



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (Legge n.° 68 del 2.2.1960)

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

foglio 194

ACQUI TERME

A cura di:

A. d'Atri^{1,2}, A. Irace¹, F. Piana¹, S. Tallone¹, D. Varrone¹, L. Bellino¹, G. Fioraso¹
e di:

**P. Cadoppi^{1,2}, E. Fusetti³, M. Morelli³, L. Lanteri³, L. Paro³, C. Piccini³,
S. Trenkwalder¹ e D. Violanti^{1,2}**

con contributi di:

M. Ghielmi⁴, M. Rossi⁴, S. Rogledi⁴ (geologia di sottosuolo)

G. Bellardone³ (geologia applicata), **P. Clemente²** e **D.A. De Luca²** (idrogeologia)

Coordinamento:

F. Piana¹

¹ CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse - Unità operativa di Torino

² Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Torino

³ ARPA Piemonte - Struttura Complessa Geologia e Dissesto

⁴ ENI spa, Exploration & Production Division - San Donato Milanese (MI), Italy



CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse

Enti realizzatori:



Dipartimento Geologia e Dissesto

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
C. CAMPOBASSO

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per ARPA Piemonte, il Dir. Gen.:
A. ROBOTTO

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

Revisione scientifica:
E. Chiarini, L. Martarelli, R.M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzata dei dati geologici:
C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci (coord.), S. Grossi

PER ARPA PIEMONTE:

Coordinamento operativo:
F. Piana e G. Fioraso (CNR-IGG)

Allestimento editoriale e cartografico:
D. Varrone, A. Irace, L. Bellino e G. Fioraso (CNR-IGG)

Coordinamento informatizzazione:
G. Fioraso (CNR-IGG) e R. Pispico (ARPA Piemonte)

Informatizzatori:
D. Varrone, A. Irace, L. Bellino, S. Tallone, S. Trenkwalder e A. Musso (CNR-IGG)

Predisposizione ed elaborazione della base topografica alla scala 1:50.000 (dati primari utilizzati: Carta Tecnica Regionale Numerica della Regione Piemonte alla scala 1:10.000 e 1:50.000): **L. Forestello (ARPA Piemonte)**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)
P. Falletti e L. Giacomelli (ARPA Piemonte)

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
II	- CRITERI E METODI. »		11
1.	- CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA . »		11
1.1.	- SUCCESSIONE OLIGOCENICO-PLIOCENICA »		11
1.2.	- SUCCESSIONE QUATERNARIA »		12
1.3.	- LE UNITÀ CAOTICHE »		14
1.4.	- LE STRUTTURE TETTONICHE »		15
2.	- CRITERI BIOSTRATIGRAFICI »		16
III	- STUDI PRECEDENTI »		19
1.	- UNITÀ METAMORFICHE. »		19
1.1.	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VALOSIO »		20
1.2.	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VOLTRI »		23
2.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA. »		27
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO »		33
V	- UNITÀ METAMORFICHE DELLE ALPI LIGURI. . . »		37
1.	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VALOSIO. »		37
1.1.	- COMPLESSO GNEISSICO »		37
1.2.	- COMPLESSO CARBONATICO-METAPELITICO »		38
2.	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VOLTRI »		39
2.1.	- SERPENTINOSCISTI ANTIGORITICI DEL BRIC DEL DENTE »		39
2.2.	- METAGABBRI DEL BRIC MAZZAPIEDE »		41
2.3.	- METABASITI DI ROSSIGLIONE »		41
2.4.	- CALCESCISTI DEL TURCHINO. »		42
VI	- STRATIGRAFIA. »		45
1.	- SUCCESSIONE OLIGOCENICO-PLIOCENICA »		45
1.1.	- FORMAZIONE DI MOLARE »		45
1.1.1.	- <i>Membro delle brecce di Ciglione</i> »		45
1.1.2.	- <i>Membro conglomeratico</i> »		47
1.1.3.	- <i>Membro arenaceo-microconglomeratico.</i> »		49
1.2.	- MARNE DI RIGOROSO. »		51
1.2.1.	- <i>Membro siltoso-arenitico</i> »		51
1.2.2.	- <i>Membro delle arenarie di Cassinelle</i> »		52
1.2.3.	- <i>Membro marnoso</i> »		53

1.3.	- FORMAZIONE DI MONTECHIARO D'ACQUI	Pag.	55
1.3.1.	- <i>Membro siliceo</i>	»	55
1.3.2.	- <i>Membro calcareo-marnoso</i>	»	58
1.4.	- FORMAZIONE DI VISONE.	»	59
1.4.1.	- <i>Membro calcareo.</i>	»	60
1.4.2.	- <i>Membro marnoso-glauconitico</i>	»	61
1.5.	- FORMAZIONE DI SEROLE	»	62
1.6.	- FORMAZIONE DI CORTEMILIA	»	64
1.7.	- FORMAZIONE DI BISTAGNO	»	65
1.8.	- MARNE DI CESSOLE	»	68
1.9.	- FORMAZIONE DI SERRAVALLE	»	68
1.10.	- FORMAZIONE DI CASSINASCO	»	70
1.11.	- COMPLESSO CAOTICO DI ROCCA GRIMALDA	»	72
1.12.	- MARNE DI SANT'AGATA FOSSILI	»	74
1.12.1.	- <i>Membro calcarenitico</i>	»	77
1.13.	- GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA	»	79
1.13.1.	- <i>Formazione della Vena del Gesso</i>	»	80
1.13.1.1.	- <i>Membro di Nizza Monferrato</i>	»	80
1.13.2.	- <i>Complesso caotico della Valle Versa.</i>	»	82
1.13.3.	- <i>Conglomerati di Cassano Spinola.</i>	»	86
1.14.	- ARGILLE AZZURRE	»	88
1.15.	- SABBIE DI ASTI	»	90
1.16.	- SABBIE DI FERRERE	»	91
1.17.	- SUPERFICI DI DISCONTINUITÀ	»	93
1.17.1.	- <i>Discontinuità D1.</i>	»	93
1.17.2.	- <i>Discontinuità D2.</i>	»	94
1.17.3.	- <i>Discontinuità D3.</i>	»	94
1.17.4.	- <i>Discontinuità D4.</i>	»	95
1.17.5.	- <i>Discontinuità D5a</i>	»	96
1.17.6.	- <i>Discontinuità D5b</i>	»	96
1.17.7.	- <i>Discontinuità D6.</i>	»	97
1.17.8.	- <i>Discontinuità D7.</i>	»	97
1.17.9.	- <i>Discontinuità D8.</i>	»	98
1.18.	- DEFINIZIONE DEI SINTEMI	»	99
1.19.	- CORRELAZIONI TRA LE SUCCESSIONI STRATIGRAFICHE DEL FOGLIO ACQUI TERME E QUELLE DEI FOGLI 157 TRINO E 211 DEGO.	»	100
2.	- SUCCESSIONE QUATERNARIA	»	102
2.1.	- BACINI DEL F. BORMIDA, DEL T. BELBO E DEL T. ORBA	»	102
2.1.1.	- <i>Sintema di Moirano</i>	»	102

2.1.2.	- <i>Sintema di Piandendice</i>	Pag.	105
2.1.3.	- <i>Sintema di Torre Bormida</i>	»	108
2.1.3.1.	- Subsintema di Spigno Monferrato.	»	108
2.1.3.2.	- Subsintema di Mombaldone.	»	108
2.1.3.3.	- Subsintema di Cassine	»	109
2.1.3.4.	- Subsintema di Monte.	»	110
2.1.4.	- <i>Sintema di Merana</i>	»	111
2.1.4.1.	- Subsintema di Acqui	»	111
2.1.4.2.	- Subsintema di Madonna della Neve	»	111
2.1.4.3.	- Subsintema di Pian del Gatto	»	112
2.1.4.4.	- Subsintema di Badia Vecchia	»	113
2.1.5.	- <i>Sintema di Cairo Montenotte</i>	»	114
2.1.5.1.	- Subsintema di Saliceto	»	114
2.1.5.2.	- Subsintema di Dego	»	115
2.1.5.3.	- Subsintema di Rocchetta Cairo	»	115
2.2.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA	»	116
2.2.1.	- <i>Sintema di Maranzana</i>	»	116
2.2.2.	- <i>Unità ubiquitarie completamente formate</i>	»	118
2.2.3.	- <i>Unità ubiquitarie in formazione</i>	»	118

VII	- ASSETTO STRUTTURALE		
	ED EVOLUZIONE TETTONICA.	»	121
1.	- ASSETTO STRUTTURALE	»	121
1.1.	- EVENTI DEFORMATIVI E ASSOCIAZIONI STRUTTURALI		
	SIN-METAMORFICHE.	»	123
1.2.	- SISTEMI DI FAGLIE ESTENSIONALI INFRAOLIGOCENICHE	»	128
1.3.	- SISTEMI DI ZONE DI TAGLIO E DI FAGLIE CONTRAZIONALI		
	PRE-BURDIGALIANE.	»	129
1.3.1.	- <i>La zona di taglio di Grognardo</i>	»	132
1.4.	- SISTEMI DI FAGLIE NORMALI E TRANSTENSIVE		
	POST-BURDIGALIANE	»	134
1.5.	- SISTEMI DI FAGLIE TRASCORRENTI	»	138
1.6.	- ASSETTO STRUTTURALE DELLA ZONA IDROTERMALE		
	DI ACQUI TERME	»	138
1.7.	- DATI SATELLITARI	»	139

VIII	- DATI DI SOTTOSUOLO.	»	145
1.	- INTRODUZIONE	»	145
2.	- LA SEZIONE GEOLOGICA PROFONDA	»	148

IX	- EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA . .	Pag.	155
X	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO »		171
XI	- GEOLOGIA APPLICATA »		177
1.	- FENOMENI GRAVITATIVI »		177
2.	- PROCESSI FLUVIO-TORRENTIZI »		187
3.	- IDROGEOLOGIA. »		194
3.1.	- COMPLESSO DEI DEPOSITI FLUVIALI DI FONDOVALLE. »		195
3.2.	- COMPLESSO DEI DEPOSITI FLUVIALI ANTICHI E DEI DEPOSITI PIÙ RECENTI DELLA SUCCESSIONE PALEOGENICO-NEOGENICA »		197
3.3.	- COMPLESSO DEI DEPOSITI DELLE AREE COLLINARI DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE PALEOGENICO-NEOGENICA »		197
3.4.	- COMPLESSO DELLE ROCCE CRISTALLINE DELLE UNITÀ TETTONOMETAMORFICHE VOLTRI E VALOSIO »		199
3.5.	- LA ZONA GEOTERMALE DI ACQUI TERME. »		199
3.6.	- GEOTURISMO.. . . . »		200
3.6.1.	- <i>L'Ecomuseo della Pietra e della Calce di Visone</i> »		200
3.6.2.	- <i>Museo Paleontologico "G. Maini" di Ovada.</i> »		201
XII	- ABSTRACT »		203
	BIBLIOGRAFIA. »		217

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 194 Acqui Terme della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Decreto APAT n. 785/2004) con convenzione tra ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo e ARPA Piemonte, che ha affidato al CNR, Istituto di Geoscienze e Georisorse, Unità di Torino, l'incarico di eseguire il rilevamento e la rappresentazione grafica e informatica del Foglio. L'Istituto di Geoscienze e Georisorse ha contribuito a coprire le risorse necessarie alla realizzazione del Foglio con un co-finanziamento corrispondente a circa un quinto del valore del progetto.

Il Foglio Acqui Terme copre una superficie di circa 584 km², dei quali circa 120 km² corrispondono ad aree di pianura parzialmente urbanizzate, mentre la restante parte è rappresentata da aree collinari e pedemontane che, ad eccezione delle più acclivi incisioni torrentizie, sono terreno propizio alle operazioni di rilevamento geologico.

Dal punto di vista geologico e geomorfologico, il Foglio comprende (Fig. 1):

- la successione sedimentaria terrigena oligocenico-miocenica dell'Alto Monferrato, che caratterizza la zona collinare (ampia fascia centrale);
- il relativo substrato costituito dalle unità tettonometamorfiche di Voltri e di Valosio, che caratterizzano la zona pedemontana a Sud;
- la successione terrigena pliocenica, presente nei settori centro-settentrionali a debole acclività;
- i sistemi deposizionali continentali terrazzati digradanti a Nord verso la pianura alluvionale alessandrina, distribuiti tra gli alvei dei tre principali corsi d'ac-

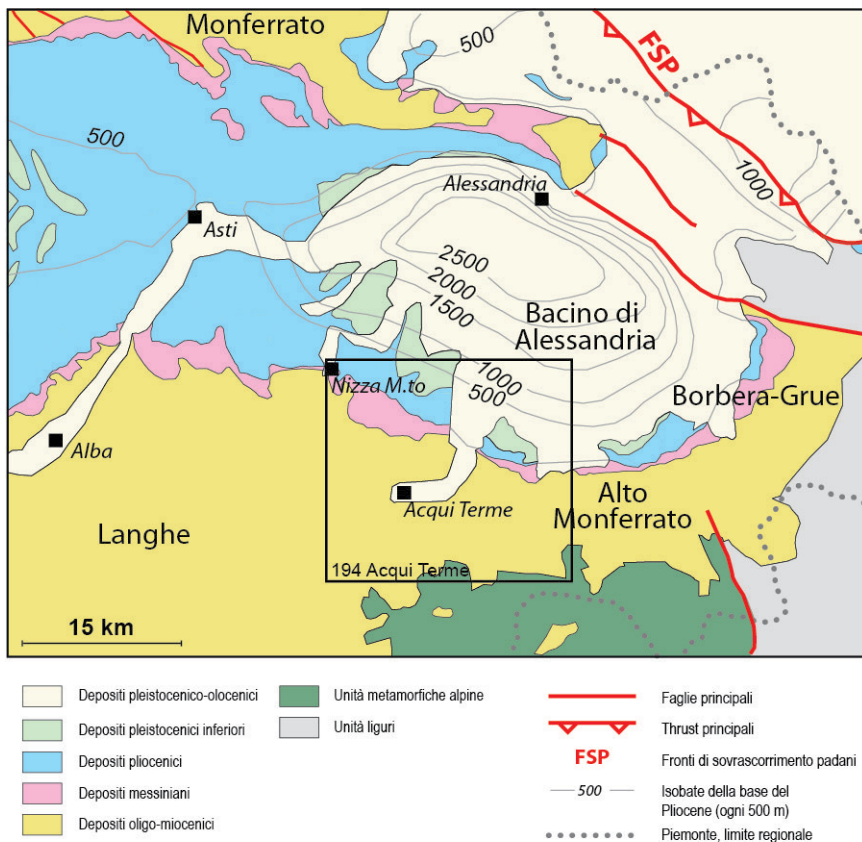


Fig. 1 - *Inquadramento geologico-strutturale del Foglio 194 Acqui Terme, in cui sono rappresentate le unità metamorfiche della catena alpina, le unità liguri e appenniniche, le successioni oligocenico-mioceniche (Bacino Terziario Piemontese), plioceniche e quaternarie affioranti ed il depocentro sepolto del Bacino di Alessandria (modificato da IRACE et alii, 2009).*

qua, rispettivamente da Est a Ovest, il F. Orba, il F. Bormida, il T. Belbo.

Tra le principali tematiche scientifiche affrontate nell'esecuzione del rilevamento geologico e delle relative indagini e studi di approfondimento si rimarcano:

- le relazioni tra le successioni oligocenico-mioceniche del Bacino Terziario Piemontese deposte in aree di piattaforma (Alto Monferrato) e le coeve successioni bacinali (Bacino delle Langhe), entrambe presenti all'interno del Foglio, e la

definizione di una legenda litostratigrafica sufficientemente flessibile da permettere correlazioni a scala regionale con i Fogli adiacenti, già realizzati o di futura realizzazione;

- l'evoluzione geomorfologica conseguente al sollevamento delle Alpi liguri rispetto alla pianura di Alessandria e la conseguente risposta evolutiva del reticolo fluviale, delle forme di modellamento e dei depositi fluviali;

- le relazioni tra la mobilità del substrato delle Alpi liguri (in parte affiorante e in parte presente nel sottosuolo del settore settentrionale del Foglio) e l'evoluzione tettonico- sedimentaria delle successioni poggianti su di esso;

- la genesi ed evoluzione di successioni caotiche tortoniane e messiniane interessate da complessi fenomeni di diagenesi e di risedimentazione;

- l'evoluzione strutturale di zone di taglio presenti nelle unità tettonometa- morfiche di Voltri e di Valosio, avvenuta in un contesto caratterizzato da grande abbondanza di fluidi sintettonici da tardo a post-metamorfici;

- le relazioni tra la circolazione di fluidi idrotermali nella zona di Acqui Terme e l'assetto strutturale macro- e mesoscopico della zona di implicazione tettonica tra l'Unità di Voltri e la parte basale della successione dell'Alto Monferrato.

La Carta Geologica realizzata alla scala 1:50.000 deriva dal rilevamento geologico di 16 sezioni alla scala 1:10.000 della Carta Tecnica Regionale della Regione Piemonte. Le interpretazioni riportate alla scala 1:50.000, opportunamente semplificate, sono quindi fondate su di una base dati di dettaglio superiore a quella presente nella banca dati CARG; essa sarà resa pubblica all'interno di altre iniziative editoriali e/o nel circuito delle pubblicazioni scientifiche a livello nazionale e internazionale.

I rilevamenti sono iniziati nella primavera 2005 e sono terminati nei primi mesi del 2010. Essi hanno preso spunto da documentazioni messe a disposizione dal personale scientifico del CNR-IGG, del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino e di ARPA Piemonte.

II - CRITERI E METODI

1. - CRITERI DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA

1.1. - SUCCESSIONE OLIGOCENICO-PLIOCENICA

La suddivisione della successione pre-aterniana del Foglio Acqui Terme riportata in legenda è basata su criteri litostratigrafici. Si è deciso di cartografare le unità litostratigrafiche in quanto il riconoscimento di questo tipo di unità è basato su criteri oggettivi e caratteristiche facilmente riconoscibili sul terreno.

All'interno della successione affiorante nel Foglio sono state inoltre riconosciute numerose superfici di discontinuità stratigrafica con differenti caratteristiche e diverso rango. Il loro riconoscimento e la loro correlazione riveste una notevole importanza per la ricostruzione dell'evoluzione tettonostratigrafica a scala regionale, in quanto esse sono correlate ai principali eventi deformativi. Per questo motivo nove superfici di discontinuità di rango maggiore sono state utilizzate per suddividere la successione pre-aterniana in otto unità a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, UBSU, CHANG, 1975) corrispondenti a sintemi, così come raccomandato dalle linee guida del Servizio Geologico Nazionale (AA.VV., 1992).

Le suddivisioni cartografiche del Foglio fanno riferimento solo alle unità litostratigrafiche e alle superfici di discontinuità che rappresentano i limiti dei sintemi. Questi compaiono solo nello schema stratigrafico a cornice, che rappresenta una sintesi dell'assetto stratigrafico della successione cartografata e che costitui-

sce il modello interpretativo dell'evoluzione tettonico-sedimentaria.

L'accezione del termine “superficie di discontinuità” utilizzata nel Foglio Acqui (come per i Fogli 157 Trino e 156 Torino Est) è la seguente: “superfici fisiche che separano rocce sedimentarie più antiche da altre più recenti, lungo le quali evidenze basate su criteri geometrici, sedimentologici, biostratigrafici e diagenetici permettono di evidenziare un'interruzione della sedimentazione di qualunque durata” (CLARI *et alii*, 1995). Il riconoscimento delle superfici di discontinuità è basato su criteri oggettivi che permettono di evidenziarne la presenza direttamente sul terreno, senza dover ricorrere sistematicamente all'analisi biostratigrafica. In tal senso, sono stati utilizzati i criteri proposti da CLARI *et alii* (1995) e DELA PIERRE *et alii* (2003) che prevedono la presenza, lungo la superficie, di almeno una delle seguenti evidenze:

- discordanza angolare;
- troncatura erosiva dei sedimenti sottostanti la superficie;
- brusco salto di facies, con sovrapposizione di facies non compatibili con la regola di Walther;
- indizi di tipo diagenetico, come la presenza di gallerie di bioturbazione di tipo *firm ground*.

Oltre alle suddette evidenze sono state considerate anche quelle concernenti le “brusche variazioni nella composizione degli apporti al bacino”.

Le superfici di discontinuità correlabili a scala dell'intero Foglio sono state utilizzate come limiti di sintema e correlate alle superfici di discontinuità riconosciute nel settore settentrionale del Bacino Terziario Piemontese (Foglio 156 Torino Est e Foglio 157 Trino), mantenendo la numerazione progressiva dalla più antica a quella più recente utilizzata in tali fogli. I limiti di sintema coincidono con limiti litostratigrafici che, nella maggior parte dei casi, corrispondono alla base di formazioni. Nel caso in cui i limiti di sintema corrispondano invece alla base di membri, le formazioni sono state suddivise in due diversi sintemi. Si rimarca quindi che i sintemi così individuati possono corrispondere ad una singola unità litostratigrafica oppure a raggruppamenti di più unità litostratigrafiche, anche di rango diverso.

