : un enjeu pour la Méditerranée*, Marseille, 19-20 Mai 2005, Actes du colloque.
- LARROQUE C., DELOUIS B., GODEL B. & NOCQUET J.-M.(2009) - *Active deformation at the southwestern Alps–Ligurian basin junction (France–Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif*. *Tectonophysics*, **467** (1-4): pp. 22-34.
- LARROQUE C., MERCIER DE LÉPINAY B. & MIGEON S. (2011) - *Morphotectonic and fault–earthquake relationships along the northern Ligurian margin (western Mediterranean) based on high resolution, multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles*. *Marine Geophysical Researches*, **32** (1-2): 163-179.
- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M. & OLIVET J.L. (1971) - *La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution*. *Earth and Planet.Sci.Lett.*, **13**: 145 - 152, 4 fig.
- LOCATI M., CAMASSI R. & STUCCHI M. (a cura di) (2011) *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>.

- MADEDDU B., BETHOUX N. & STEPHAN J. F. (1996) – *Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales*. Bull. Soc géol. Fr., **167**: 797-810.
- MANIVITH H. & PROUD'HOMME A. (1990) – *Biostratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes franco-italiennes. Nannofossiles de l'Unité de San Remo-Monte Saccarello. Comparaison avec les Flyschs à Helminthoïdes des Apennins*. Bull. Soc. géol. Fr., **6** (1): 95-104.
- MARINI M. (1984) – *Le deformazioni fragili del Pliocene ligure. Implicazioni nella geodinamica alpina*. Mem. Soc. Geol. It., **29**: 157-169.
- MARINI M. (2000) – *Il Pliocene Ligure a Taggia (Imperia, Alpi Marittime liguri): stratigrafia fisica ed evoluzione sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 423-443.
- MARINI M. & TERRANOVA R. (1985) – *Nuovi dati sulla litostratigrafia dei flysch della Liguria Occidentale e sui loro rapporti strutturali*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **92**: 95-163.
- MERIZZI G. & SENO S. (1991) – *Deformations and gravity driven translation of the S. Remo-M. Saccarello Nappe (Helminthoid Flysch, Ligurian Alps)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 757-770.
- MIGEON S., CATTANEO A., HASSOUN V., LARROQUE C., CORRADI N., FANUCCI F., DANO A., MERCIER DE LÉPINAY B., SAGE F. & GORINI C. (2011) - *Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment*. Marine Geophysical Researches, pp. 1-19.
- NESTEROFF W.D. & GLAZON G. (1975) - *Le controle de la crise de la salinité messinienne en Méditerranée par les glaciations miocènes*. Réunion Monaco, **23** (4):153-154.
- PARETO L. (1846) – *Carta geologica della Liguria marittima*. Gênes.
- PARETO L. (1861) – *Coupes à travers l'Apennin de bords de la Méditerranée à la vallée du Pô, depuis Livourne jusqu'à Nice*. Bull. Soc. Géol. Fr., (2^e sér.), t. **XIX** : 239-320, pl. V-VII.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin: geological evolution*. Mar Geol., **55**: 447-478.
- REHAULT J.P., OLIVET J.L. & AUZENDE J.M. (1974) - *Le bassin nord - occidental méditerranéen: structure et évolution*. Bull. Soc. Géol. France, (7), **XVI**: 281 - 294.
- RICHTER M. (1961) – *Ueber den Bau der Ligurischen Alpen. 3. Tektonik und Stellung der Flyschzone*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., **113**: f.1, 116-149.
- RYAN W.B.F. (1973) - *Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity*. In: *Messinian events in the Mediterranean*. Drooger C.W. et alii eds. North - Holland, Amsterdam: 26 - 38.
- RYAN W.B.F. (1976) - *Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis*. Sedimentology, **23**: 791 - 813.
- SAGE F., BESLIER M.-O., THINON I., LARROQUE C., DESSA J.-X., MIGEON S., ANGELIER J., GUENNOG P., SCHREIBER D., MICHAUD F., STÉPHAN J.-F. & SONNETTE L. (2011) - *Structure and evolution of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps–Ligurian basin junction during the Cenozoic*. Marine and Petroleum Geology, **28** (7): 1263-1282.
- SAGRI M. (1980) - *Le arenarie di Bordighera: una conoide sottomarina nel bacino di sedimentazione del flysch ad Helminthoïdi di S. Remo (Cretaceo superiore, Liguria Occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 205-226.
- SAGRI M. (1984) – *Litologia, stratimetria e sedimentologia delle torbiditi di piana di bacino del Flysch di San Remo (Cretaceo superiore, Liguria occidentale)*. Mem Soc. Geol. It., **28**: 577-586.
- SEGRE G. (1960) - *Carte bathymétrique de la Méditerranée occidentale*. Ist. Idro. M.M.Genova.

- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) – *Foglio 92-93 Albenga-Savona, alla scala 1:100.000, II Edizione*, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010) – *Foglio 258-271 San Remo, alla scala 1:50.000, Progetto CARG*, Firenze.
- SIDDI C. (1997-1998) – *Stratigrafia del Flysch di Sanremo da Monte Grimaldi a Passo Grillarine*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Pavia.
- SISMONDA E. (1866) – “*Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*”. Seconda edizione. Torino.
- SISSINGH W. (1977) – *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. *Geologie en Mijnbouw*, **56**: 37-65.
- SPROVIERI R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: a high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **98**(1): 61-100.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene to early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **99**(3): 371-414.
- VANOSSI M. (1965) – *Studio sedimentologico del flysch ad elmintoidi della Valle Argentina (Liguria occidentale)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **16**: 114-184.
- VANOSSI M. (Ed.) (1991) – *Guide Geologiche Regionali: 11 itinerari, Alpi liguri*. A cura della Soc.Geol.It., 295 pp., 1 pl., BE-MA Ed., Milano.
- VANOSSI M., CORTESOGNO L., GALBIATI B., MESSIGA B., PICCARDO G. B. & VANNUCCI R. (1984) – *Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**: 5-75.
- VANOSSI M., PEROTTI C. R. & SENO S. (1994) – *The Maritime Alps arc in the Ligurian and tyrrhenian systems*. *Tectonophysics*, **230**: 75-89.
- ZIZIOLI D. (2008) – *Contributo della geomorfologia quantitativa allo studio dell'evoluzione morfologica della zona costiera delle Alpi liguri occidentali*. Tesi di Dottorato, Università di Pavia, 291 pp.