1.2. - SUCCESSIONE QUATERNARIA

Le caratteristiche dei sedimenti fluviali affioranti nel Foglio, contraddistinti da un elevato grado di omogeneità litologica, non hanno consentito di utilizzare il classico approccio litostratigrafico che impedisce una dettagliata suddivisione della successione quaternaria. Per il riconoscimento e la distinzione delle unità continentali si è quindi ricorsi all'individuazione, alla correlazione e alla

gerarchizzazione delle superfici di discontinuità che separano i corpi rocciosi, approccio che ha consentito di riconoscere una serie di unità stratigrafiche a limiti inconformi (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units* = UBSU; CHANG, 1975; GERMANI *et alii*, 2003) come effettuato per la successione oligocenico-pliocenica, e conseguentemente di definire un modello interpretativo dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'area rilevata.

Il riconoscimento delle superfici di discontinuità è stato effettuato ricorrendo a criteri oggettivi quali la presenza di discordanze angolari, di disconformità erosionali e di paleosuoli. Nell'ambito della successione quaternaria sono stati seguiti i criteri di gerarchizzazione delle superfici forniti da MIALL (1996), applicati nell'analisi di successioni sedimentarie fluviali e basati sull'estensione areale delle discontinuità, sull'intervallo cronologico da esse sotteso e sui reciproci rapporti di intersezione.

Per valutare la distribuzione e i rapporti fra le forme e i depositi di modellamento fluviale è stata adottata la metodologia utilizzata da GELATI *et alii* (2010). A tal fine è stata realizzata una serie di profili longitudinali passanti per gli assi vallivi rettificati dei due rami del F. Bormida, del T. Erro e del T. Orba. Su di essi sono state proiettate le superfici di discontinuità e i lembi di depositi ad esse correlati. L'estrapolazione delle superfici di discontinuità e la correlazione dei lembi di depositi è stata effettuata sulla base dell'analisi delle caratteristiche interne dei sedimenti, della posizione topografica e degli elementi di datazione diretti ed indiretti in essi contenuti. L'estrapolazione delle superfici è inoltre stata confermata dall'analisi del grado di alterazione e di rimodellamento dei sedimenti che costituiscono i lembi di depositi preservati dall'erosione.

La correlazione delle superfici di discontinuità così individuate ha tuttavia comportato alcuni problemi operativi, in quanto queste sono spesso difficilmente visibili sul terreno poiché mascherate da estese coltri colluviali. Inoltre l'elevata velocità dei processi operanti nei rilievi delle Langhe e dell'Alto Monferrato ha reso estremamente frammentaria l'originaria successione stratigrafica. Le superfici di discontinuità presentano infatti una limitata continuità laterale, per effetto soprattutto della particolare dinamica dei corsi d'acqua a meandri incassati in roccia: la loro evoluzione si esplica soprattutto con una migrazione verso valle delle anse, con il conseguente scalzamento della base dei rilievi collinari e il rapido smantellamento delle forme conservate lungo i versanti. Infine, la combinazione dei meccanismi di migrazione dei meandri con l'approfondimento erosivo del reticolato idrografico dà luogo a un profilo trasversale fortemente asimmetrico delle superfici di appoggio basale (*ingrown meander*), determinando conseguenti difficoltà nella correlazione geometrica delle superfici stesse.

Tale metodologia ha tuttavia permesso di individuare una serie di superfici di discontinuità che materializzano tappe significative dell'evoluzione tettoni-

co-sedimentaria dell'area cartografata. Le superfici hanno consentito di definire altrettante unità a limiti inconformi che scandiscono altimetricamente i versanti. Le UBSU riconosciute in questo caso hanno un elevato valore cronostratigrafico: infatti i depositi in esse compresi sono stati depositi nello stesso intervallo di tempo e dovrebbero perciò registrare, seppure con modalità diverse, gli stessi fattori (climatici e tettonici) che ne hanno controllato la sedimentazione.

In carta sono state distinte e rappresentate in modo informale unità a limiti inconformi di diverso rango gerarchico. Con “subsintema” si è intesa una successione di sedimenti riferibile ad un determinato evento deposizionale, ben differenziabile da altri eventi poiché delimitato da discontinuità significative alla scala del bacino. Il termine “sintema” è stato invece riservato a successioni di depositi delimitate da discontinuità a valenza regionale, oppure ad una successione di depositi costituita da più eventi erosivo-deposizionali ma non suddivisibile in unità di rango inferiore per la limitatezza delle condizioni di affioramento; le superfici che definiscono i diversi sintemi riconosciuti nel Foglio coincidono sostanzialmente con nette variazioni nel grado di rimodellamento dei depositi che esprimono a loro volta la presenza di episodi di stasi evolutiva.

Diverso invece è il caso di quei depositi prodotti da eventi a carattere locale (es. il distacco di una frana), svincolati dalla combinazione dei fattori che controllano l'evoluzione complessiva di un bacino: anche se le discontinuità che delimitano gli accumuli di frana sono evidenti, il carattere episodico e circoscritto di questi fenomeni ha suggerito di raggruppare questi depositi nell'ambito delle “unità ubiquitarie”.

L'approccio stratigrafico basato sul riconoscimento delle superfici di discontinuità richiede imprescindibilmente che nella carta geologica vengano anche distinte tra loro quelle unità quaternarie continentali che, pur essendo in prima approssimazione coeve, appartengono a bacini sedimentari diversi. L'evoluzione di un determinato settore della superficie terrestre è infatti controllata da variabili climatiche, geodinamiche, litologiche e morfologiche. La combinazione di più fattori fa sì che ciascun bacino abbia una propria storia evolutiva e, in ultima analisi, una successione di forme e depositi che non è quasi mai direttamente correlabile con quella di un altro. Ciò ha comportato il riconoscimento di successioni sedimentarie distinte per ciascuno dei due maggiori collettori idrografici in cui si articola l'area del Foglio: il F. Bormida e il F. Tanaro.

1.3. - LE UNITÀ CAOTICHE

Nel corso dei rilevamenti del Foglio sono stati individuati intervalli di sedimenti a tessitura caotica, legati ad antichi fenomeni di franamento gravitativo

in massa (*mass-transport deposits*), di età serravalliano-tortoniana (complesso caotico di Rocca Grimalda, CGF) e di età messiniana (complesso caotico della Valle Versa, CTV).

Queste unità sono costituite da blocchi competenti (per es. carbonati, areniti o gessi) e da una prevalente frazione fine, assai mal esposta, per lo più costituita da lembi disarticolati di sedimenti poco consolidati (per es. siltiti e marne), che possono essere erroneamente scambiate per matrice sindeposizionale.

I rilevamenti effettuati sembrano indicare che nel loro insieme tali unità abbiano una tessitura *clast-supported* e che quindi i blocchi e le zolle di sedimenti poco consolidati non siano sostenuti da una vera e propria matrice fine sin-sedimentaria o che addirittura quest'ultima sia in realtà subordinata.

Proprio a causa di tale architettura e della percentuale di affioramento molto scarsa il CTV ed il CGF hanno creato molti problemi nella rappresentazione cartografica della composizione della frazione fine.

Infatti, mentre le masse competenti o cementate affiorano più facilmente e possono di conseguenza essere distinte come blocchi, la scarsa esposizione della frazione fine pelitica poco consolidata che ingloba i blocchi rende difficile effettuare precise osservazioni e distinzioni. Nei casi in cui è stato possibile individuare, all'interno della frazione fine, lembi di sedimenti poco consolidati sufficientemente continui da essere cartografati (ad es. nel caso del CTV), questi sono stati distinti in carta come zolle inglobate nella massa di fondo, che è stata complessivamente considerata come "matrice cartografica". Nei casi in cui, invece, l'insufficiente esposizione di tali lembi o zolle non ha permesso la loro delimitazione (caso del CGF), si è scelto di accorparli direttamente alla matrice cartografica. E' dunque necessario tenere conto del fatto che la percentuale di matrice sedimentaria (*blocks in matrix fabric*) è sovrastimata in carta, ma in realtà essa è subordinata o talora assente.

1.4. - LE STRUTTURE TETTONICHE

Le strutture tettoniche del Foglio Acqui Terme sono state rappresentate con un unico graficismo per ogni tipologia (faglie, superfici assiali di pieghe ecc.) in conformità alle disposizioni del Servizio Geologico Nazionale (AA.VV., 1992), accorpendo, per ragioni di semplicità, le diverse casistiche morfo-strutturali rilevate all'interno di ciascuna tipologia. Di conseguenza non è stato possibile creare graficismi per distinguere le strutture tettoniche che hanno dislocato tutta la successione o gran parte di essa, modificando significativamente i rapporti geometrici tra le unità stratigrafiche e spesso controllando l'evoluzione del reticolato idrografico, dalle strutture tettoniche attive soltanto per limitati intervalli

dell'evoluzione geologica ("paleofaglie") che, pur avendo condizionato l'evoluzione sedimentaria, dislocano solo parzialmente la successione stratigrafica e non corrispondono ad allineamenti strutturali o morfologici. La distinzione tra gli elementi appartenenti alle due classi è ricavabile soltanto sulla base del modello di evoluzione geologica presentato nelle Note illustrative.

Nelle aree a bassa densità d'affioramento, le strutture tettoniche possono essere riconosciute in base ad evidenze di tipo diretto o indiretto. Nel primo caso esse corrispondono a superfici di dislocazione (o a insiemi di superfici) delle quali è possibile definire le caratteristiche geometriche in base ad osservazioni mesoscopiche e a conseguenti interpolazioni alla macro e megascale. Nel secondo caso, invece, le evidenze delle strutture possono corrispondere, ad es., ad anomale variazioni laterali delle potenze o delle caratteristiche delle unità stratigrafiche e/o delle direzioni di immersione delle successioni, oppure ad incongruenze geometriche dei limiti formazionali, rilevabili alla scala del rilevamento di base (1:10.000).

Nel caso del Foglio Acqui Terme sono state riportate in carta soltanto le faglie maggiori (in base alla loro persistenza e/o entità del rigetto) che bordano o dislocano in modo significativo le unità tettoniche di riferimento. Per le faglie ad attività polifasica, ovvero caratterizzata da cinematismi diversi, si è scelto di rappresentare il senso di movimento corrispondente alla dislocazione di entità maggiore. In generale è stata riscontrata un'ampia casistica di interazioni tra fattori stratigrafici e tettonici (verificate all'interno del Foglio e in altre aree campione) che ha fornito i criteri per le scelte di rappresentazione cartografica, eseguite privilegiando in alcuni casi gli elementi stratigrafici, in altri quelli tettonici.

Inoltre, sono stati confrontati i caratteri strutturali evidenziati dalle interpretazioni delle linee sismiche di proprietà ENI, tracciate attraverso il dominio dell'Alto Monferrato, con quelli ricavati in superficie dallo studio della successione sedimentaria, al fine di ottenere una interpretazione dell'assetto strutturale congruente anche con i dati di sottosuolo. Questi ultimi hanno fornito quindi un importante punto di riferimento, permettendo la creazione di un modello geometrico e cinematico, di fatto utilizzato anche come guida per quelle scelte geologico-interpretative che avevano riflessi cartografici e di rappresentazione grafica (gerarchia dei sistemi strutturali, ipotesi sulla lunghezza delle linee di faglia in superficie, geometrie caratteristiche dei sistemi strutturali e delle loro intersezioni ecc.).

2. - CRITERI BIOSTRATIGRAFICI

Le attribuzioni di età alle unità litostratigrafiche del Foglio sono basate sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei per l'Oligocene e il Miocene e sulla bio-

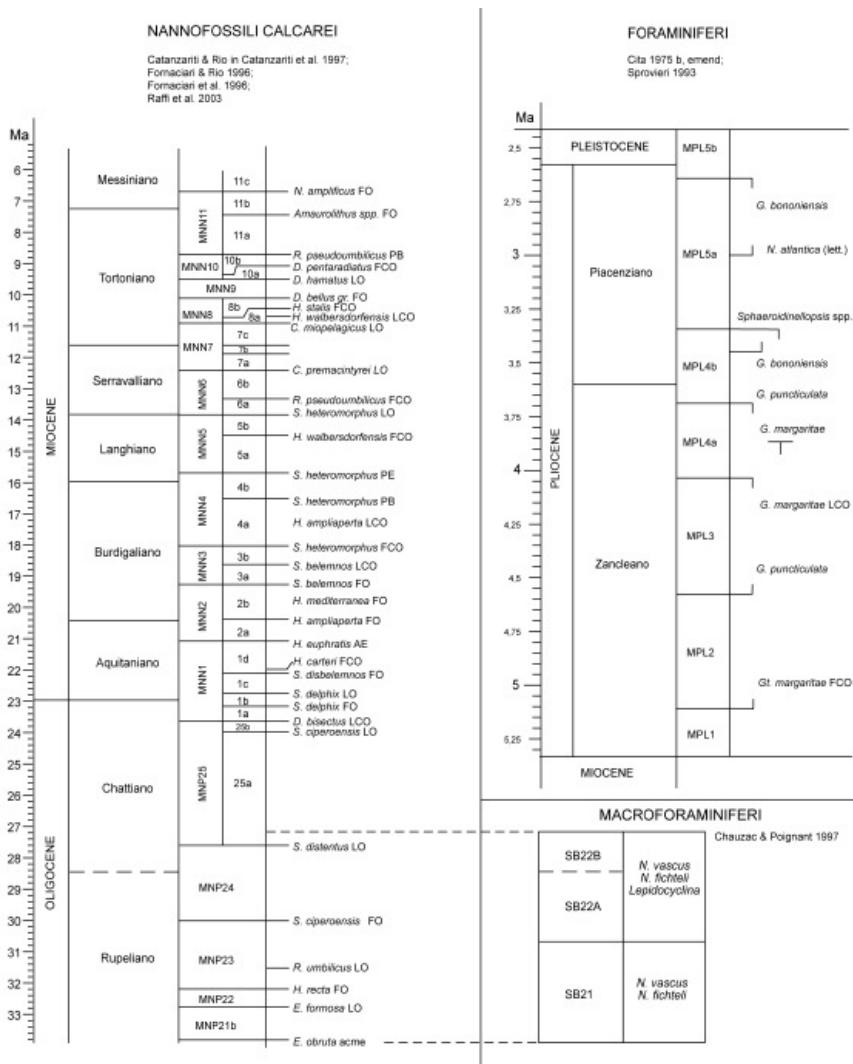


Fig. 2 - Schemi biostratigrafici utilizzati. FO-LO = prima presenza - ultima presenza del taxon; FCO-LCO = prima presenza - ultima presenza comune e continua del taxon; AE = fine dell'acme del taxon; PB-PE = inizio e fine del paracme del taxon. Scala cronostatigrafica: GRADSTEIN et alii (2004).

stratigrafia a foraminiferi planctonici per il Pliocene. Per la datazione delle unità marine grossolane oligoceniche è stata utilizzata la biostratigrafia basata sui macroforaminiferi (Fig. 2). Lo schema tempo utilizzato fa riferimento allo schema geocronologico e cronostratigrafico proposto da GRADSTEIN *et alii* (2004). Per l'intervallo Oligocene-Miocene sono state utilizzati i seguenti schemi biostratigrafici per il Mediterraneo basati sui nannofossili calcarei: CATANZARITI & RIO in CATANZARITI *et alii* (1997) per l'Oligocene; FORNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore; FORNACIARI *et alii* (1996) per il Miocene medio; RAFFI *et alii* (2003) per il Miocene superiore. Per l'Oligocene è stato utilizzato anche lo schema biostratigrafico basato sui macroforaminiferi di CAHUZAC & POIGNANT (1997), che è stato correlato allo schema di CATANZARITI & RIO in CATANZARITI *et alii* (1997). Per il Pliocene è stato utilizzato lo schema biostratigrafico per il Mediterraneo basato sui foraminiferi planctonici proposto da CITA (1975) e modificato da RIO *et alii* (1994).

Lo studio dei nannofossili calcarei è stato effettuato al microscopio ottico polarizzato con ingrandimento 1250X. L'analisi delle associazioni è stata di tipo quantitativo, utilizzando i metodi proposti e discussi in BACKMAN & SHACKLETON (1983) e RIO *et alii* (1990). Lo studio dei foraminiferi è stato realizzato mediante l'osservazione dei residui di lavaggio al microscopio ottico a luce riflessa, dotato di obiettivi con ingrandimenti da 6,4X, 16X e 40X. E' stata effettuata la determinazione tassonomica delle specie sia planctoniche sia bentoniche presenti nei residui al fine di avere una visione complessiva della presenza o assenza delle varie specie ed effettuare le relative considerazioni biostratigrafiche. Lo studio dei macroforaminiferi è avvenuto su sezioni equatoriali ed assiali di esemplari isolati, al microscopio ottico in luce riflessa.

III - STUDI PRECEDENTI

Le unità geologiche del Foglio Acqui Terme possono essere suddivise in due grandi insiemi:

- le unità metamorfiche appartenenti al Dominio Pennidico del sistema orogenetico delle Alpi occidentali;
- le successioni sedimentarie sin-orogeniche, prevalentemente terrigene, appartenenti al cosiddetto Bacino Terziario Piemontese *Auct* (BTP).

1. - UNITÀ METAMORFICHE

Le unità di substrato metamorfico rappresentate nel Foglio Acqui Terme appartengono al Dominio Pennidico delle Alpi occidentali, sistema strutturale maggiore costituito da un insieme di unità tettoniche metamorfiche di mantello e di crosta sia oceanica sia continentale, giustapposte in modo complesso all'interno del prisma orogenico nel corso dell'evoluzione alpina.

In particolare, nell'area del Foglio Acqui Terme affiorano sia rocce di crosta continentale (Unità tettonometamorfica Valosio) sia rocce ad affinità oceanica rappresentate da metaofioliti e relative associazioni di copertura (Unità tettonometamorfica Voltri *sensu* CAPPONI & CRISPINI, 2008).

1.1. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VALOSIO

L'Unità tettonometamorfica Valosio (Massiccio Cristallino di Valosio; Unità del T. Visone *Auct.*), è un'unità polimetamorfica di crosta continentale affiorante in un areale di 2,86 km², a circa 8 km a SE di Acqui Terme. Questa unità è in contatto tettonico sia con la successione oligocenico-miocenica del BTP, sia con il margine settentrionale dell'Unità Voltri ed è particolarmente ben espressa nella regione del M. Laione compresa tra gli abitati di Grognardo e di Valosio.

A causa della sua peculiare associazione litostratigrafica e collocazione strutturale, l'Unità tettonometamorfica Valosio è stata oggetto di numerosi studi già a partire dagli anni '30 del XX secolo.

Nel 1935, PERETTI segnala la presenza a Sud di Acqui Terme, di un complesso a forma di cupola asimmetrica costituito da scisti cristallini "sicuramente pre-triassici" affioranti al di sotto di calcescisti con pietre verdi; il locale parallelismo tra la superficie di contatto dei due complessi e le loro scistosità interne, induce l'Autore a definire il contatto come "apparentemente normale". In un lavoro successivo, ROVERETO (1939), ritiene invece i contatti con i calcescisti decisamente "trasgressivi" e suggerisce una possibile analogia tra le rocce dell'Unità Valosio e quelle dei complessi di basamento brianzonesi di Savona e Calizzano. Inoltre, per giustificare la lacuna stratigrafica tra le rocce di crosta continentale e i sovrastanti calcescisti con ofioliti, Rovereto ipotizza l'asportazione di eventuali coperture triassiche carbonatiche ad opera di una fase trasgressiva liassica.

Negli anni '50 riprendono gli studi sull'Unità Valosio. CONTI (1950, 1955) suggerisce la correlazione tra le rocce di questa unità e quelle del complesso di Savona e ritiene inoltre primario il contatto con i calcescisti dell'Unità Voltri. Questa ipotesi è condivisa da PASQUARÈ (1958) secondo il quale il complesso di basamento savonese costituirebbe il substrato dell'unità Voltri e l'Unità Valosio ne rappresenterebbe una scaglia traslata a causa della tettonica alpina.

Nel decennio successivo dopo il lavoro sulla Formazione di Pianfolco di CHARRIER *et alii* (1964), dove le rocce dell'Unità Visone vengono citate in modo generico come "Preoligocene" nella legenda della carta allegata, escono alcuni lavori di dettaglio profondamente influenzati dai modelli dell'epoca che proponevano la metasomatosi come principale processo petrogenetico. BRUNO (1965), studiando la petrografia delle rocce dell'Unità Valosio, ipotizza un'origine migmatitica per gneiss occhiadini e listati legata a "feldspatizzazione alcalina" epizonale. BELLINI (1966), studia e descrive in dettaglio la litostratigrafia e l'assetto strutturale del M. Laione identificando e descrivendo in dettaglio sia sistemi di zone milonitiche interne agli gneiss sia fasce cataclastiche di lunghezza pluriettometrica che tagliano i diversi termini della associazione litostratigrafica. Gli gneiss dell'Unità Valosio, ritenuti diversi da quelli brianzonesi del savonese su base petrografica,

vengono riferiti a una successione autoctona e continua, con al tetto i calcescisti dell'Unità Voltri. Gli stessi gneiss ("embrechiti occhiadine") vengono considerati dall'Autore il prodotto di trasformazioni metasomatiche di originarie filladi calcarifere appartenenti al complesso dei calcescisti e come tali avrebbero quindi età mesozoica. In un lavoro successivo GUILLAUME (1969) propone la correlazione tra l'Unità Valosio e la scaglia di crosta continentale di Pradleves (CN) distante circa 90 km. Secondo questo Autore, la notevole distanza di separazione sarebbe riferibile agli effetti di una zona di taglio crostale a direzione E-W, responsabile inoltre della dislocazione delle anomalie gravimetriche positive tra Ivrea e Cuneo.

Successivamente FORCELLA *et alii* (1973) forniscono un importante contributo per la comprensione del significato strutturale e geologico di questa Unità, che viene finalmente distinta dall'Unità Voltri, in quanto viene riconosciuta e descritta la natura tettonica della loro superficie di contatto, immergente debolmente verso Ovest. Gli Autori evidenziano l'eterogeneità dell'associazione litostratigrafica rappresentata da termini sovrapposti in apparente successione stratigrafica e suggeriscono una derivazione da protoliti sedimentari per le metamorfite acide e per parte di quelle basiche. L'evoluzione metamorfico-strutturale proposta è caratterizzata da due principali eventi sin-metamorfici, dei quali il primo prealpino in facies anfibolitica ad almandino, mentre al secondo, di età alpina, viene correlato lo sviluppo pervasivo di foliazioni metamorfiche in facies scisti verdi. A causa della generale scarsità di paragenesi metamorfiche riferibili a stadi di alta pressione, gli Autori tendono a escludere un coinvolgimento dell'Unità Valosio nei processi di subduzione eoalpini, e i rari relitti paragenetici di alta pressione andrebbero riferiti alla sovrapposizione tettonica dell'Unità Voltri. Sulla base di compatibilità litostratigrafiche e metamorfiche viene infine proposta una correlazione con l'Unità Dora-Maira ipotizzando che l'Unità Valosio appartenga a un grande volume di crosta continentale di età prealpina attualmente sepolto al margine interno della catena.

In occasione del convegno sulla geologia delle Alpi Liguri, CORTESOGNO (1984) in una sintesi sullo stato delle conoscenze relative al substrato pre-mesozoico delle Alpi Liguri, evidenzia le peculiarità dell'Unità Valosio, caratterizzata da una evoluzione metamorfica polifasica alpina (da *climax* eclogitico a facies scisti verdi), dalla assenza di coperture, dalla sua posizione in finestra tettonica al di sotto della Unità Voltri e dalla scarsa preservazione delle tracce dell'evento metamorfico prealpino in facies anfibolitica. In accordo con FORCELLA *et alii* (1973), l'Unità Valosio viene considerata come un possibile elemento di substrato del dominio pre-piemontese.

Nel 1991, CABELLA *et alii* pubblicano un lavoro focalizzato sui principali caratteri geologici, petrologici e strutturali dell'Unità Valosio, denominata "Unità del Torrente Visone". Gli Autori distinguono due complessi principali sovrappo-

sti, suddivisione che viene adottata anche da altri autori in lavori successivi e in queste Note Illustrative, con alcune modifiche. Il complesso basale, di tipo gneissico è costituito da ortogneiss occhiadini e paragneiss, con locali intercalazioni di marmi calcareo-dolomitici, quarzoscisti, metaconglomerati, micascisti e intercalazioni lenticolari di metabasiti. Sono inoltre presenti livelli milonitici a matrice criptocristallina, (pseudotachiliti e ultramiloniti) intercalati negli ortogneiss occhiadini e già segnalati da BELLINI (1966) e FORCELLA *et alii* (1973). Segue verso l'alto un complesso a prevalenti marmi a silicati e micascisti, al quale vengono riferiti livelli di potenza da decimetrica a decametrica di metabasiti ai quali, secondo questi Autori, sarebbero inoltre associati termini ultrabasici. Sulla base dei caratteri composizionali e tessiturali e dei rapporti transizionali con i metasedimenti incassanti, gli Autori suggeriscono una derivazione degli ortogneiss da un protolite riolitico e correlano la successione di paragneiss, quarzoscisti e marmi, a una successione clastica a diverso grado di maturità, mentre le metabasiti vengono correlate a originarie colate basiche. L'evoluzione metamorfico-strutturale alpina risulterebbe caratterizzata da tre eventi deformativi scistogeni-plicativi, del quale il primo sin-eclogitico (550 ± 30 °C/1,5 GPa stimati mediante geotermobarometria su coppie Grt-Omp nelle metabasiti), il secondo coevo con condizioni metamorfiche di transizione tra la facies eclogitica e quella scisti verdi, mentre al terzo andrebbe correlato lo sviluppo di clivaggi spazati e strutture plicative. La superficie di contatto tra i due complessi sarebbe deformata dalle pieghe riferite alla seconda fase alpina, mentre il sovrascorrimento dell'Unità Voltri, andrebbe collocato tra il secondo e il terzo evento deformativo. All'Unità Valosio viene attribuita un'età pre-“varisica” sia sulla base delle affinità litostratigrafiche con altri complessi simili dell'arco alpino sia per la presenza di una foliazione relitta considerata un relitto strutturale del metamorfismo ercinico. Queste conclusioni vengono riprese in un successivo lavoro di CORTESOGNO *et alii* (1993).

L'evoluzione metamorfica delle eclogiti associate alla Unità Valosio, viene studiata in dettaglio da MESSIGA *et alii* (1992) al fine di confrontare le traiettorie decompressionali di riesumazione delle eclogiti dell'Unità Valosio con quelle di altre unità delle Alpi occidentali. I risultati di questo studio indicano come le eclogiti dell'Unità Valosio siano correlabili all'evento eo-alpino, con traiettorie decompressionali di tipo adiabatico, caratterizzate cioè da rapide velocità di risalita, carattere che permette di classificarle come eclogiti di bassa temperatura, simili a quelle dell'Unità Dora Maira. Inoltre le traiettorie di riesumazione dell'Unità Voltri sono confrontabili soltanto per l'intervallo di bassa pressione e questo potrebbe essere indicativo della giustapposizione tettonica delle due unità durante gli ultimi stadi decompressionali a profondità minori di 10 km.

L'assetto strutturale dell'Unità Valosio è in seguito analizzato da D'ATRI *et alii* (1997) in un lavoro relativo alla tettonica oligo-miocenica dell'Alto Monferrato,

dove si evidenzia il condizionamento operato dalle strutture sin-metamorfiche delle Unità Valosio e Voltri sullo sviluppo dei principali sistemi di zone di taglio fragili regionali.

In un successivo lavoro di sintesi sul basamento pre-Namuriano delle Alpi Liguri, GAGGERO *et alii* (2004), ribadiscono la pertinenza pre-piemontese dell'Unità Valosio in virtù anche della sua implicazione tettonica con la crosta oceanica, indicativa di una origine paleogeografica più interna rispetto alle unità di basamento pre-mesozoico delle Alpi Liguri; per le serpentiniti che nei lavori precedenti venivano associate al complesso superiore non viene esclusa una loro giustapposizione tettonica di età alpina (ipotesi condivisa anche in queste Note illustrative). Secondo gli Autori, la presenza di relitti tessiturali e minerali pre-alpini (Bt-Ms negli gneiss; Grt-Zo-Bt-Ms nei metasedimenti), sarebbe indicativa di un'età pre-Namuriana e, sulla base delle analogie con le metarioliti ordoviciane (Porfiroidi) della Sardegna, delle Alpi Meridionali e della Toscana, sarebbe proponibile un'età medio-tardo ordoviciane per le metarioliti del complesso inferiore.

Un modello di evoluzione strutturale tardo-metamorfica dell'Unità Valosio e di quelle adiacenti, è infine proposto nel lavoro di PIANA *et alii* (2006), dove sono analizzate le relazioni tra i sistemi di zone taglio post-metamorfiche e la circolazione di fluidi carbonatici.

1.2. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VOLTRI

L'unità tettonometamorfica Voltri comprende la maggior parte delle associazioni litologiche di crosta oceanica e di mantello precedentemente ascritte al Gruppo di Voltri *Auct.* Questo termine era stato coniato da ISSEL (1892) per descrivere le rocce affioranti nel settore compreso tra Savona, Sestri Ponente, Voltaggio e Valosio, area che era stata già studiata e rappresentata da PARETO (1846) nella sua "Carta Geologica della Liguria marittima".

Le associazioni di metaofioliti e metasedimenti del Gruppo di Voltri, similmente alle altre unità analoghe delle Alpi occidentali, sono state oggetto nel corso del XIX secolo di accese dispute relative alla loro età con attribuzioni al pre-Paleozoico (PELLATI, 1881), Paleozoico (GASTALDI, 1871), Eocene superiore (DE STEFANI, 1881), pre-Miocene (CAPELLINI, 1862) e Miocene (SIGNORILE, 1872). Il contributo più significativo è comunque legato ai numerosi lavori di FRANCHI svolti nelle Alpi liguri (1896; 1900; 1902; 1906; 1915) grazie ai quali fu possibile assegnare a queste rocce un'età mesozoica uguale a quella determinata sempre da FRANCHI (1898), per le unità di calcescisti della Val Grana.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale del Gruppo di Voltri, è possibile distinguere una prima serie di interpretazioni prettamente di tipo autoctonistico come

ad esempio quella di (Rovereto, 1891), che propone per il Gruppo di Voltri un assetto tettonico caratterizzato da pieghe regionali delimitate da sistemi di faglie regionali e un comportamento da “massiccio cristallino rigido (Diagonalhorst)”, tale da influenzare la propagazione della deformazione sia nell’Appennino sia nel complesso di basamento del Savonese. Anche FRANCHI (1918), convinto sostenitore delle idee autotettonistiche, riconosce comunque la natura tettonica dei contatti del Gruppo di Voltri rispetto alle rocce del complesso di basamento di Savona.

Negli anni successivi, i modelli faldistici della catena alpina come ad esempio quello proposto nello storico lavoro di ARGAND (1916), cominciano a venire proposti anche per le Alpi liguri e per il Gruppo di Voltri in particolare, che viene riferito sia al sistema austroalpino (STAUB, 1932), che al penninico superiore sia da KOBER (1927) che dallo stesso STAUB (1942), limitatamente alle rocce affioranti nella zona del Passo del Turchino. Lo stesso ROVERETO (1893), dopo avere sostenuto i modelli autotettonistici, condivide le ipotesi faldistiche e posiziona il Gruppo di Voltri a fianco della falda Ligure-Toscana e al di sopra della falda del Gran San Bernardo, rappresentata secondo l’Autore dal complesso di basamento del savonese. Infine STAUB (1951), assegna alle zone di deformazione regionale come ad esempio la Linea Sestri-Voltaggio, un ruolo fondamentale per lo sviluppo della struttura regionale del Gruppo di Voltri.

Dopo alcuni lavori a carattere litostratigrafico e strutturale come ad esempio quelli di PASQUARÈ (1958) e CORTEMIGLIA (1963), lo studio del Gruppo di Voltri riceve un impulso significativo dalla realizzazione della II edizione Foglio Genova alla scala 1:100.000 (ALLASINAZ *et alii*, 1971). Nel corso degli anni ’70, vengono infatti svolti numerosi studi di dettaglio relativi agli aspetti strutturali e petrografici (CHIESA *et alii*, 1975, 1976; CHIESA & ROSSI, 1976; FORCELLA, 1976; MESSIGA *et alii*, 1977). In particolare nel lavoro di CHIESA *et alii* (1975), che risente in modo più evidente degli stimoli dei nuovi modelli orogenetici della catena alpina basati sulla tettonica a placche (DAL PIAZ, 1974a, 1974b), viene proposto un modello geologico al quale faranno riferimento tutti i lavori degli anni successivi. Gli Autori riconoscono la presenza di tre associazioni litologiche principali, due metamorfiche a rocce gabbro-peridotitiche metamorfiche e vulcano-sedimentarie metamorfiche e una apparentemente priva di sovraimpronta metamorfica alpina costituita da peridotiti tettonitiche. Sulla base dei caratteri petrografico-strutturali viene proposto da questi Autori un assetto interno caratterizzato da un sistema composito di unità strutturali “elementari”: Beigua, Ponzema, San Luca - Colma e Varazze, costituite prevalentemente da ultramafiti, gabbri ed eclogiti; Alpicella, Ortiglio, Voltri - Rossiglione e Palmaro - Caffarella, a prevalenti metasedimenti e metavulcaniti basiche, ed infine in posizione sommitale nella pila delle falde l’Unità Erro-Tobbio costituita da lherzoliti tettonitiche con subordinate duniti e

pirosseniti. Nel modello di evoluzione geodinamica proposto nel lavoro, che oltre al Gruppo di Voltri considera anche le unità liguridi, viene ipotizzato l'impilamento, durante la fase di collisione continentale, delle unità precedentemente subdotte seguito dallo sviluppo progressivo di zone di taglio regionali caratterizzate dalla progressiva rotazione da direzioni circa E-W a N-S. Questo processo avrebbe impartito un effetto roto-traslazionale antiorario alle diverse unità a scala regionale.

Nei due decenni successivi si assiste a un ulteriore impulso delle ricerche sui caratteri petrografici e metamorfici del Gruppo di Voltri. Gli aspetti generali del metamorfismo e delle successioni ofiolitiche sono ad esempio trattati da CHIESA *et alii* (1977), CORTESOGNO & VENTURELLI (1978), CORTESOGNO *et alii* (1979), CIMMINO *et alii* (1981), PICCARDO (1984), mentre tra i lavori rivolti a specifiche associazioni di litotipi vanno ricordati quelli di CORTESOGNO *et alii* (1977), PICCARDO *et alii* (1979), MESSIGA & PICCARDO (1980) per quanto riguarda le metabasiti e quello di CIMMINO & MESSIGA (1979) per i metasedimenti. Tutti questi studi propongono un'evoluzione metamorfica analoga a quella del resto delle unità piemontesi dell'arco alpino occidentale, con un primo stadio di alta pressione e bassa temperatura legato alle fasi di subduzione seguito, durante la riesumazione dei materiali subdotti, dallo sviluppo di paragenesi metamorfiche tipiche di pressioni decrescenti fino ad arrivare a una pervasiva riequilibrio regionale in facies scisti verdi.

Parallelamente prosegue l'analisi geologico-strutturale di dettaglio delle diverse unità del Gruppo di Voltri (D'ANTONIO *et alii*, 1984, AMENDOLIA & CAPPONI, 1985; CAPPONI *et alii*, 1988; CAPPONI, 1987, 1991; CRISPINI & CAPPONI, 1997; CAPPONI & CRISPINI, 1997; CRISPINI & FREZZOTTI, 1998), grazie alla quale viene ricostruito un quadro deformativo sin-metamorfico di tipo polifasico, particolarmente ben preservato nelle associazioni di metasedimenti. Dai dati raccolti è evidente come queste rocce, a causa delle loro caratteristiche reologiche, abbiano rappresentato siti di concentrazione preferenziale della deformazione e dei processi di riequilibrio metamorfico. Questo fenomeno ha favorito la ripartizione eterogenea della deformazione con il conseguente sviluppo di sistemi di zone di taglio di estensione regionale e di potenza plurichilometrica che avvolgono porzioni rocciose a ridotta quantità di deformazione, al cui interno sono preservati i relitti mineralogico-tessiturali della intera storia evolutiva delle diverse associazioni litologiche (CAPPONI *et alii*, 1994).

La ricostruzione accurata della evoluzione metamorfico-strutturale resa possibile dalle ricerche condotte in modo capillare nelle diverse associazioni litologiche del Gruppo di Voltri, ha inoltre permesso di verificare e mettere in discussione il modello di suddivisione del Gruppo di Voltri proposto da CHIESA *et alii* (1975).

I nuovi dati dimostrano infatti come solo due unità della precedente suddivi-

sione siano caratterizzate da condizioni metamorfiche di *climax* apparentemente discordanti e più precisamente le Unità Palmaro - Caffarella e Varazze, caratterizzate rispettivamente da paragenesi in facies scisti blu e in scisti verdi. E' inoltre evidente che se le paragenesi dell'Unità Varazze rappresentassero effettivamente le condizioni di *climax* metamorfico, le rocce di questa unità non sarebbero state coinvolte nei processi subduittivi.

Anche per l'Unità Erro - Tobbio è stata ricostruita un'evoluzione metamorfico-strutturale diversa da quella proposta in precedenza. Questa unità, costituita da lherzoliti tettonitiche con livelli di pirosseniti e corpi dunitici, è collocata al di sopra di tutte le altre unità lungo zone di taglio fragili prevalentemente sub-orizzontali ed è sempre stata ritenuta priva di paragenesi riconducibili al *climax* eoalpino eclogitico, in quanto sia le paragenesi statiche che quelle sin-deformative sono correlabili all'ambiente di mantello e non al metamorfismo del ciclo alpino. Sulla base di questi dati sembrava sensato ritenere le peridotiti una scaglia di mantello insubrico non coinvolta negli eventi deformativo-metamorfici alpini.

A partire dagli anni '90 una numerosa serie di studi ha tuttavia dimostrato come anche le rocce dell'Unità Erro - Tobbio preservino i relitti paragenetici e tessiturali del metamorfismo alpino di alta pressione-bassa temperatura (PICCARDO *et alii*, 1988; CAPPONI & CRISPINI, 1990; DRURY *et alii*, 1990; HOOGERDIJN STRATING, 1990; HOOGERDIJN STRATING *et alii*, 1990, SCAMBELLURI *et alii*, 1991, 1995). Tutti questi lavori mettono in luce una eterogeneità spazio-temporale della distribuzione della deformazione (*strain partitioning*) analoga a quella che ha interessato le associazioni di metasedimenti con la deformazione e le riequilibrazioni metamorfiche prevalentemente concentrate in corrispondenza di sistemi anastomosati di zone di taglio al cui interno sono presenti corpi di peridotiti indeformate di dimensioni anche pluri-ettometriche, i quali preservano i relitti mineralogico-tessiturali dell'evoluzione pre-alpina di mantello.

Per quanto riguarda l'età di messa in posto delle peridotiti, sembra sensato correlarla alla fase tettonica del Miocene inferiore descritta da PIANA *et alii* (1997), CAPPONI *et alii* (1999), CAPPONI & CRISPINI (2002), evento deformativo responsabile della creazione di sistemi di pieghe e sovrascorrimenti con vergenza media verso NE, che hanno interessato sia le rocce del substrato metamorfico sia le successioni pre-mioceniche del Bacino Terziario Piemontese.

Tra i più recenti contributi inerenti a questo settore delle Alpi liguri vanno infine segnalati quello di FEDERICO *et alii* (2009), che discute della possibile formazione all'interno di canali di subduzione di *mélanges* serpentinitici cartografati nel Gruppo di Voltri e quello di CRISPINI *et alii* (2009) relativo alla tettonica transpressiva terziaria al limite tra le Alpi occidentali e l'Appennino settentrionale.

Sulla base di questi dati, in pieno accordo con gli autori del nuovo Foglio Genova alla scala 1:50.000, si ritiene più corretto abbandonare l'uso del termine

“Gruppo di Voltri” a favore di quello di “Unità tettonometamorfica Voltri” al cui interno sono comprese come formazioni quelle che prima venivano considerate come unità tettoniche distinte. Le uniche eccezioni sono costituite dalle Unità Palmaro - Caffarella e Varazze che, come accennato in precedenza, sono caratterizzate da condizioni di *climax* metamorfico diverse.

2. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA

La successione sedimentaria del Bacino Terziario Piemontese (BTP) ha da lungo tempo attirato l'attenzione dei geologi, sia per gli aspetti paleontologico - stratigrafici, sia per quelli geodinamici, in relazione alla particolare collocazione del BTP nella zona di giunzione tra la catena alpina ed appenninica.

I primi lavori sull'assetto geologico del Bacino Terziario Piemontese comprendenti il settore dell'Alto Monferrato risalgono alla seconda metà dell'800. GASTALDI (1862, 1872) presenta una prima descrizione geologica del Piemonte. PARETO (1846) divide la successione miocenica del BTP in tre piani (Bormidiano, Langhiano, Serravalliano) sulla base delle caratteristiche litologiche dei sedimenti. A questo periodo risale la monumentale monografia di BELLARDI & SACCO (1872-1904) in cui sono descritte le associazioni fossili a molluschi del Bacino Terziario Piemontese, comprese quelle provenienti da località dell'Alto Monferrato.

Un contributo fondamentale alle conoscenze sul Bacino Terziario Piemontese viene dalla monografia di SACCO (1889-1890) dedicata al “Bacino Terziario e Quaternario del Piemonte” dove viene descritta minuziosamente la successione stratigrafica dell'Alto Monferrato per quanto riguarda sia i caratteri litologici sia quelli paleontologici. A Sacco si deve l'introduzione di una terminologia cronostatigrafica per i sedimenti del Bacino Terziario Piemontese (Liguriano, Gassiano, Tongriano ecc.) adottata anche nella prima edizione dei Fogli Genova ed Alessandria della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.

Relativamente alla zona di Acqui Terme, i primi lavori pubblicati si occupano principalmente del Calcare di Acqui, a partire da MAYER-EYMAR (1877), per continuare con la monografia dedicata ai dintorni di Acqui di DE ALESSANDRI (1900). Seguono i lavori di ROVERETO (1939), che riguardano tutta la successione oligocenico-miocenica inferiore.

Negli anni '60, vengono pubblicati importanti lavori sulle successioni basali del Bacino Terziario Piemontese dell'Alto Monferrato. VERVLOET (1966) descrive dal punto di vista stratigrafico e micropaleontologico la successione terziaria del Piemonte meridionale, mentre LORENZ (1968) pubblica un'importante monografia dove descrive in dettaglio la successione oligocenico-miocenica inferiore

dell'Alto Monferrato, ricostruendo con chiarezza il quadro cronostratigrafico e paleogeografico di questo intervallo di tempo. Negli stessi anni, GELATI (1967, 1968) rivede il quadro litostratigrafico delle Langhe, descrivendo in dettaglio le formazioni oligocenico-mioceniche affioranti e definendo le sezioni di riferimento delle differenti unità. Contemporaneamente FRANCESCHETTI (1967) pubblica un lavoro dedicato alla geologia dell'area ad Ovest di Ovada, in cui viene descritta l'evoluzione oligocenico-miocenica di questo settore.

Negli anni successivi vengono pubblicati il Foglio Alessandria (1969) e il Foglio Genova (1971) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 con le relative note illustrative (BONI & CASNEDI, 1970; ALLASINAZ *et alii*, 1971) che propongono una revisione approfondita della successione stratigrafica dell'Alto Monferrato.

Negli stessi anni vengono pubblicati diversi lavori sia paleontologici sia stratigrafici sui depositi carbonatici e glauconitici del Miocene inferiore affioranti nei dintorni di Acqui Terme in cui ne vengono definiti l'età ed il significato stratigrafico e paleogeografico (GELATI, 1969; NICORA, 1971; SCHÜTTENHELM, 1976).

A scala di tutto il BTP, nuove indagini geofisiche effettuate negli anni '90 (MILETTO & POLINO, 1992; BIELLA *et alii*, 1997; BOZZO *et alii*, 1992) consentono una migliore definizione dell'assetto strutturale della crosta superiore del settore piemontese meridionale e dell'evoluzione dei bacini sedimentari su di essa impostati, nel quadro delle nuove interpretazioni dell'orogeno alpino come catena a doppia vergenza (ROURE *et alii* 1990, 1996). Viene riconosciuto il sovrascorrimiento profondo del basamento metamorfico alpino (su cui poggiano le successioni delle Langhe e dell'Alto Monferrato) sulle unità liguridi e sul relativo basamento appenninico-sudalpino durante le fasi meso-alpine paleogeniche; questa discontinuità crostale corrisponde in affioramento alla Zona Sestri-Voltaggio e viene interpretata come un retroscorrimento paleogenico della catena alpina a doppia vergenza.

Negli anni '80 e '90 la stratigrafia della parte meridionale del BTP viene rivista seguendo l'ottica moderna della stratigrafia sequenziale. Vengono pubblicati diversi lavori in cui la successione oligocenico-miocenica viene suddivisa in sequenze deposizionali messe in relazioni a variazioni relative del livello del mare di tipo eustatico ma soprattutto tettonico (GELATI & GNACCOLINI, 1988; D'ATRI, 1990a, b; D'ATRI, 1995; GNACCOLINI *et alii*, 1990; GELATI *et alii*, 1993; GNACCOLINI & ROSSI, 1995; GNACCOLINI *et alii*, 1999). In seguito altri lavori hanno inquadrato in modo più moderno la successione del BTP, mettendo in evidenza l'importanza del riconoscimento delle superfici di discontinuità stratigrafica maggiori per individuare le tappe salienti dell'evoluzione tettonico-sedimentaria del settore meridionale del BTP (MUTTI *et alii*, 1995, 2002).

Parallelamente sono stati prodotti lavori finalizzati alla comprensione dell'as-

setto stratigrafico e strutturale della successione oligocenico-miocenica dell'Alto Monferrato (GHIBAUDO *et alii*, 1985; D'ATRI, 1990a; D'ATRI *et alii*, 1997; PIANA *et alii*, 1997; D'ATRI *et alii*, 2002; PIANA *et alii*, 2006). In questi lavori viene messo in evidenza come la successione dell'Alto Monferrato sia stata interessata da una tettonica compressiva intraoligocenica e inframiocenica (D'ATRI *et alii*, 1997; CAPPONI *et alii*, 1999) che ha determinato il sovrascorrimento, verso ENE, delle unità del substrato metamorfico alpino (Unità Tettonometamorfica Voltri) sulla successione oligocenica. Questa tettonica, sigillata da depositi di età burdigaliana, ha determinato un parziale sollevamento e inversione del bacino oligocenico dell'Alto Monferrato.

Contemporaneamente, lavori di carattere stratigrafico-sedimentologico e biostratigrafico vengono indirizzati alla ricostruzione tettonico-sedimentaria del BTP durante il Miocene medio-superiore (GHIBAUDO *et alii*, 1985; CAPRARA *et alii*, 1985; DALLA *et alii*, 1992; MUTTI *et alii*, 2002).

Questi lavori hanno per la prima volta messo in evidenza importanti eventi deformativi e di strutturazione del BTP, che hanno fortemente condizionato la sedimentazione, soprattutto durante il Langhiano inferiore ed il Serravalliano.

Tali episodi deformativi avrebbero infatti intensamente contribuito ad articolare in direzione Est-Ovest il bacino ed a sviluppare condizioni di margine di bacino, nel settore orientale (Borbera-Grue), e persistenti condizioni bacinali profonde, nel settore occidentale (Langhe). Secondo le ricostruzioni proposte in questi lavori, l'attuale area dell'Alto Monferrato, in cui ricade il Foglio Acqui Terme, andrebbe interpretata come la zona di raccordo, a controllo strutturale, che connetteva durante il Langhiano-Serravalliano il settore di alto strutturale della zona Borbera Grue al settore bacinale delle Langhe.

In alcuni di questi stessi lavori viene evidenziato inoltre un importante evento di *tilting* e strutturazione tardo serravalliana(?)-ortoniana, testimoniato in affioramento dalle brusche variazioni laterali di facies e di potenza dei depositi di piattaforma e scarpata, complessivamente conosciuti nel BTP come marne di Sant'Agata Fossili. Tale evento deformativo, probabilmente legato alla propagazione verso Nord di *thrust* profondi, avrebbe condotto alla migrazione delle aree depocentrali verso Nord, "preparando" la formazione dei bacini messiniani (FALLETTI *et alii*, 1995; MOSCA *et alii*, 2009; ROSSI *et alii*, 2009; IRACE *et alii*, 2009).

Infine, occorre ricordare che diverse unità cronostatigrafiche del Miocene (Langhiano, Serravalliano, Tortoniano) sono state istituite nel settore meridionale del BTP (CITA, 1971a, b; BONI & SELLI, 1971) e revisionate negli anni '90 (FORNACIARI *et alii*, 1997a, b). In particolare, lo stratotipo della base del Neogene è stato formalizzato proprio in questa regione (STEININGER *et alii*, 1997).

Per quanto riguarda le successioni messiniane del BTP, dopo le osservazioni di SACCO (1889-1890), le informazioni più precise e dettagliate sono state per

molti anni quelle del lavoro condotto da STURANI (1973, 1974, 1975), incentrato sull'estremità occidentale delle Langhe, nel settore di Alba. Qui egli ha descritto una successione regolarmente stratificata costituita dal basso verso l'alto dai depositi marini profondi pre-evaporitici della parte sommitale delle marne di Sant'Agata Fossili, dai depositi evaporitici primari, attribuiti alla Formazione Gessoso-solfifera (BONI & CASNEDI, 1970) ed infine da depositi post-evaporitici di ambiente lagunare-salmastro, corrispondenti alle facies a Congerie, che sono state cartografate come conglomerati di Cassano-Spinola nei Fogli della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 e sono state correlate alla Facies di Lago-Mare.

Dopo la tragica scomparsa di Sturani, la successione descritta dall'Autore è stata ritenuta a lungo come rappresentativa di tutto il Messiniano del Bacino Terziario Piemontese.

Negli ultimi anni, studi di carattere stratigrafico hanno tuttavia permesso il riconoscimento della limitata estensione della successione descritta da Sturani, che risulta presente solo nel settore occidentale delle Langhe (DELA PIERRE *et alii*, 2002; IRACE, 2004; IRACE *et alii*, 2005). Tali studi hanno evidenziato come nella maggior parte dei restanti settori dell'attuale margine meridionale del BTP, le evaporiti primarie non sono più preservate nella loro posizione originaria, ma sono sostituite da un intervallo completamente caotico di sedimenti costituito da blocchi rielaborati di evaporiti e carbonati, immersi in una matrice a composizione pelitica, riferibile all'intervallo post-evaporitico. Gli stessi studi hanno altresì permesso di ricostruire, proprio nell'area ricoperta dal Foglio Acqui Terme, i rapporti stratigrafici tra la terminazione orientale della successione messiniana del settore albese, ed in particolare delle evaporiti primarie, e l'intervallo caotico.

E' importante poi ricordare che recenti studi hanno inoltre evidenziato la prosecuzione fisica e l'aumento di potenza dei depositi costituiti da evaporiti risedimentate nel sottosuolo Alessandrino e Cuneese (MOSCA, 2006; MOSCA *et alii*, 2009; ROSSI *et alii*, 2009; IRACE *et alii*, 2009).

Passando infine alle successioni plioceniche e pleistoceniche, il primo inquadramento stratigrafico di questa parte di bacino, è di SACCO (1889-1890). Nelle carte geologiche alla scala 1:25.000 che accompagnavano il suo lavoro, l'Autore ha distinto quattro orizzonti: uno argilloso inferiore "Piacenziano" (marino profondo), uno sabbioso intermedio "Astiano" (marino poco profondo) ed uno sabbioso superiore "Fossaniano" (deltizio), di passaggio alla sovrastante successione ghiaiosa "villafranchiana" a carattere continentale. Ai termini "Piacenziano", "Astiano", "Fossaniano" e "Villafranchiano" naturalmente Sacco attribuiva un significato più litostratigrafico che cronostratigrafico.

I criteri seguiti da Sacco per delimitare il Piacenziano rispetto all'Astiano ed al Fossaniano costituirono il punto di riferimento per il rilevamento della seconda

edizione dei Fogli 69 Asti e 70 Alessandria della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (BONI & CASNEDI, 1970). In questi Fogli le quattro denominazioni furono sostituite, in modo più appropriato con i nomi delle formazioni.

L'unità inferiore argillosa è stata distinta con la denominazione "Argille di Lugagnano".

L'unità sabbiosa superiore, riferita alla parte inferiore della successione villafranchiana *Auct.*, è stata cartograficamente distinta da quella sabbiosa intermedia, anche se le due unità sono state raggruppate sotto il termine formazionale di sabbie di Asti.

La sovrastante unità ghiaiosa, distinta da Sacco come "villafranchiano", è stata invece riferita alla parte superiore della successione villafranchiana *Auct.*

A partire dagli anni '70, ad eccezione di lavori legati all'evoluzione a grande scala dei bacini plio-quadernari di Savigliano ed Alessandria (MOSCA, 2006; IRACE *et alii*, 2009), le successioni pliocenica e "villafranchiana" affioranti nell'area del Foglio non sono più state oggetto di studi di dettaglio né tanto meno di revisioni stratigrafiche.

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Alto Monferrato è uno dei domini tettonico-sedimentari che costituiscono il Bacino Terziario Piemontese (Fig. 1) termine con cui vengono indicati in letteratura i depositi cenozoici (Eocene superiore - Messiniano) affioranti all'interno dell'arco delle Alpi occidentali (SACCO, 1889-1890). Più recentemente, il BTP è stato suddiviso almeno in due grandi settori: il BTP s.s. a Sud, il Monferrato e la Collina di Torino a Nord. Questi due settori sono separati da una struttura di estensione regionale nota come Linea Villalvernia-Varzi e dalla sua prosecuzione sepolta denominata *Axial Front* (AXF) (MOLLI *et alii*, 2011, ROSSI *et alii*, 2009). La AXF corrisponde ad una faglia di prim'ordine sepolta che rappresenta il fronte del settore assiale alpino e separa elementi sepolti della catena alpina assiale dalle unità Liguridi che costituiscono il substrato del Monferrato e della Collina di Torino. In questa interpretazione quindi il Monferrato e Collina di Torino sono considerati come il prolungamento nord-occidentale della catena appenninica (ELTER & PERTUSATI, 1973; GELATI & GNACCOLINI, 1988; HUNZIKER & MARTINOTTI, 1984; LAUBSCHER *et alii*, 1992; CASTELLARIN, 1994; DI GIULIO & GALBIATI, 1995). Infatti la Collina di Torino, in un primo tempo accorpata al BTP s.s. da BIELLA *et alii* (1992), PIANA & POLINO (1994, 1995) e CASTELLARIN (1994) in base alla ipotetica pertinenza alpina del suo substrato è, nelle interpretazioni più recenti (MOSCA, 2006; MOSCA *et alii*, 2009; ROSSI *et alii*, 2009) accorpata a scala crostale al Monferrato, anche se separata da essa da una importate zone di taglio polifasica che ne ha differenziato i caratteri della successione stratigrafica (Zona di Rio Freddo, PIANA & POLINO, 1994, 1995). La nuova interpretazione deriva dalla

connotazione geofisica del substrato della Collina di Torino, che è ora attribuito al dominio sudalpino.

I depositi del BTP ricoprono in discordanza unità di diversa composizione e pertinenza crostale (unità metamorfiche alpine e unità sedimentarie liguri), che sono state tra loro giustapposte dalla fase collisionale eocenica mesoalpina (CASTELLARIN, 1994), corrispondente alla fase ligure (ELTER & PERTUSATI, 1973). Tale configurazione è il risultato dell'evoluzione collisionale, a doppia vergenza, della catena alpina (ROURE *et alii*, 1996) che ha portato all'individuazione, sul suo lato interno, di un prisma orogenico complesso, riconoscibile anche nel sottosuolo fino ad una profondità di 6-7 km.

A partire dall'Eocene superiore e fino a tutto l'Oligocene inferiore, al di sopra della parte interna del prisma orogenico alpino si è sviluppato un bacino (Bacino Terziario epi-mesoalpino di MUTTI *et alii*, 1995) che può essere considerato come un bacino di *retroforeland* alpino in cui si sono deposte le successioni basali (Oligocene inferiore) del BTP e dei bacini epiliguri dell'Appennino settentrionale. Questo bacino si è sviluppato in seguito al retroscorrimento delle unità metamorfiche alpine su quelle liguri (fase mesoalpina o ligure *Auct.*). I retroscorrimenti mesoalpini sono ben documentati nel sottosuolo padano (ROURE *et alii*, 1990; FANTONI *et alii*, 2002), mentre in superficie sono rappresentati dalla Zona Sestri-Voltaggio (CORTESOGNO *et alii*, 1979; CORTESOGNO & HACCARD, 1984; HOOGERDUJIN STRATING, 1994).

Alla fine dell'Oligocene inferiore, il contesto geodinamico regionale viene modificato dall'apertura del Bacino Ligure-Provenzale. Di conseguenza tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio la cinematica di questa parte della catena alpina viene influenzata dagli eventi tettonici coevi alla costruzione della catena appenninica e la parte occidentale del bacino di *retroforeland* alpino viene incorporato in una nuova catena, ora a vergenza appenninica, configurandosi come un bacino sin-orogenico e differenziandosi in diversi domini tettono-stratigrafici, costituiti da successioni sedimentarie solo parzialmente confrontabili: l'Alto Monferrato e il bacino delle Langhe, sviluppati su un substrato costituito da unità metamorfiche alpine; il Monferrato e la zona Borbera-Grue, le cui successioni si sono deposte su unità liguri non metamorfiche (PIANA & POLINO, 1995; BIELLA *et alii*, 1997); la Collina di Torino, poggiante su un substrato costituito da unità sudalpine (MOSCA *et alii*, 2009).

A partire dal Serravalliano, le successioni del BTP vengono coinvolte nella tettonica nord-vergente padana (FALLETTI *et alii*, 1995). I vari domini tettono-stratigrafici prima individuatisi vengono ad assumere la posizione di bacini satelliti al di sopra del *thrust belt* sud padano (LAUBSCHER *et alii*, 1992; PIANA, 2000). Infine, nel Miocene superiore si individua il *thrust* frontale padano attraverso il quale il *thrust belt* sud padano sovrascorre sull'avanfossa padana (ovvero appenninica)

nel corso del Plio-Pleistocene.

In posizione interna rispetto al *thrust belt* sud padano si riconoscono due settori in subsidenza (Alessandria e Savigliano), la cui evoluzione post-pliocenica è da mettere in relazione a strutture compressive tardo mioceniche - attuali. In queste aree sono stati riconosciuti oltre 3000 m di sedimenti plio-quadernari (PIERI & GROPPi, 1981).

Le interpretazioni geologico-regionali riportate in queste note sono basate su quelle riportate nei Fogli Trino (DELA PIERRE *et alii*, 2003) e Torino Est (FESTA *et alii*, 2009), integrate, oltre che con i nuovi dati di terreno, con i dati sismici pubblicati dall'AGIP (CASSANO *et alii*, 1986) e con più recenti dati geofisici e interpretazioni (BIELLA *et alii*, 1997, MOSCA, 2006; MOSCA *et alii*, 2009; ROSSI *et alii*, 2009).

V - UNITÀ METAMORFICHE DELLE ALPI LIGURI

1. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VALOSIO

L'Unità tettonometamorfica Valosio affiora nel settore meridionale del Foglio, 8 km circa a SE di Acqui Terme, tra gli abitati di Grogna e di Valosio. È una unità polimetamorfica di crosta continentale che durante l'orogenesi alpina ha registrato un *climax* eclogitico a circa 530 +/- 50°C con pressioni di almeno 1,2 GPa, seguita da una complessa evoluzione decompressionale fino a registrare riequilibrazioni metamorfiche in Facies Scisti Verdi con temperature di circa 470° e pressioni di 0,2 GPa (MESSIGA *et alii*, 1992).

Dal basso verso l'alto è possibile distinguere due complessi principali, apparentemente non separati da discontinuità tettoniche:

- complesso gneissico;
- complesso carbonatico-metapelitico.

Per i due complessi, sulla base delle analogie con associazioni simili dell'arco alpino, viene proposta in letteratura, un'età antecedente al Carbonifero superiore (GAGGERO *et alii*, 2004).

1.1. - COMPLESSO GNEISSICO (UVV)

È rappresentato principalmente da una associazione di gneiss indifferenziati a chimismo acido e tessiture milonitiche, affioranti prevalentemente lungo la

provinciale Morbello-Valosio e lungo il T. Visone in corrispondenza del versante Ovest del M. Laione. All'interno di questo complesso è possibile distinguere intercalazioni di potenza fino a pluridecimetrica di ortogneiss occhiadini (UVV_g), la cui associazione mineralogica comprende quarzo, K-feldspato, muscovite, calcite, zoisite e subordinatamente biotite e granato; le fasi accessorie sono magnetite, zirconio e apatite. La tessitura è traspositivo-milonitica con i porfiroclasti di feldspato avvolti dalla scistosità principale costituita da alternanze mineralogiche di quarzo a nastri e fillosilicati, a sua volta tagliata da sistemi di zone di taglio (*"shear bands"* *sensu* PASSCHIER, 1991) fragili-duttili a spaziatura centimetrica. All'interno degli ortogneiss sono presenti livelli di potenza da centimetrica a decimetrica a composizione quarzoso-feldspatica talora ripiegati secondo pieghe isoclinali la cui superficie assiale è rappresentata dalla scistosità principale degli gneiss.

Alle quote più basse lungo il T. Visone gli ortogneiss sfumano ad alternanze di micascisti e quarziti micacee (UVV_q) a tessitura più massiccia a causa del minore contenuto in fillosilicati. Queste rocce, caratterizzate anch'esse da tessiture milonitiche, sono talora rappresentate da metaconglomerati e sono frequentemente soggette a fenomeni di cataclasi piuttosto pervasiva. Oltre al quarzo, l'associazione minerale può comprendere mica bianca, in lepidoblasti orientati, granato, epidoti s.l., biotite e in quantità subordinata, opachi, rutilo, titanite, albite e carbonati. Alle facies quarzitico-micascistose possono inoltre essere associati livelli di marmi a silicati a carbonati, calcite, muscovite, clorite, zoisite, granato e quarzo.

Nel settore del T. Visone, gli gneiss e i micascisti includono inoltre *boudins* e livelli di potenza pluridecimetrica e lunghezza talora plurimetrica di metabasiti (UVV_m), studiate e descritte in dettaglio da MESSIGA *et alii* (1992). Queste rocce sono eclogiti foliate a onfacite, granato, paragonite, epidoto, rutilo, carbonati e quarzo e registrano le diverse tappe dell'evoluzione metamorfica alpina; lo sviluppo di porfiroblasti di anfibolo verde è limitato ai domini a maggior grado di retrocessione.

1.2. COMPLESSO CARBONATICO-METAPELITICO (UVL)

Affiora al tetto del complesso gneissico ed è costituito da una associazione di micascisti, calcemicascisti (UVL_c) e metabasiti (UVL_m). I costituenti minerali sono quarzo, carbonati, mica bianca e in quantità subordinata albite, clorite, cloritoide, granato e biotite, in percentuali estremamente variabili a seconda dei diversi litotipi. Tutti i termini di questo complesso sono associati secondo intercalazioni ripetute, principalmente legate ai fenomeni traspositivi responsabili del fabric milonitico delle rocce, e sono generalmente riequilibrati in facies sci-

sti verdi. I relitti paragenetici-tessiturali degli stadi metamorfici precedenti sono scarsamente preservati.

I marmi impuri possono essere intercalati sia nei micascisti a granato dove sono caratterizzati da paragenesi a calcite, muscovite, biotite, clinozoisite, granato, clorite e quarzo, sia ai livelli di metabasiti dove presentano paragenesi a calcite, granato, tremolite, diopside e titanite.

I calcemicascisti, talora molto simili agli omologhi litotipi dell'Unità tettonometamorfica Voltri, sono costituiti da associazioni minerali a carbonati, mica bianca, quarzo, epidoto, granato e subordinati cloritoide e rutilo. Le metabasiti sono presenti in livelli e *boudins*, e al loro interno sono preservati i relitti paragenetici della evoluzione metamorfica di alta pressione e bassa temperatura (MES-SIGA *et alii*, 1992).

Nelle zone di deformazione interessate dalla circolazione di fluidi idrotermali, le rocce dell'Unità Valosio sono state permeate dai fluidi carbonatici con la formazione di micascisti e quarziti carbonatati (PIANA *et alii*, 2006).

2. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VOLTRI

L'Unità tettonometamorfica Voltri affiora nel settore sud-orientale del Foglio ed è rappresentata dal basso verso l'alto da quattro formazioni:

- serpentinoscisti antigoritici del Bric del Dente;
- metagabbri del Bric Mazzapiede;
- metabasiti di Rossiglione;
- calcescisti del Turchino.

Di queste formazioni solo quella dei metagabbri del Bric Mazzapiede è di nuova denominazione mentre le altre tre sono le stesse descritte nel nuovo Foglio Genova alla scala 1:50.000 (CAPPONI & CRISPINI, 2008).

I dati geocronologici sono piuttosto scarsi ma vanno segnalate l'età luteziana per il metamorfismo eclogitico nelle metabasiti riportata da HOOGERDUIJN STRATING (1994) e quella rupeliana per il metamorfismo in facies scisti verdi dei calcescisti (FEDERICO *et alii*, 2005).

2.1 - SERPENTINOSCISTI ANTIGORITICI DEL BRIC DEL DENTE (SNV)

Affiorano principalmente in due settori, uno compreso tra Grogna e C. Musotto e l'altro a Sud di Ovada. Sono rocce caratterizzate da colorazioni da verde scuro a molto chiaro con patine di alterazione rosso-brune; al loro interno possono essere presenti porzioni più preservate a tessitura massiccia, talora con

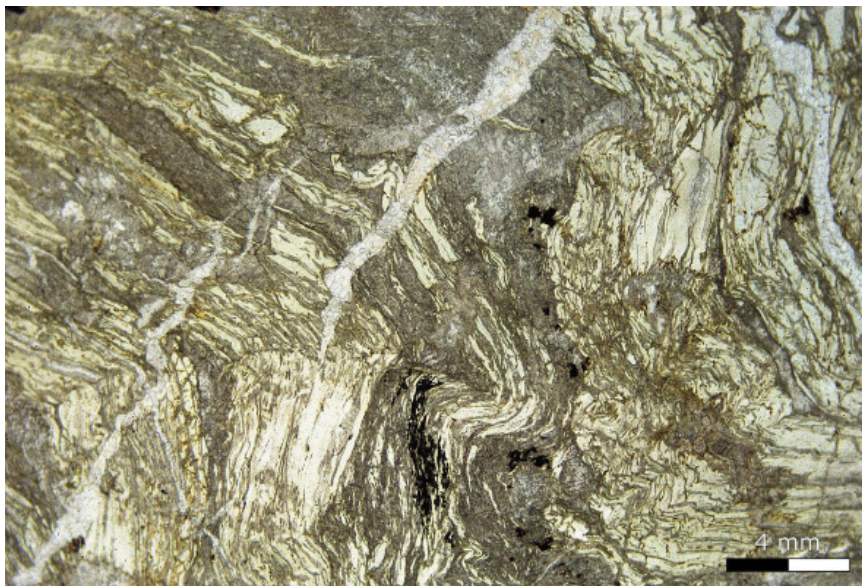


Fig. 3 - *Layering mineralogico a serpentino e carbonati delle listveniti (Cascina Musotto).*

relitti di pirosseni, mentre solo molto raramente sono stati rinvenuti filoncelli di Mg-gabbri. I serpentinoscisti sono localizzati sia in corrispondenza di zone di taglio e contatti tettonici, sia in lenti e scaglie all'interno di altri litotipi (metabasiti e calcescisti); in corrispondenza delle zone di taglio le varietà a tessitura più massiccia sono soggette allo sviluppo di strutture di tipo cataclastico con produzione di breccie di faglia a diverso grado di cementazione associate a superfici di taglio con strie e vene carbonatiche. Il passaggio tra le due varietà tessiturali non è sempre netto e può ripetersi ad alternanze irregolari per brevi distanze. Sono riequilibrati pervasivamente in Facies Scisti Verdi e l'associazione mineralogica comprende antigorite, magnetite, olivina di neoformazione, clorite e ankerite; in quantità subordinata possono essere presenti Ti-clinohumite, diopside e tremolite. Nelle zone di alterazione metasomatica localizzate in corrispondenza di zone di deformazione come quella di C. Musotto, sono pervasivamente trasformati in listveniti (Fig. 3) dai fluidi carbonatici associati ai processi deformativi (PIANA *et alii*, 2006); in passato queste particolari rocce sono state descritte come oficalciti.

L'età presunta è compresa tra il Dogger e il Malm.

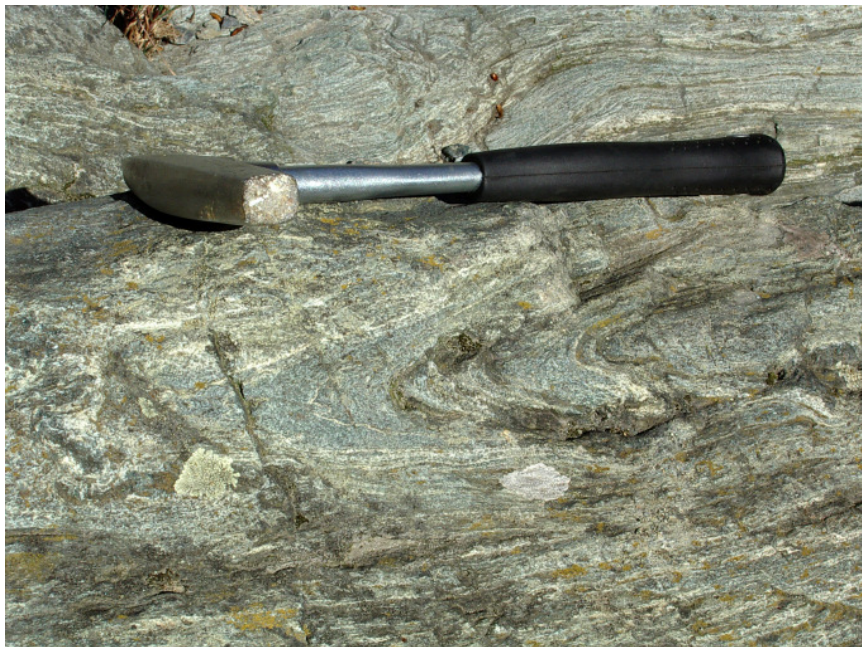


Fig. 4 - *Pieghe intrafoliali nelle metabasiti ocellari dell'unità di Rossiglione (MIV) (T. Orba ad Est di Ovada).*

2.2. - METAGABBRI DEL BRIC MAZZAPIEDE (**MBM**)

È una formazione delimitata da contatti tettonici a direzione media NW-SE, affiorante tra Prasco e Cremolino nel settore sud-orientale del Foglio, costituita da metagabbri a Mg-gabbri a grana variabile, tessiture da massicce a *flaser*, pervasivamente riequilibrati in Facies Scisti Verdi. Nelle porzioni meno foliate è frequentemente preservata l'originaria tessitura magmatica, con i siti originari a plagioclasio e pirosseni primari ora sostituiti da associazioni a clinozoisite, albite e anfiboli e Mg-clorite. Sono talora associati a lenti di serpentiniti (Pozzo della Galleria di Prasco e Case Tulle Maggi). Età presunta: Malm.

2.3. - METABASITI DI ROSSIGLIONE (**MIV**)

Questo termine comprende metabasiti ad albite ocellare, anfiboliche ed epidotiche listate, riferite in letteratura a protoliti basaltici di tipo tholeiitico e a pro-

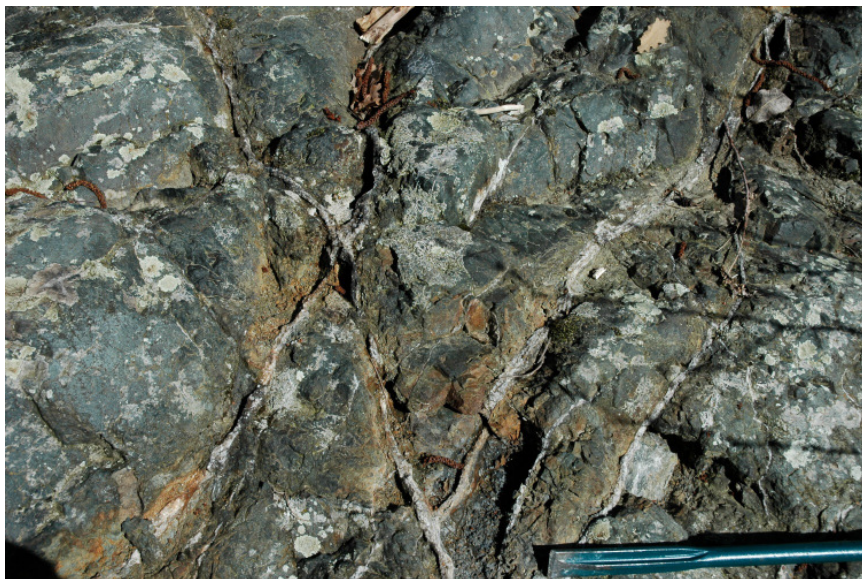


Fig. 5 - Metabasiti venate dell'unità di Rossiglione (MIV) (alveo del T. Visone a Sud di Cascina Musotto).

dotti del detritismo ofiolitico (MESSIGA *et alii*, 1977). Queste rocce affiorano nei settori Sud e sud-orientale del Foglio e sono caratterizzate da tessiture da listate a ocellari (Fig. 4) in funzione della paragenesi e dal grado di riorganizzazione metamorfico-strutturale. Sono riequilibrate pervasivamente in facies scisti verdi e caratterizzate da una associazione minerale ad albite, epidoti, clorite e anfiboli di tipo tremolitico-attinolitico; nelle porzioni meno deformate preservano relitti mineralogico-tessiturali coevi con riequilibrate metamorfiche di alta pressione e bassa temperatura. Sono frequentemente soggette ai processi di alterazione, fratturazione e venatura (Fig. 5) che ne rendono difficoltosa la distinzione macroscopica. Età presunta: Malm.

2.4. - CALCESCISTI DEL TURCHINO (**TUR**)

Affiorano nello stesso areale delle metabasiti e dei serpentinoscisti e sono rappresentati da scisti carbonatici micacei e quarzoso-micacei frequentemente intercalati con livelli di potenza anche plurimetrica di marmi talora impuri. L'associazione minerale comprende carbonati, quarzo, miche bianche (fengite, muscovite e più raramente paragonite) a cui si possono associare tormalina, cloritoide, clorite

e pirite. I termini più ricchi in fillosilicati sono sempre foliati in modo pervasivo ed è frequente la presenza di superfici di diversa generazione geometrica. L'età presunta è compresa tra il Giurassico superiore e il Cretacico superiore.

VI - STRATIGRAFIA

1. - SUCCESSIONE OLIGOCENICO-PLIOCENICA

La successione oligocenico-pliocenica è stata distinta in unità litostratigrafiche convenzionali. Il rilevamento di dettaglio ha permesso l'ulteriore suddivisione interna di alcune unità rappresentate nella precedente edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 quali la formazione di Molare, le marne di Rigoroso, la Formazione di Visone, le marne di Sant'Agata Fossili e il Gruppo della Gessoso-Solfifera. Sono state inoltre introdotte nuove unità litostratigrafiche non presenti nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 e nelle precedenti versioni della Carta Geologica alla scala 1:50.000.

1.1. - FORMAZIONE DI MOLARE (**MOR**)

La formazione di Molare è stata suddivisa in via informale in 3 membri: il membro delle brecce di Ciglione (**MOR₁**), presente solo localmente, il membro conglomeratico (**MOR₂**) e il membro arenaceo-microconglomeratico (**MOR₃**).

1.1.1 - *Membro delle brecce di Ciglione* (**MOR₁**)

Unità presente solo localmente, in contatto diretto sul substrato metamorfico



Fig. 6 - Formazione di Molare, membro delle breccie di Ciglione (MOR₁). Località Cascina Musotto: breccia matrix-supported ad elementi di substrato (serpentiniti) in matrice arenaceo-siltosa.

su cui poggia attraverso una superficie di non concordanza, costituita da breccie poligeniche *matrix-supported* di colore grigio scuro, con elementi da centimetrici a pluri-decimetrici di metabasiti e serpentiniti e matrice arenaceo-siltosa (Fig. 6). Localmente sono presenti anche blocchi plurimetrici; soltanto nei settori orientali del Foglio (zona di Ovada) si trovano anche elementi di calcescisti, micascisti, micascisti filladici e prasiniti. L'unità presenta sempre uno scarso grado di alterazione. La stratificazione è mal definita o assente. In alcune località (Ciglione) l'arrotondamento dei clasti aumenta verso l'alto ed il passaggio al sovrastante membro conglomeratico MOR₂ è sottolineato da un intervallo a grossi blocchi arrotondati.

Questi sedimenti sono interpretabili come breccie di versante deposte lungo scarpate di probabile origine tettonica. La potenza varia tra 0 e 40 m in prossimità di Ciglione.

Questa unità è riferibile al Rupeliano *p.p.* per inquadramento.

Il membro delle breccie di Ciglione era stato riferito, nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, alle "Breccie di Costa di Cravara". Questa unità,



Fig. 7 - *Formazione di Molare, membro conglomeratico (MOR₂). Località Castel Cerreto, pareti che sovrastano il T. Orba: conglomerati a gradazione mal definita alternati ad areniti medio grossolane in strati metrici.*

istituita in settori più orientali del BTP (tra Voltaggio e il Monte Tobbio) durante la realizzazione della II edizione del Foglio Genova alla scala 1:100.000, si presenta cementata, con una matrice bruno-rossastra ed è seguita in discordanza angolare dalla formazione di Molare. Poiché tali caratteri non sono presenti nella successione del Foglio Acqui Terme, le brecce di Ciglione sono state riferite alla formazione di Molare.

1.1.2. - *Membro conglomeratico (MOR₂)*

L'unità è costituita da conglomerati e subordinati livelli arenacei. I conglomerati, da *clast-* a *matrix-supported* con matrice arenacea, si presentano in strati metrici, localmente gradati e con gli elementi di dimensioni inferiori embricati. I ciottoli presentano un grado di arrotondamento variabile (da subangolosi a ben arrotondati) e consistono di metabasiti, serpentiniti, eclogiti, calcescisti, marmi

e micascisti. Soltanto nel settore orientale (in prossimità dell'abitato di Molare) sono stati osservati ciottoli di dolomie, calcari e brecce ad elementi di calcari e dolomie.

Gli strati arenacei, di potenza centimetrico-decimetrica sono costituiti da litaniti con lamine oblique a piccola scala e piano parallele.

Il contenuto fossilifero è rappresentato esclusivamente da resti vegetali quali tronchi e frustoli vegetali per lo più carbonizzati.

Nei settori orientali del Foglio (T. Orba, Figg. 7 e 8) la successione risulta maggiormente organizzata, con strati gradati di potenza metrica a base erosionale.

Il membro conglomeratico si trova o a diretto contatto con il substrato metamorfico, oppure al di sopra del membro delle brecce di Ciglione. Soltanto in località Valle Verazza (sezione 194140 Prasco) è stato osservato l'originario contatto stratigrafico con il substrato metamorfico costituito da serpentiniti fortemente alterate in condizioni subaeree. Il contatto è caratterizzato da una superficie sub-orizzontale che passa lateralmente ad una paleoscarpata inclinata di circa 30°. Nel settore ribassato sono presenti depositi arenaceo-conglomeratici gradati a geometria lenticolare di colore rossastro-violaceo che nel complesso raggiungono una potenza massima di 10 m.

Nel complesso MOR₂ è costituito da depositi di ambiente continentale connessi ad un sistema fluviale poco sviluppato di tipo torrentizio con processi sedimentari di tipo *debris flows*. Nel settore orientale i caratteri sedimentologici indicano la presenza di un sistema torrentizio-fluviale più evoluto.

Il membro ha una potenza variabile da 0 a 150 m circa.

Questa unità è riferibile al Rupeliano *p.p.* per inquadramento.



Fig. 8 - Formazione di Molare, membro conglomeratico (MOR₂). Località Castel Cerreto, lungo il T. Orba. Dettaglio delle alternanze decimetrico-metriche di strati conglomeratici e strati arenacei grossolani e microconglomeratici.



Fig. 9 - Formazione di Molare, membro arenaceo-microconglomeratico (MOR₃) in cui è evidente la tipica cementazione differenziale della successione arenacea. Località Cascina Serralunga, Cassinelle.

1.1.3. - Membro arenaceo-microconglomeratico (MOR₃)

Unità costituita da arenarie da grossolane a fini, riccamente fossilifere, in strati decimetrico-metrici gradati e caratterizzati da fenomeni di cementazione differenziale (Fig. 9); localmente sono presenti lamine oblique a basso angolo da tempesta (*hammocky cross stratification*). Sono presenti, soprattutto nella parte inferiore del membro, intercalazioni centimetrico-decimetriche di conglomerati e microconglomerati ad elementi riferibili al substrato (metabasiti, serpentiniti, micascisti, quarzo) talora ricchi di resti vegetali perforati da teredini. Questi depositi sono intensamente bioturbati, con gallerie da bioturbazione di tipo *Thalassinoides* con diametro centimetrico.

Il membro arenaceo-microconglomeratico si trova geometricamente sovrapposto al membro delle brecce di Ciglione, al membro conglomeratico o direttamente sul substrato metamorfico.

Alla base dell'unità è presente un livello decimetrico a grossi ciottoli del substrato interpretabile come un *lag* basale legato alla trasgressione (Fig. 10). Localmente al di sopra del *lag* basale o direttamente sul substrato metamorfico si



Fig. 10 - Formazione di Molare, membro arenaceo-microconglomeratico (MOR₃) poggiate sul substrato metamorfico costituito da metabasiti. In evidenza il lag basale (lb) costituito da blocchi di elementi di substrato (serpentiniti). Località Molare, lungo il T. Orba.

sviluppano colonie di coralli ahermatipici (Fig. 11).

L'associazione fossilifera è costituita da *Nummulites fichteli* (Fig. 12), *N. vasus*, *N. bouillei*, *Operculina complanata*, bivalvi (pectinidi, cardiidi e ostreidi), echinodermi, alghe corallinacee, briozoi, scafopodi e coralli individuali. L'associazione a nummuliti permette di riferire l'unità alla Zona SB21 (Rupeliano *p.p.*).

Si tratta di depositi di rampa interna-media con sedimentazione prevalentemente silicoclastica o mista caratterizzata da eventi da tempesta e da episodici apporti fluviali (flussi iperpicnali) in un probabile contesto di *shoreface*/fronte deltizio di sistemi deposizionali di *fan delta*.

Al tetto è presente un livello di areniti intensamente bioturbate o un livello riccamente fossilifero (coralli singoli, pectinidi, ostreidi, veneridi) corrispondente all'annegamento della rampa.

La potenza è variabile da 70 a 80 m circa. Dove MOR₃ poggia sul membro conglomeratico la potenza risulta ridotta a 35-40 m.



Fig. 11 - *Formazione di Molare, membro arenaceo-microconglomeratico (MOR3) poggianti direttamente sul substrato metamorfico costituito da metabasiti. In evidenza il livello calcareo (lb) costituito da colonie a coralli sviluppato alla base del membro. Località C. Gazzo (pressi) lungo il T. Visone.*

1.2 - MARNE DI RIGOROSO (**RIO**)

Tale formazione corrisponde alle marne di Rigoroso del Foglio Genova alla scala 1:100.000 e alla parte basale della formazione di Rocchetta del Foglio Ceva alla scala 1:100.000 (ad Est della Valle Erro).

La formazione è stata divisa in 3 membri: membro siltoso-arenitico (**RIO₁**), membro delle arenarie di Cassinelle (**RIO₂**) e membro marnoso (**RIO₃**).

1.2.1. - *Membro siltoso-arenitico* (**RIO₁**)

Unità costituita da alternanze di siltiti ed areniti fini bioturbate o da grovacke, in strati decimetrico-metrici, già distinta da FRANCESCHETTI (1967) come Marne siltose di Serralunga, ma attribuita alla formazione di Molare.

L'unità si sviluppa con passaggio transizionale rapido, che avviene entro po-



Fig. 12 - *Formazione di Molare, membro arenaceo-microconglomeratico (MOR₃): dettaglio di un livello ricco di Nummulites fichteli in associazione monospecifica.*

chi metri, sul membro arenaceo-microconglomeratico MOR₃.

Il contenuto fossilifero è costituito soprattutto da foraminiferi planctonici e bentonici, macroforaminiferi (*Operculina complanata*, *O. gr. ammonoides*), gasteropodi (*Ciprea* sp., *Conus grateloupi*) e bivalvi.

Questa unità, costituita da depositi di rampa esterna (*offshore*), presenta una potenza variabile da 40 a 140 m circa. L'associazione a nannofossili calcarei, caratterizzata dalla presenza di *Dictyococcites bisectus*, *Sphenolithus predistentus*, *S. distentus*, *Helicosphaera euphratis*, *H. recta*, *H. perch-nielseniae*, permette l'attribuzione alla biozona MNP23 (parte alta del Rupeliano).

1.2.2. - *Membro delle arenarie di Cassinelle (RIO₂)*

Si tratta di un'unità arenaceo-conglomeratica presente solo nel settore sud-orientale del Foglio tra Cassinelle ed Ovada, già descritta da FRANCESCHETTI (1967), LORENZ (1969) e FANTONI *et alii* (1982).

Tale unità è costituita da arenarie medio-grossolane, in strati decimetrici, gradati, intensamente bioturbati, con ichnogenieri *Thalassinoides*, *Chondrites* e Zo-

ophycos (Fig. 13); supera i 100 m di potenza nella zona di Ovada mentre ha una potenza di 60-90 m nella zona di Cassinelle. Si chiude infine poco ad Ovest di Cassinelle.

Il passaggio tra RIO₁ e RIO₂ è caratterizzato da una superficie di discontinuità di rilevanza locale (Fig. 14). Nell'area di Cassinelle si osserva una discordanza angolare, mentre più ad Est (zona di Molare) tale discontinuità è evidenziata da un allineamento di concrezioni con diametro talora superiore al metro.

Il membro delle arenarie di Cassinelle è costituito da depositi risedimentati in un ambiente di *shoreface*/fronte deltizio collegato a sistemi deposizionali di *fan delta*.

Alla base sono localmente presenti livelli conglomeratici (Cassinelle) e concentrazioni di macroforaminiferi (*Nummulites fichteli*, *Eulepidina dilatata* e *Nephrolepidina praemarginata*). I macroforaminiferi presenti sono riferibili alla biozona SB22A (Rupeliano *p.p.*).

1.2.3. - Membro marnoso (RIO₃)

Unità costituita da marne e marne siltose emipelagiche di colore grigio con stratificazione mal definita e locali intercalazioni decimetriche di arenarie risedimentate (Fig. 15).

Il contenuto fossilifero è costituito da foraminiferi e nanofossili calcarei. Nel settore compreso tra la Valle Bormida di Spigno e la Valle Erro (sezioni 194130 Ponti e 194140 Cavatore) al tetto della formazione è presente un corpo potente 5-10 m che si chiude poco ad Est della Valle Erro, costituito da arenarie medie in strati potenti 20-30 cm, gradati e laminati.

Il membro marnoso è presente interamente, con una potenza



Fig. 13 - A) Formazione di Rigoroso, membro delle arenarie di Cassinelle (RIO₂). B) *Ichnogenere Condrites*. C) *Ichnogenere Ophiomorpha*. Lungo il T. Orba nei pressi dell'abitato di Molare.

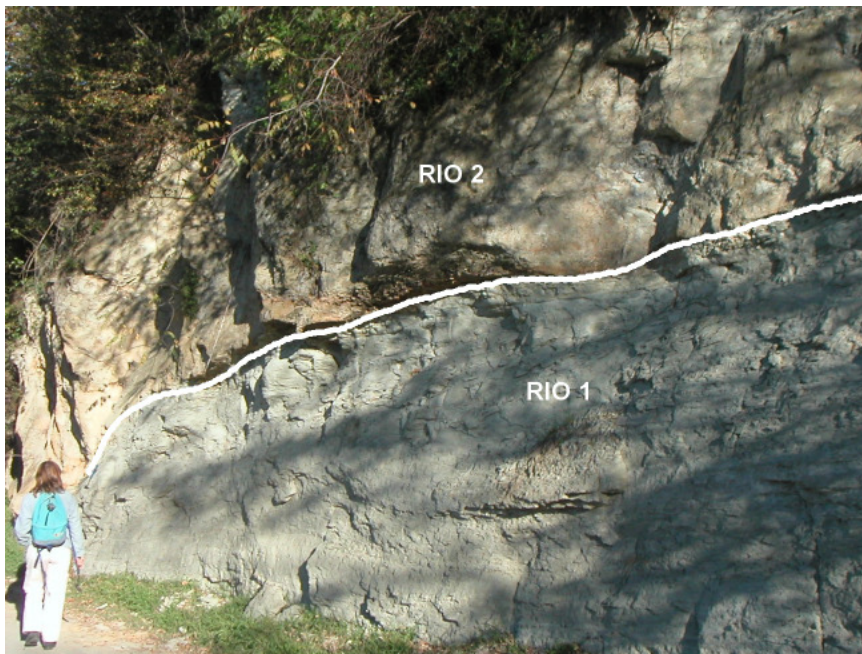


Fig. 14 - Formazione di Rigoroso. Membro delle arenarie di Cassinelle (RIO₂) che poggia in discordanza tramite una superficie erosionale sul membro marnoso (RIO₁).

superiore a 300 m, solo nel settore a Ovest della Valle Caliozna, dove presenta un passaggio netto, ma senza discontinuità, alla sovrastante formazione di Montechiaro d'Acqui. Ad Est della Valle Caliozna il membro marnoso presenta una potenza ridotta (50-70 m) o manca interamente a causa della superficie erosionale presente alla base della sovrastante Formazione di Visone.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata alla base dalla presenza di *Dictyococcites bisectus*, *Sphenolithus predistentus*, *S. distentus*, *Helicosphaera euphratis*, *H. recta*, *H. perch-nielseniae* (biozona MNP23, parte alta del Rupeliano). Segue la comparsa di *S. ciproensis* (biozona MNP24). Nel settore ad Est di Valle Caliozna il membro è troncato dalla successiva superficie di discontinuità presente alla base della Formazione di Visone in corrispondenza di questo intervallo. Nel settore a Ovest di Valle Caliozna, invece, all'interno del membro marnoso scompaiono prima *Sphenolithus ciproensis* e in seguito *Dictyococcites bisectus* (biozone MNP25 e MNN1) indicando un'età Chattiano-Aquitano (Fig. 16).



Fig. 15 - *Formazione di Rigoroso, membro marnoso (RIO₃): tipiche forme d'erosione calanchive. Valle Calionga.*

1.3. - FORMAZIONE DI MONTECHIARO D'ACQUI (**MTH**)

Si tratta di una formazione di nuova istituzione, presente solo nelle sezioni 194130 Ponti e 194140 Cavatore, riconosciuta tra le marne di Rigoroso e la formazione di Serole. Verso Est si rinviene con potenza ridotta fino alla Valle Calionga, dove passa lateralmente alla Formazione di Visone. Corrisponde in parte al membro superiore della formazione di Rocchetta del Foglio Ceva alla scala 1:100.000. Al suo interno è stata suddivisa in un membro siliceo (**MTH₁**) ed un membro calcareo-marnoso (**MTH₂**).

1.3.1 - *Membro siliceo* (**MTH₁**)

Unità costituita da marne e marne siltose più o meno silicizzate, fittamente laminate, a stratificazione sottile (Fig. 17), con caratteristica patina di alterazione bruno-rossastra. Si intercalano livelli centimetrico-decimetrici di arenarie risedi-

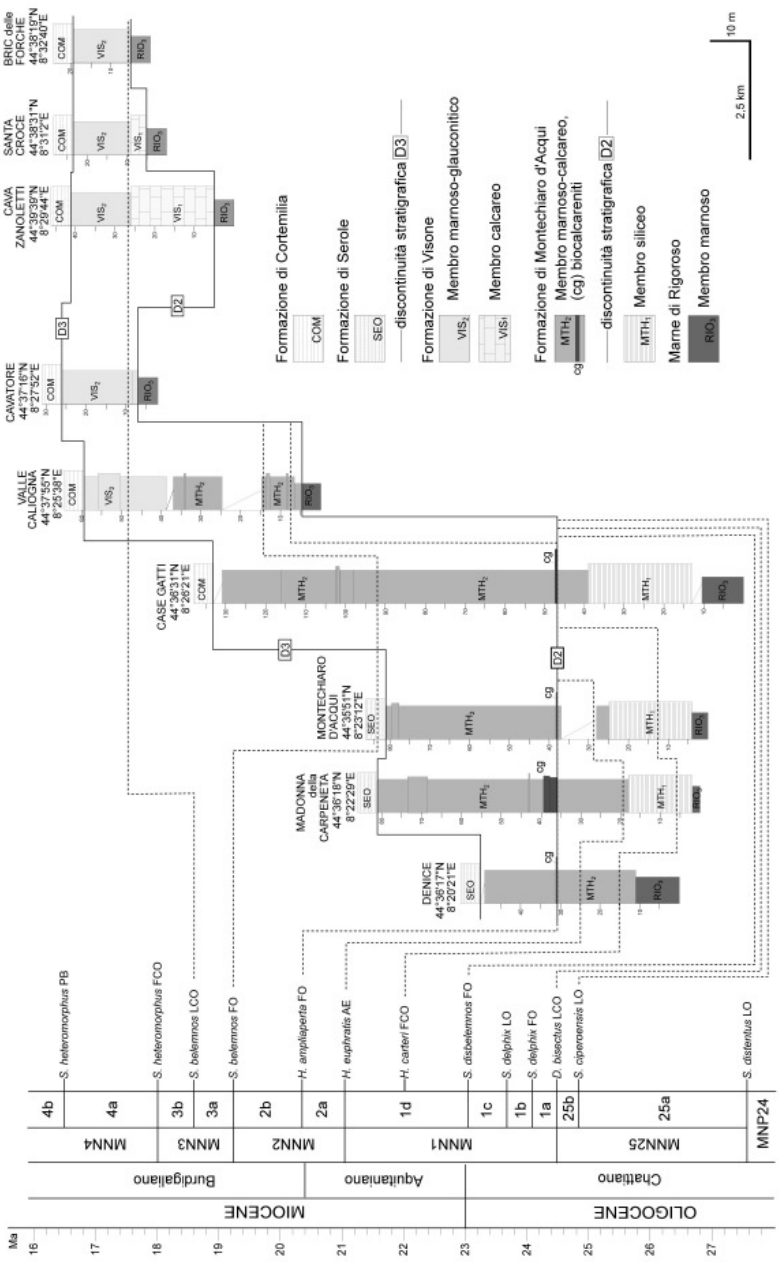


Fig. 16 - Schema biostratigrafico delle sezioni stratigrafiche misurate nella successione oligocenica superiore-miocenica inferiore.

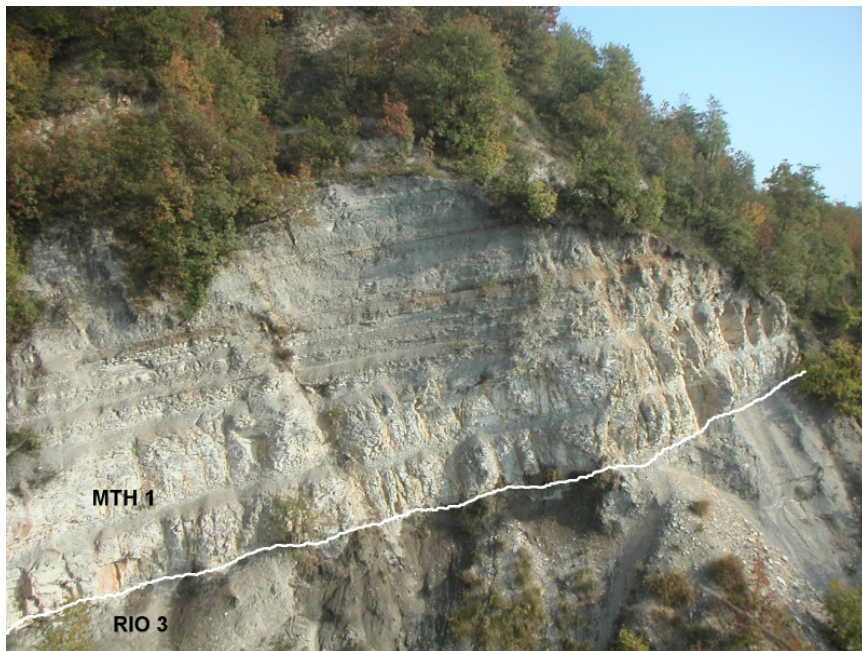


Fig. 17 - Membro marnoso della formazione di Rigoroso (RIO₃), sormontato dal membro siliceo della Formazione di Montechiaro d'Acqui (MTH₁). Località Case Cianazzo, Valle Bormida.

mentate, con resti vegetali, gradate e talora con lamine parallele. Nelle porzioni maggiormente silicizzate, sono presenti livelli a liste e noduli di selce nera dello spessore di 5-10 cm (Fig. 18).

Il contenuto fossilifero è costituito da pteropodi, radiolari, spicole di spugna, bivalvi a guscio sottile, foraminiferi e nannofossili calcarei. La potenza dell'unità è compresa tra 15 e 90 m. Solo nel settore più occidentale del Foglio (settor di Denice) il membro siliceo è assente. Depositi biogenici silicei analoghi a questi sono tipici di ambienti di scarpata in zone ad alta produttività risultanti da *upwelling* di acque fredde e ricche di nutrienti che favoriscono lo sviluppo di organismi a guscio siliceo. Depositi corrispondenti come composizione e come età al membro siliceo sono presenti in tutto il Bacino Terziario Piemontese (Marne a Pteropodi inferiori, membro di C. Colombara) e in Appennino settentrionale (Tripoli di Contignaco). L'associazione a nannofossili calcarei, scarsa e mal preservata, è caratterizzata nell'ambito degli elicoliti dall'inversione in abbondanza tra *Helicospaera euphratis* e *H. carteri*, permettendo l'attribuzione del membro siliceo alle biozone MNN1d-MNN2a (Aquitaniiano *p.p.* - Burdigaliano inferiore *p.p.*).



Fig. 18 - Formazione di Montechiaro d'Acqui, membro siliceo (MTH₁): dettaglio delle alternanze di strati centimetrico-decimetrici costituiti da marne calcaree più o meno silicizzate e subordinate liste di selce scura. Località Case Gatti, Valle Erro.

1.3.2 - Membro calcareo-marnoso (MTH₂)

Unità costituita da marne calcaree a stratificazione metrica mal definita (Fig. 19). Nella parte bassa dell'unità è presente un livello continuo, costituito da areniti ibride a glauconia e glauconareniti bioturbate (Fig. 20). Tale livello, indicato in carta come orizzonte guida (cg), è caratterizzato da una base erosiva con gallerie di bioturbazione di tipo *firm-ground* che si spingono anche nei livelli sottostanti, interpretabili come depositi di rampa esterna a sedimentazione rallentata depositi su una superficie di discontinuità.

Al di sopra sono presenti localmente corpi risedimentati a geometria lenticolare di potenza decimetrico-metrica costituiti da areniti ibride a glauconia e biocalcareniti ricche in macroforaminiferi (*Amphistegina*, *Operculina*, *Sphaerogypsina*), alghe corallinacee, echinodermi, bivalvi, teredini e denti di selaci.

Localmente al tetto sono presenti alternanze di marne e marne silicizzate a stratificazione sottile; sempre nella parte alta tendono ad aumentare la frazione



Fig. 19 - Formazione di Montechiaro d'Acqui, membro calcareo-marnoso (MTH₂). Località cascina sulla Rocca, lungo il T. Erro.

siltosa ed i resti vegetali.

Il contenuto fossilifero del membro calcareo-marnoso è costituito da foraminiferi, nannofossili calcarei e radiolari. Questi depositi sono riferibili ad un ambiente deposizionale di scarpata in condizioni paleoceanografiche favorevoli al più o meno abbondante sviluppo di organismi a guscio siliceo.

La potenza del membro è compresa tra 90 e 130 m. L'associazione a nannofossili calcarei, caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera carteri*, *H. ampliaperta* e, a partire dalla parte alta della formazione, di *Sphenolithus belemnus*, permette di attribuire la formazione alle biozone MNN2a-MNN3a (Burdigaliano *p.p.*).

1.4. - FORMAZIONE DI VISONE (VIS)

La Formazione di Visone (DELFRATI *et alii*, 2002) è stata divisa in modo informale in due membri (Fig. 21): membro calcareo (VIS₁) e membro marnoso-glaucolitico (VIS₂).

1.4.1. - *Membro calcareo (VIS₁)* (“*Calcare di Acqui*” *Auct.*)

Questa unità corrisponde al “Calcare di Acqui” (GELATI, 1969), conosciuto e ampiamente descritto in letteratura per la presenza di un’abbondante associazione fossile.

Si tratta di un’unità costituita da biocalcareni e biocalciruditi riccamente fossilifere (macroforaminiferi, alghe corallinacee, echinodermi, bivalvi, briozoi, balanidi, anellidi) in strati decimetrici, caratterizzate dalla scarsità di matrice, da una frequente bioerosione dei granuli e da un’intensa *pressure-dissolution*. Questa unità è posta in discordanza angolare (con lacuna) sulle marne di Rigoroso ed è caratterizzata alla base da un lag trasgressivo potente 1-3 m ricco in matrice pelitica (Fig. 22). Entro il membro calcareo sono riconoscibili due facies sovrapposte: una facies inferiore ad *Operculina*, ed una superiore ad *Amphistegina* e *Miogypsina*. Le due facies mostrano un’associazione fossile e caratteristiche sedimentologiche simili, ma presentano una netta variazione nell’associazione a macroforaminiferi, con la totale scomparsa del genere *Operculina* nella facies superiore. Le due facies sono separate da una superficie di discontinuità sottolineata da un lag residuale in cui si concentrano bioclasti di grosse dimensioni, granuli e ciottoli silicoclastici, concrezioni di pirite e probabili frammenti di paleosuoli.

Le caratteristiche sedimentologiche e l’associazione di tipo *heterozoan* e facies *foramol* (*sensu* JAMES, 1997) indicano una deposizione avvenuta nel piano circolitorale superiore di una rampa carbonatica in clima temperato (D’ATRI, 1990a).

Al tetto del membro calcareo è presente un livello centimetrico condensato con bioclasti glauconitizzati, che passa gradualmente verso l’alto ai depositi



Fig. 20 - *Formazione di Montechiaro d'Acqui, orizzonte calcareo-glaucolitico (cg). Località Case Gatti, Valle Erro.*

glauconitici presenti alla base del membro sovrastante attraverso una drastica diminuzione dei bioclasti di mare basso ed un aumento della fauna a foraminiferi planctonici. Questo livello indica un brusco aumento relativo del livello del mare a cui corrisponde l'annegamento della rampa. Potenza variabile da 0 a 20 m circa.

La datazione del membro carbonatico della Formazione di Visone è basata sull'associazione a *Miogypsina* che fornisce un'età burdigaliana (D'ATRI, 1990b).

1.4.2. - Membro marnoso-glauconitico (VIS₂)

Unità costituita da marne calcaree di colore chiaro, omogenee, ricche in foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei, con echinidi, bivalvi, teredini e caratterizzate da tracce fossili del tipo *Zoophycos*. Questi depositi, potenti 5-20 m, sono caratterizzati da associazioni a foraminiferi bentonici epibatiali e sono riferibili ad un ambiente di scarpata. Soltanto in prossimità della Valle Caliozna (sezione 194140 Cavatore) il membro VIS₂ è costituito da alternanze decimetriche di marne calcaree e livelli centimetrici-decimetrici di areniti ibride a glauconia, glauconareniti e biocalcareniti caratterizzate da intensa bioturbazione; nei livelli calcarenitici è localmente preservata una laminazione obliqua a basso angolo da tempesta (*hammocky cross stratification*). Questi depositi sono riferibili ad un ambiente di rampa media-esterna.

Alla base di VIS₂ è sempre presente un intervallo di 1-3 m costituito da areniti ibride a glauconia e glauconareniti passanti verso l'alto a siltiti, caratterizzato da una gradazione granulometrica normale a cui si associa una diminuzione del contenuto in glauconia (Fig. 23). Questi depositi, ricchi in foraminiferi planctonici e bentonici e in nannofossili calcarei, sono intensamente bioturbati e sono riferibili

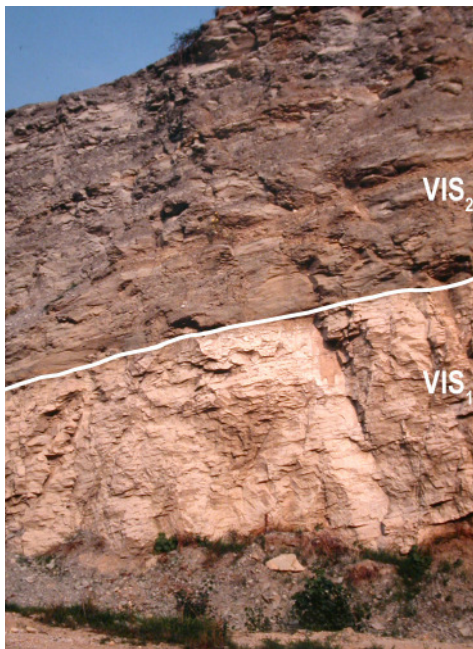


Fig. 21 - Formazione di Visone, membro calcareo (VIS₁) e membro marnoso-glauconitico (VIS₂), in località Visone, Cava Zanoletti.



Fig. 22 - Discordanza angolare tra il membro calcareo (VIS_1) della Formazione di Visone e il sottostante membro marnoso (RIO_3) della formazione di Rigoroso. Cava Zanoletti, Visone.

ad un ambiente di rampa esterna caratterizzato da sedimentazione rallentata.

Questa unità è posta al tetto del membro calcareo (settore di Acqui Terme - Visone) o direttamente in discordanza angolare sulle marne di Rigoroso (RIO_1 o RIO_3 a seconda dei settori; Fig. 24). In questo caso la base dell'unità è più grossolana, con presenza di clasti centimetrici (frammenti di marne, clasti glauconitizzati, serpentiniti, rocce granitiche), frustoli carboniosi anche decimetrici, denti di selaci. Alla base sono presenti gallerie di tipo *firm-ground* centimetriche riempite dal sedimento sovrastante e sviluppate per 10-20 cm con andamento verticale o suborizzontale nelle marne della formazione sottostante. Potenza massima di 15-20 m.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla presenza di *Helicospaera ampliaperla* e dall'abbondanza di *Sphenolithus belemnus* nella parte basale del membro. All'interno della parte marnosa del membro si ha la LO di *Sphenolithus belemnus*, per cui il membro marnoso può essere riferito alle biozone MNN3a e MNN3b (Burdigaliano superiore *p.p.*).

1.5. - FORMAZIONE DI SEROLE (SEO)

Questa formazione, descritta inizialmente da GELATI (1967, 1968), non è stata



Fig. 23 - Membro glauconitico (VIS₂) della Formazione di Visone in discordanza sul membro marnoso (RIO₃) della formazione di Rigoroso. E' ben visibile l'intervallo di areniti ibride a glauconia basale e il passaggio graduale alle sovrastanti marne calcaree. Località Cavatore.

rappresentata né nel Foglio Ceva alla scala 1:100.000 (dove è compresa nella formazione di Monesiglio), né nel Foglio Dego alla scala 1:50.000 (dove è stata indicata come litozona RTM₆ della formazione di Rocchetta-Monesiglio). Nel Foglio Acqui Terme si è deciso di reintrodurla in quanto facilmente riconoscibile sul terreno ed anche in relazione alla sua importanza nell'evoluzione tettonico-sedimentaria regionale, perché corrisponde ad un momento di riorganizzazione del bacino che causa una notevole variazione nella composizione degli apporti.

La formazione di Serole è costituita da alternanze di arenarie fini e molto fini torbiditiche in strati decimetrici e peliti in strati centimetrico-metrici, con rapporto arenaria/pelite < 1. Gli strati arenacei, con base netta ed erosionale, sono gradati e laminati.

La formazione è presente unicamente nel settore sud-occidentale del Foglio (sezione 194130 Ponti), ha geometria cuneiforme e si chiude lateralmente in corrispondenza della destra idrografica della Valle Erro. Potenza massima di 25-30 m. Si tratta di depositi torbiditici di conoide esterna o di scarpata.

All'interno della formazione si ha la LO di *Sphenolithus belemnus*, per cui la formazione di Serole può essere riferita alle biozone MNN3a e MNN3b (Burdigaliano superiore *p.p.*).



Fig. 24 - Membro marnoso (RIO₃) della formazione di Rigoroso su cui poggia in discordanza il membro marnoso-glaucolitico (VIS₂) della Formazione di Visone. Località Bric delle Forche (pressi).

1.6. - FORMAZIONE DI CORTEMILIA (COM)

Alternanze di arenarie torbiditiche e peliti in strati decimetrico-metrici, con rapporto arenaria/pelite ≥ 1 (Fig. 25). Le arenarie sono da fini a molto grossolane, raramente microconglomeratiche. Di regola gli strati arenacei decimetrici sono interamente laminati con lamine parallele e subordinatamente lamine oblique a piccola scala. Gli strati metrici mostrano gradazione normale alla base e lamine parallele, lamine convolute e/o lamine oblique a piccola scala al tetto; alla base degli strati arenacei sono spesso presenti strutture da carico e gallerie di bioturbazione.

Le arenarie sono costituite per lo più da quarzo e in subordine da mica e frammenti di rocce metamorfiche; abbondanti i resti vegetali.

Gli strati della formazione di Cortemilia sono delimitati da superfici di stratificazione piane e parallele e sono tracciabili lateralmente su lunghe distanze. Nell'insieme queste facies si associano a costituire corpi sedimentari di spessore da alcuni metri fino ad alcune decine di metri a geometria tabulare separati da



Fig. 25 - Formazione di Cortemilia (COM). Tipiche alternanze arenaceo-pelitiche torbiditiche, in cui i livelli arenacei predominano su quelli pelitico-siltosi. Località Bric delle Forche.

spessori subordinati di alternanze arenaceo-pelitiche torbiditiche in strati decimetrici laminati. Questi depositi sono interpretabili come depositi bacinali di conoide esterna (alternanza di facies di lobo deposizionale e di interlobo). Potenza massima di 700-800 m.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla comparsa di *Sphenolithus heteromorphus* nella parte bassa della formazione, e dalla LCO di *Helicosphaera ampliaperita* seguita dall'inizio del paracme di *Sphenolithus heteromorphus* nella parte alta; queste variazioni nelle associazioni permettono di riferire questa formazione alle biozone a nannofossili calcarei MNN3b, MNN4a e MNN4b (Burdigaliano superiore *p.p.* - Langhiano inferiore *p.p.*).

1.7. - FORMAZIONE DI BISTAGNO (**BIG**)

Unità di nuova istituzione, cartografata precedentemente all'interno della formazione di Cortemilia nel Foglio Alessandria alla scala 1:100.000 (BONI & CA-



Fig. 26 - *Formazione di Bistagno (BIG): marne siltose a stratificazione sottile, localmente silicizzate. Località Rio Morra, Bistagno.*

SNEDI, 1970). È costituita da alternanze a stratificazione centimetrico-decimetrico di marne e marne siltose, variamente silicizzate (Fig. 26).

I livelli meno silicizzati consistono di marne calcareo-siltose, a frattura concoide, con resti vegetali, cui s'intercalano livelli decimetrici di arenarie micacee fini, talora bioturbate, a base erosiva, gradate, con lamine oblique a piccola scala e lamine parallele.

I livelli più silicizzati consistono di marne siltose (laminiti centimetrico-milimetriche) con caratteristica patina di alterazione bruno-rossastra, ricche di pteropodi e subordinatamente di gasteropodi. I livelli maggiormente silicizzati sono localizzati alla base e al tetto dell'unità.

Sono presenti inoltre intervalli lateralmente discontinui, potenti dai 10 ai 40 m circa, costituiti da alternanze di arenarie medio-grossolane e peliti in strati decimetrico-metrici a base erosiva, localmente amalgamati, interpretabili come depositi torbiditici.

L'associazione fossilifera è rappresentata da pteropodi, foraminiferi, nanofossili calcarei e radiolari.



Fig. 27 - Marne di Cessole (CES): marne calcaree con sottili intercalazioni arenacee. Località Sessame.

Lo spessore di questa unità varia lateralmente da 150 m (zona di Bistagno) a 40 m (zona di Morsasco). In particolare nel settore a Est della Valle Bormida la successione è costituita esclusivamente da alternanze di marne e marne siltose più o meno silicizzate, mentre mancano gli intervalli costituiti da alternanze arenaceo-pelittiche torbiditiche.

Nel suo complesso la formazione di Bistagno è interpretabile come deposta in un ambiente di scarpata in condizioni paleoceanografiche favorevoli allo sviluppo di organismi a guscio siliceo.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata tra gli elicoliti dalla presenza quasi esclusiva di *Helicosphaera carteri*. Nella parte bassa della formazione è assente *Sphenolithus heteromorphus*, che torna a dominare tra gli sfenoliti nella parte alta, permettendo di individuare chiaramente la fine del suo paracme e di riferire la formazione di Bistagno alle biozone MNN4b-MNN5a (Langhiano inferiore *p.p.*).

1.8. - MARNE DI CESSOLE (CES)

Questa formazione è costituita da una alternanza di marne e marne siltose omogenee, bioturbate, in strati decimetrico-metrici, con intercalati straterelli centimetrico-decimetrici risedimentati siltosi e/o arenacei molto fini.

Nel settore Est (sezioni 194110 Orsara Bormida e 194120 Rocca Grimalda) si osservano strati costituiti da arenarie fini e marne siltose, gradati, con alla base *clay chips* e al tetto peliti nerastre eterolitiche, bioturbate. Sono presenti sia bioturbazioni di diametro centimetrico sia altre più delicate (*Chondrites*). Il contenuto fossilifero, localmente abbondante, è rappresentato da bivalvi a guscio sottile, gasteropodi e radioli di echinidi. Questi strati passano gradualmente alla sovrastante formazione di Serravalle.

Nel settore più occidentale del Foglio si passa a marne prevalenti a cui si intercalano livelli di areniti gradate risedimentate con base erosionale (Fig. 27).

Le marne di Cessole presentano il massimo spessore (600 m) ad Est (sezione Orsara Bormida) e diminuiscono di spessore (circa 100 m) ad Ovest (sezione Bistagno).

Le marne di Cessole sono interpretabili come depositi di piattaforma esterna passanti verso Ovest a sedimenti di ambiente più profondo.

L'associazione a nannofossili calcarei è ricca e ben preservata. Tra gli sfenoliti domina *Sphenolithus heteromorphus*, mentre tra gli elicoliti compaiono *Helicosphaera waltrans* e *H. walbersdorfensis*, che diventa comune nella parte media della formazione. L'associazione riconosciuta permette di riferire la formazione alle biozone MNN5a-MNN5b (Langhiano superiore *p.p.*).

1.9. - FORMAZIONE DI SERRAVALLE (SEV)

Nella precedente edizione del Foglio Alessandria alla scala 1:100.000 (BONI & CASNEDI, 1970), i depositi qui riferiti alla formazione di Serravalle erano stati attribuiti alle Arenarie di Serravalle. Questa formazione affiora nel settore centro-orientale del Foglio, tra Orsara Bormida e Montaldo Bormida, ove è potente circa 100 m.

La formazione segue in modo transizionale le marne di Cessole, mentre è sormontata al tetto da unità stratigrafiche diverse, che da Ovest verso Est comprendono rispettivamente la formazione di Cassinasco (con cui sembra mostrare rapporti di eteropia) e le marne di Sant'Agata Fossili. Nell'area di Orsara Bormida è direttamente seguita dal membro calcarenitico (SAF₁) delle marne di Sant'Agata Fossili attraverso una superficie erosionale, associata a debole discordanza angolare. Ad Est sembra essere troncata dal complesso di Rocca Grimalda, mentre



Fig. 28 - Formazione di Serravalle: arenarie e siltiti a stratificazione piano-parallela; è riconoscibile uno strato cementato, costituito da quarzareniti passanti ad areniti ibride. Località San Quirico.

verso Ovest si assottiglia, fino a chiudersi al di sotto dei depositi alluvionali del F. Bormida.

La formazione di Serravalle è costituita da alternanze irregolari di siltiti a foraminiferi planctonici e arenarie ricche di bioclasti rappresentati da bivalvi e scafopodi (*Dentalium* sp.). Le siltiti e le arenarie sono intensamente bioturbate e formano gruppi di strati di potenza plurimetrica, organizzati internamente in strati di spessore compreso tra 10 e 20 cm.

Alla scala cartografica, i corpi arenacei mostrano geometria debolmente lenticolare. All'interno di essi, gli strati arenacei sono amalgamati e caratterizzati da sottili concrezioni stratiformi; essi mostrano contatti di base netti, gradazione normale, laminazione piano-parallela mal definita alla base e livelli a *clay-chips*, *ripples* o lamine oblique a basso angolo verso il tetto. Nelle siltiti si osservano lamine isolate sabbiose a base piana e tetto convesso od ondulato ad estensione laterale decimetrico-metrica, interpretabili come treni isolati di *ripple*. Nelle siltiti sono comuni tracce di *Anconichnus* di taglia da 2 mm a 7 cm, e rare tracce prodotte da echinidi.

Nella parte medio-inferiore è riconoscibile uno strato cementato (Fig. 28), costituito da quarzareniti passanti ad areniti ibride grossolane o microconglomeratiche a struttura caotica, con base e tetto netti, potente mediamente 1m, lateralmente continuo (per circa 2 km) e tracciabile in tutta l'area di affioramento di questa unità. Nella porzione superiore sono presenti arenarie fini con lamine planari a basso angolo, bioturbate (riconoscibili *Teichichnus* e *Thalassinoides*).

La formazione di Serravalle è riferibile ad un ambiente di piattaforma (zona di transizione e *shoreface* inferiore).

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dalla scomparsa di *Sphenolithus heteromorphus* alla base della formazione. Nella parte intermedia della formazione diventa comune *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, mentre i campioni prelevati al tetto non contengono più *Calcidiscus premacintyreii*, mentre è ancora presente *Coccolithus miopelagicus*. La formazione risulta quindi attribuibile alle biozone MNN6 e MNN7 (Serravalliano).

1.10. - FORMAZIONE DI CASSINASCO (CSI)

Questa unità litostratigrafica era stata introdotta informalmente come “facies di Cassinasco” da VERVLOET (1966) e da GELATI (1967; 1968). Nella precedente edizione dei Fogli Asti e Alessandria alla scala 1:100.000 (BONI & CASNEDI, 1970), i depositi qui riferiti alla formazione di Cassinasco erano stati attribuiti alle Arenarie di Serravalle insieme ai sedimenti di piattaforma qui riferiti alla formazione di Serravalle (SEV). Tuttavia, sia VERVLOET (1966) e GELATI (1967; 1968) sia più recentemente CAPRARA *et alii* (1985) e D'ATRI *et alii* (2002) hanno evidenziato che i sedimenti in oggetto mostrano caratteri sedimentologici che denotano una chiara origine torbiditica.

I rilevamenti effettuati hanno confermato tale ipotesi per cui questi depositi sono stati cartograficamente separati da quelli di piattaforma della formazione di Serravalle (SEV).

La formazione presenta una marcata geometria cuneiforme; essa raggiunge il massimo spessore ad Ovest (circa 800) e diminuisce progressivamente di potenza verso Est chiudendosi in corrispondenza di Orsara Bormida e San Quirico.

La formazione di Cassinasco poggia sulle marne di Cessole (CES) ad eccezione della sua area di affioramento più orientale dove essa sormonta, in parziale rapporto di eteropia, la formazione di Serravalle (SEV).

Al tetto è invece seguita dalle marne di Sant'Agata Fossili (SAF). Unicamente nell'area ad Ovest di Ricaldone la formazione è sormontata direttamente, attraverso una marcata superficie erosionale, dal complesso caotico della Valle Versa (CTV).



Fig. 29 - Formazione di Cassinasco: alternanza arenaceo-pelitica in strati medi. Località Rio Campolungo.

La formazione di Cassinasco è costituita da arenarie torbiditiche da medie a molto grossolane in strati decimetrico-metrici per lo più amalgamati o alternati a sottili livelli pelitici, e da subordinate intercalazioni di alternanze torbiditiche arenaceo-pelitiche in strati decimetrico-metrici con rapporto arenaria/pelite decisamente > 1 . Gli strati arenacei metrici amalgamati sono di regola gradati normalmente e laminati con lamine parallele spesse e gradati e laminati con lamine parallele sottili oppure risultano laminati dalla base di regola con lamine parallele spesse passanti, verso l'alto, a lamine sottili. Gli strati arenacei si associano a costituire corpi sedimentari di spessore da plurimetrico a pluridecametrico a geometria generalmente tabulare separati da spessori variabili di alternanze arenaceo-pelitiche (Fig. 29) in strati decimetrici, subordinatamente metrici. Nella parte sommitale della formazione prevalgono i depositi marnosi.

I sedimenti della formazione di Cassinasco sono interpretabili come depositi bacinali di conoide esterna sovralimentata.

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata nel settore ad Ovest della Valle Bormida dalla scomparsa di *Sphenolithus heteromorphus* alla base della

formazione, indicando chiaramente un'età serravalliana. In questo settore la parte intermedia della formazione è caratterizzata dalla presenza comune di *Reticulofenestra pseudoumbilicus* e successivamente dalla scomparsa di *Calcidiscus premacintyreii*. Il tetto della formazione è invece caratterizzato dall'assenza di *Coccolithus miopelagicus*, di *Helicosphaera walbersdorfensis* e di *H. stalis*. L'associazione a nannofossili calcarei individuata permette quindi di riferire l'intera formazione alle biozone MNN6, MNN7 e MNN8a (Serravalliano - Tortoniano inferiore). Nei settori orientali (zona di Orsara Bormida e Morsasco), l'associazione presente alla base della formazione è caratterizzata dall'assenza di *Coccolithus miopelagicus*, di *Helicosphaera walbersdorfensis* e di *H. stalis*, ed è quindi riferibile già al Tortoniano inferiore (parte alta della biozona MNN8a), indicando chiaramente un ringiovanimento della base della formazione verso Est.

1.11. - COMPLESSO CAOTICO DI ROCCA GRIMALDA (CGF)

Questa unità litostratigrafica, di nuova istituzione, comprende depositi che nei Fogli Asti ed Alessandria (BONI & CASNEDI, 1970) erano stati riferiti alle Arenarie di Serravalle, senza essere distinti cartograficamente dai depositi di piattaforma della formazione di Serravalle (SEV) e dai depositi torbiditici della formazione di Cassinasco (CSI). I rilevamenti effettuati indicano però che questa unità è costituita da un insieme caotico di sedimenti (CGF), chiaramente diversi e distinguibili dai depositi di queste due unità. Il CGF affiora solo ad Est del F. Bormida e costituisce un corpo a geometria marcatamente lenticolare, con estensione laterale pari a circa 5 km e spessore massimo di circa 600 m, compreso fra due superfici articolate. Quella inferiore corrisponde ad una accentuata superficie erosionale che incide profondamente le marne di Cessole e la formazione di Bistagno, fino ad interessare il tetto della formazione di Cortemilia. I dati cartografici sembrano inoltre indicare che il CGF sia in rapporto di natura erosiva con la formazione di Serravalle (SEV), rispetto alla quale occuperebbe dunque una posizione stratigrafica superiore. Al tetto il CGF è seguito da unità stratigrafiche diverse, che da Ovest verso Est corrispondono rispettivamente al membro calcarenitico (SAF.) delle marne di Sant'Agata Fossili, al complesso caotico della Valle Versa (CTV) ed ai conglomerati di Cassano-Spinola (CCS). I rapporti geometrici e stratigrafici con le marne di Sant'Agata Fossili sono di natura incerta sia a causa delle scarse evidenze dirette, sia per la presenza di sistemi di faglie che bordano ad Ovest il CGF.

Il CGF è costituito da blocchi competenti e zolle di sedimenti non consolidati di dimensioni da metriche ad ettometriche, orientati casualmente, e da una "matrice" con struttura brecciata. L'impressione generale è che il CGF abbia una tessitu-



Fig. 30 - *Complesso caotico di Rocca Grimalda: blocco pluridecamentrico in cui è preservata una successione con stratificazione all'incirca verticale, costituita dal alternanze di areniti ibride a lami-nazione obliqua a grande scala e peliti. Località Rocca Grimalda.*

ra *clast-supported* e che quindi i blocchi e le zolle non siano inglobati da una vera e propria matrice sin-deposizionale, ma che questa sia in realtà subordinata.

Mentre le masse competenti affiorano più facilmente e possono di conseguenza essere distinte come blocchi, la scarsa esposizione delle zolle prevalentemente pelitiche rende difficile una loro delimitazione. La soluzione cartografica adottata è stata quindi quella di accorpate in una “massa di fondo” le zolle di sedimenti non consolidati e la matrice brecciata, rappresentandole in carta con la stessa simbologia e sotto la sigla CGF, e di distinguere con un diverso colore e la sigla *se* le aree dove i blocchi competenti e cementati sono particolarmente abbondanti.

I blocchi competenti (*se*; Fig. 30) si presentano sotto forma sia di frammenti pluridecimentrici sia di masse metriche ed ettometriche, costituiti da areniti da molto grossolane a fini, i cui componenti sono costituiti da quarzo e pietre verdi oppure da una abbondante frazione bioclastica finemente triturrata (specialmente alghe, briozoi, bivalvi, echinidi e foraminiferi bentonici) e subordinatamente da

quarzo e serpentiniti. Queste rocce, che sono organizzate in alternanze arenaceo-pelitiche in cui gli strati arenacei mostrano sovente una caratteristica laminazione obliqua a grande scala, corrispondono a lembi disarticolati e rielaborati dei depositi di piattaforma della formazione di Serravalle. A Sud del paese di Rocca Grimalda è presente anche un blocco costituito dai sedimenti silicizzati della formazione di Bistagno.

La restante parte di unità, formata da sedimenti non consolidati (CGF) è costituita da zolle di sedimenti marnosi o marnoso-arenacei vistosamente deformati con associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle biozone MNN5a e MNN5b (Langhiano superiore), e quindi interpretabili come frammenti “strappati” dalle sottostanti marne di Cessole, che in effetti vengono totalmente a mancare laddove la superficie basale del CGF risulta più incisa nella successione sottostante. Localmente è osservabile una matrice arenaceo-pelitica caotica con abbondanti intraclasti arenacei e siltitici di dimensioni centimetrico-decimetriche con disposizione caotica.

L'età di questa formazione è riferibile al Tortoniano inferiore in quanto coinvolge i depositi serravalliani della formazione di Serravalle ed è seguita dai depositi tortoniani inferiori del membro calcarenitico delle marne di Sant'Agata Fossili.

Nel loro complesso i sedimenti del complesso caotico di Rocca Grimalda sono interpretabili come depositi da scivolamento gravitativo in massa, legato ad instabilità sedimentaria innescata dalla tettonica, verosimilmente controllata dall'attività di strutture presenti più ad ESE rispetto all'area del Foglio.

1.12. - MARNE DI SANT'AGATA FOSSILI (SAF)

Questa unità è in prevalenza costituita da sedimenti marnosi (SAF), affioranti soprattutto nel settore occidentale del Foglio; al suo interno, sulla base delle caratteristiche litologiche, è stato informalmente individuato un membro calcarenitico (SAF₁), affiorante nella parte centro-orientale del Foglio, a cavallo del F. Bormida, tra Strevi e Montaldo Bormida, che verso Ovest sembra passare eteropicamente al resto della formazione.

Nel suo insieme, la formazione ha una potenza massima di circa 200-250m, nella zona a Sud di Nizza Monferrato (estremità occidentale del Foglio), che diminuisce progressivamente da Ovest verso Est, o bruscamente fino alla locale scomparsa. Ciò è da mettere in relazione sia alla particolare evoluzione tettonico-sedimentaria che ha caratterizzato quest'area durante la deposizione della formazione stessa, sia alla presenza di estese e irregolari superfici erosionali che la limitano superiormente.



Fig. 31 - Marne di Sant'Agata Fossili: alternanza fra strati marnosi omogenei e livelli pelitici laminati, ricchi in sostanza organica. Località Alice Bel Colle - stazione.

Le marne di Sant'Agata Fossili poggiano sulla formazione di Cassinasco, ad eccezione della loro area di affioramento più orientale dove esse sormontano la formazione di Serravalle (SEV) e il complesso caotico di Rocca Grimalda (CGF).

Al tetto, le marne di Sant'Agata Fossili sono seguite da unità stratigrafiche diverse: ad Ovest segue con passaggio transizionale il membro di Nizza Monferrato della formazione della Vena del Gesso (VGS₃), mentre verso Est il tetto della formazione è troncato dalle superfici erosionali che delimitano alla base le successive unità rappresentate dal complesso caotico della Valle Versa (CTV) e dai conglomerati di Cassano-Spinola (CCS).

L'associazione a nannofossili calcarei è caratterizzata dall'assenza di *Coccolithus miopelagicus* fin dalla base della formazione. Si riconoscono poi la comparsa di *Discoaster bellus*, la scomparsa di *Discoaster hamatus* e la comparsa. Al tetto della formazione l'associazione è caratterizzata dalla presenza di *Discoaster pentaradiatus* seguita dalla comparsa di rari *Amaurolithus primus* e *Reticulofenestra rotaria*. Le associazioni indicate permettono di riferire le marne di Sant'Agata

Fossili alle biozone MNN8-MNN11 e quindi all'intervallo Tortoniano - Messiniano inferiore.

All'interno delle marne di Sant'Agata Fossili è possibile differenziare una porzione inferiore, interamente attribuibile al Tortoniano, da una parte superiore di età messiniana inferiore, aventi caratteristiche litologiche leggermente differenti. In carta esse sono state accorpate (SAF), in quanto le cattive condizioni di affioramento non hanno consentito di posizionare con chiarezza un limite. La porzione inferiore è costituita da marne argillose passanti a marne calcaree omogenee di colore grigio a stratificazione mal distinta, bioturbate e ricche in foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei, e livelli pelitici laminati. (Fig. 31). Nella parte basale della formazione ai sedimenti marnosi si intercalano intervalli pluridecimetrici diatomitici e caratteristici livelli silicizzati finemente laminati (contenenti abbondanti resti di squame di pesce e di vegetali) relativamente continui in tutta l'area di affioramento dell'unità. Questi particolari sedimenti sono ben sviluppati soprattutto ad Est, al di sotto della superficie basale del membro calcarenitico (SAF₁), ove inoltre sono associati a strati centimetrico-decimetrici di arenarie spongolitiche e livelli costituiti interamente da cristalli di dolomite primaria. Gli intervalli diatomitici si presentano fittamente stratificati e finemente laminati e contengono un'associazione di forme marine planctoniche (*Thalassionema* sp., *Rhizosolenia* sp., *Nitzschia* sp.).

La parte superiore delle marne di Sant'Agata Fossili è attribuibile al Messiniano inferiore. Il suo carattere distintivo è il cospicuo aumento, all'interno delle marne, di intercalazioni pelitiche laminate di colore scuro, ricche in sostanza organica, sempre più frequenti verso l'alto. Nelle marne, in cui sono abbondanti i foraminiferi e sono riconoscibili anche pteropodi, compaiono fini bioturbazioni attribuibili al genere *Chondrites*, e tra i foraminiferi bentonici compare il genere *Bulimina echinata* (IRACE, 2004), indicativa di un'età pari o più giovane di 6,29 Ma e di condizioni disaerobiche del fondale (KOUWENHOVEN *et alii*, 2006). Nei livelli sommitali della formazione si assiste alla definitiva scomparsa dei foraminiferi. Questa parte di formazione è meglio sviluppata nel settore occidentale del Foglio, ove passa gradualmente ai sovrastanti depositi del membro di Nizza Monferrato (VGS₃), attraverso un intervallo composito costituito da siltiti ed areniti a laminazione parallela od obliqua a basso angolo (*megaripples*). Nel settore centrale del Foglio essa è in gran parte elisa dalla superficie basale del complesso caotico della Valle Versa, mentre ad Est è erosa dalla base dei conglomerati di Cassano-Spinola.

I sedimenti marnosi delle marne di Sant'Agata Fossili sono interpretabili come depositi emipelagici di scarpata.

1.12.1 - *Membro calcarenitico (SAF₁)*

Questa unità costituisce un corpo a geometria piano-convessa, con potenza massima rilevata di circa 100-150 m (Orsara Bormida) e base corrispondente ad una superficie di discontinuità associata a debole discordanza angolare. Essa si assottiglia lateralmente verso Ovest fino a chiudersi, in parziale eteropia, all'interno del resto della formazione. Si assottiglia anche verso Est, fino ad essere troncata dalle superfici basali erosionali del complesso della Valle Versa e dei conglomerati di Cassano-Spinola. Verso Est mostra inoltre rapporti di erosionali con la formazione di Serravalle (SEV) ed in origine probabilmente anche con il complesso caotico di Rocca Grimalda (CGF; cfr. § 1.11).

Va specificato che in passato i sedimenti qui attribuiti al membro calcarenitico erano stati accorpati alla formazione delle Arenarie di Serravalle ed attribuiti al Serravalliano (BONI & CASNEDI, 1970). Successivamente, seppur ben inquadrati dal punto di vista sedimentologico, sono stati interpretati come gli equivalenti laterali più prossimali dei depositi torbiditici bacinali della formazione di Cassinasco (CAPRARA *et alii*, 1985). I rapporti stratigrafici proposti in questa interpretazione non sembrano tuttavia concordare con le relazioni geometriche dedotte attraverso i nuovi rilievi effettuati, secondo i quali il membro calcarenitico occupa una posizione stratigrafica superiore rispetto alla formazione di Cassinasco; esso appoggia infatti sulla parte basale delle marne di Sant'Agata Fossili attraverso la superficie erosionale che marca la base del membro calcarenitico; questa stessa superficie, verso Est (Montaldo Bormida) pone a contatto il membro calcarenitico sulla fFormazione di Serravalle.

Questo nuovo quadro stratigrafico è inoltre corroborato dai dati biostratigrafici che indicano con le associazioni a nannofossili calcarei un'età tortoniana (biozona MNN10; presenza di *Discoaster bellus*, a cui si associa in campioni più alti *D. pentaradiatus* in un'associazione con *Reticulofenestra pseudoumbilicus* abbondante) per i sedimenti diatomitici immediatamente sottostanti il membro calcarenitico. Datazioni analoghe erano fornite dalle associazioni a foraminiferi planctonici (IRACE, 2004).

Ove è meglio sviluppata, questa unità è internamente articolata in almeno tre corpi o "cicli" deposizionali principali, verticalmente sovrapposti (non distinti cartograficamente) di tipo *fining-upward*; verso Ovest il corpo intermedio e quello sommitale si chiudono e solo il corpo basale può essere ancora riconosciuto.

In ogni corpo sono distinguibili tre intervalli sovrapposti:

i) intervallo caotico basale (spessore massimo 10 m) costituito da blocchi di dimensioni da decimetriche a plurimetriche, rappresentate da *rudstone* ad intraclasti marnosi e diatomitici, immersi in una matrice sabbiosa poco consolidata, passante verso l'alto ad arenarie bioclastiche laminate; questo intervallo è inter-



Fig. 32 - Marne di Sant'Agata Fossili, membro calcarenitico: ciclo inferiore, rappresentato da un intervallo caotico basale costituito da blocchi di dimensioni da decimetriche a plurimetriche, rappresentati da *rudstones* ed intraclasti marnosi e diatomitici, immersi in una matrice sabbiosa poco consolidata, passante verso l'alto ad arenarie bioclastiche laminate. Questo corpo poggia attraverso la superficie di discontinuità D4 (destra) sui depositi diatomitici e spongolitici della porzione inferiore della formazione. Strada tra Orsara Bormida e San Quirico.

pretabile come un deposito da *debris-flow* (Fig. 32);

ii) intervallo intermedio costituito da *grainstone* e *rudstone* a bioclasti, organizzate in strati tabulari, di potenza compresa fra qualche centimetro ed un metro, a laminazione piano-parallela, od in corpi canalizzati a base erosionale di potenza massima osservabile di 3-4 m, a laminazione obliqua. Fra i bioclasti si riconoscono frammenti di bivalvi, gasteropodi, briozoi, alghe corallinacee, frammenti e radioli di echinidi, subordinati frammenti di coralli solitari, anellidi e foraminiferi bentonici e planctonici; una frazione silicoclastica del tutto subordinata è rappresentata da granuli serpentinitici arrotondati e granuli di quarzo angolosi. Ai corpi bioclastici si intercalano subordinati livelli pelitico-arenacei o marnoso-dolomitici;

iii) intervallo superiore costituito da depositi diatomitici, spongolitici e di marne dolomitiche (analoghi a quelli presenti sotto il primo ciclo del SAF₁).

Questa unità si discosta nettamente dal resto delle marne di Sant'Agata Fossili

per due caratteri peculiari: 1) la presenza di livelli bioclastici con associazioni fossilifere riferibili ad un ambiente di piattaforma; 2) la sistematica ricorrenza di abbondanti depositi diatomitici.

I livelli bioclastici rappresentano eventi deposizionali a più alta energia provenienti da un vicino ambiente di piattaforma.

I depositi diatomitici suggeriscono una deposizione in un ambiente riparato ed a bassa energia, ai margini del bacino, e a minore profondità rispetto a quella prospettata per i restanti depositi delle marne di Sant'Agata Fossili. Se da un lato l'associazione con le facies diatomitiche e la presenza di una superficie di discontinuità associata a debole discordanza angolare alla base di SAF₁ sembrano costituire elementi a favore della presenza di un ambiente di piattaforma in senso stretto, dall'altro la presenza di evidenze di attiva risedimentazione sotto forma di importanti corpi caotici intraformazionali rappresenta un elemento a favore della presenza di un contesto relativamente più profondo, tettonicamente instabile, con presenza di paleopendii a controllo strutturale, anche se in prossimità di un'area di mare basso.

In base a tali considerazioni, i sedimenti del SAF₁ possono dunque essere interpretati come depositi provenienti da un vicino ambiente di piattaforma carbonatica, risedimentati in una zona di transizione piattaforma-bacino, controllata da faglie sinsedimentarie. In altre parole, il SAF₁ potrebbe rappresentare la terminazione verso bacino di un sistema di rampa carbonatica.

In tale contesto, i tre corpi calcarenitico-diatomitici sono interpretabili come cicli regressivo-trasgressivi ad alta frequenza, in cui i) gli intervalli caotici basali rappresenterebbero degli episodi di brusco abbassamento relativo del livello di base, ii) gli intervalli bioclastici stratificati intermedi sarebbero riconducibili a momenti di risalita relativa del livello di base, favorevoli all'impostazione di piccole rampe, mentre iii) i livelli fini diatomitici corrisponderebbero all'annegamento delle piccole rampe che provavano a svilupparsi.

1.13. - GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA

In quest'unità litostratigrafica sono stati raggruppate le successioni di età Messiniano *p.p.* connesse alla Crisi di Salinità, che secondo un recente modello (CIESM, 2008) si sarebbe sviluppata attraverso tre stadi evolutivi: evaporiti primarie e peliti eusiniche tempo-equivalenti (deposte durante il primo *step* della crisi), evaporiti risedimentate (deposte durante il secondo *step* della crisi) e depositi terrigeni post-evaporitici (deposte durante il terzo *step* della crisi). L'unità è riportata tra le Unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VII, Quaderno 7, del SGN-ISPRA (ROVERI & MANZI, 2007).

1.13.1. - *Formazione della Vena del Gesso (VGS)*

I sedimenti evaporitici primari affioranti nel BTP e compresi tra il tetto delle marne di Sant'Agata Fossili e la base dei conglomerati di Cassano Spinola sono stati recentemente riferiti alla formazione della Vena del Gesso, in accordo con la proposta di ROVERI & MANZI (2007) e abbandonando la precedente dizione di Formazione Gessoso-Solfifera (CLARI *et alii*, 2008; FESTA *et alii*, 2009 a, b).

I rilevamenti effettuati indicano però che nel Foglio Acqui Terme i classici banchi di gesso della formazione della Vena del Gesso non sono presenti e sono sostituiti da peliti eusiniche, con scarse evaporiti, interpretate come equivalenti laterali delle evaporiti primarie, affioranti più ad Ovest e meglio sviluppate nel settore di Alba (IRACE, 2004; IRACE *et alii*, 2005; DELA PIERRE *et alii*, 2011).

Nel caso del Foglio Acqui Terme, si è reso quindi necessario distinguere dal resto della formazione un membro (**VGS₃**: membro di Nizza Monferrato), anche se tale distinzione ha per ora un carattere informale. Al momento, si ipotizza che i depositi del membro di Nizza Monferrato mostrino, nei settori ad Ovest del Foglio, rapporti laterali di eteropia con il resto della formazione, in cui le evaporiti sono più abbondanti.

1.13.1.1 - Membro di Nizza Monferrato (**VGS₃**)

Unità litostratigrafica di nuova istituzione che corrisponde all'equivalente laterale delle evaporiti primarie della formazione della Vena del Gesso affioranti nel settore di Alba, descritte in un recente lavoro di rivisitazione della successione evaporitica (DELA PIERRE *et alii*, 2011).

I depositi del VGS₃ affiorano solo nel quadrante nord-occidentale del Foglio a Sud di Nizza Monferrato ove poggiano con contatto graduale sulle marne di Sant'Agata Fossili e sono seguiti, in discontinuità, dai conglomerati di Cassano Spinola.

Il VGS₃ presenta una potenza massima di 50 m e risulta nel complesso costituito da argille, siltiti e subordinate arenarie con stratificazione centimetrica molto ben sviluppata e laminazione millimetrica, che conferisce a tali depositi un aspetto "varvato". La colorazione è molto variabile dal giallo bruno, al crema, al grigio e localmente violacea. Ciò che contraddistingue questi depositi è la completa assenza di bioturbazione.

Il contenuto fossilifero è soprattutto concentrato lungo le superfici di laminazione degli strati argillosi, ed è rappresentato da abbondanti larve di libellula e subordinati resti di esemplari adulti, resti vegetali e squame o resti di pesci. Sono inoltre presenti lamine e gruppi di lamine, caratterizzate da un'abbondante concentrazione od interamente costituite da frustoli di diatomee. Queste ultime sono



Fig. 33 - Formazione della Vena del Gesso, membro di Nizza Monferrato: banco metrico di gesso caratterizzato da un layering tessiturale, dato dall'alternanza fra livelli centimetrici sottilmente laminati (particolarmente evidenti nella porzione inferiore), costituiti da gesso cumulitico microcristallino e livelli centimetrico-decimetrici massivi omogenei, costituiti da selenite del tipo branching. Questo banco di gesso è intercalato a peliti finemente laminate, che costituiscono la maggior parte dell'unità. Località Bric Santa Margherita - Nizza Monferrato, appena fuori dal limite occidentale del Foglio.

rappresentate da associazioni da poco diversificate ad oligotipiche, costituite da forme planctoniche (*Thalassionema* sp., *Nitzschia* sp., *Rhizosolenia* sp.) e subordinatamente bentoniche (*Cocconeis* sp.), la maggior parte delle quali è riferibile a condizioni di salinità normali.

A questi sedimenti si intercalano, in misura subordinata, depositi evaporitici primari (Fig. 33), rappresentati da un unico banco di gesso costituito da un'alternanza ciclica di intervalli di gesso laminato microcristallino cumulitico e di selenite di tipo *branching* (LUGLI *et alii*, 2010). Esso mostra una potenza massima di 2,5 m ad Ovest del Foglio (Bric di Santa Margherita) e si assottiglia progressivamente, per scomparire più a Est (IRACE, 2004; IRACE *et alii*, 2005), ove le evaporiti non sono più presenti e la successione è costituita interamente da peliti eusiniche.

Esso rappresenta l'unico deposito evaporitico di questa successione e può es-

sere fisicamente correlato con il livello di gesso “balatino” segnalato nel settore di Alba (STURANI, 1973; CLARI *et alii*, 2008) e ridenominato “strato guida Sturani” (6° banco delle evaporiti primarie) da DELA PIERRE *et alii* (2011). Di conseguenza i cicli gesso-pelite riconosciuti nelle sezioni albesi sotto e sopra questo strato guida sono nel Foglio Acqui Terme rappresentati da peliti eusiniche.

I sedimenti del VGS₃ sono inoltre caratterizzati da numerose masse diagenetiche solfatiche e carbonatiche e, sia al di sotto che al di sopra del banco di gesso, da corpi carbonatici lenticolari clastici ed intervalli caotici intra-formazionali (*mud-flow*), localmente a blocchi di carbonati.

I depositi del VGS₃ possono essere riferiti ad un contesto deposizionale collegato, ma diverso, rispetto a quello delle evaporiti della Vena del Gesso. In particolare, il passaggio insensibile ai sottostanti depositi pre-evaporitici delle marne di Sant’Agata Fossili, lo scarso sviluppo di depositi evaporitici primari (ed in particolare l’assenza di facies selenitiche massive o a bande così come lo spessore ridotto e la chiusura laterale dello strato guida) e la presenza di sedimenti caotici intra-formazionali, sono elementi a favore di un contesto relativamente profondo costituito da un paleopendio interessato da fenomeni di instabilità sedimentaria. I depositi del VGS₃ sono qui interpretati come depositi euxinici ed evaporitici di scarpata.

1.13.2. - *Complesso caotico della Valle Versa (CTV)*

Questa unità è unicamente costituita da depositi caotici che nei Fogli Asti ed Alessandria (BONI & CASNEDI, 1970) erano stati riferiti alla Formazione Gessoso-solfifera, senza essere distinti cartograficamente dalle evaporiti primarie o dai loro equivalenti laterali. Tuttavia questi depositi mostrano caratteri molto simili ai depositi post-evaporitici del “complesso caotico della Valle Versa” (CTV), unità definita nel Monferrato (DELA PIERRE *et alii*, 2002, 2003) e recentemente riconosciuta anche nella Collina di Torino (IRACE, 2004; FESTA *et alii*, 2009a, b). Per evitare la proliferazione terminologica, tale definizione verrà dunque utilizzata anche in questo caso.

Il CTV affiora sia ad Ovest che ad Est del F. Bormida e costituisce due corpi a geometria lenticolare compresi fra due superfici di discontinuità stratigrafica. Quella inferiore corrisponde ad una superficie erosionale, associata a discordanza angolare alla scala cartografica, che comporta la diretta sovrapposizione del CTV sulle marne di Sant’Agata Fossili e localmente sulla formazione di Cassinasco ad Ovest del F. Bormida, o sul membro calcarenitico delle marne di Sant’Agata Fossili ad Est. Quella presente al tetto corrisponde alla discontinuità basale dei conglomerati di Cassano-Spinola. Il corpo caotico più sviluppato e meglio preser-

vato risulta quello ad Ovest del F. Bormida: esso presenta un'estensione laterale pari a circa 9 km e potenza massima di 150-200 m. Il corpo caotico ad Est del F. Bormida ha un'estensione limitata, essendo lateralmente bordato da sistemi di faglie NNW-SSE e NE-SW.

Verso Ovest, la superficie basale erosiva del CTV confluisce con la superficie superiore in un'unica superficie di discontinuità, tracciabile al di sopra del membro di Nizza Monferrato (VGS₃) (IRACE, 2004). Per questo motivo il CTV avrebbe un rapporto laterale di natura erosionale con il membro di Nizza Monferrato (VGS₃), rispetto al quale occuperebbe dunque una posizione stratigrafica superiore. Ciò giustifica la distinzione del CTV come unità a se stante e ne conferma ulteriormente l'attribuzione all'intervallo "post-evaporitico" del Messiniano (IRACE, 2004; IRACE *et alii*, 2005).

Il CTV è costituito da blocchi di varia dimensione, composizione e diverso grado di competenza, con orientazione casuale, e da una "matrice" a composizione pelitica. L'impressione generale è che i blocchi non siano sostenuti da una vera e propria matrice o che quest'ultima sia del tutto subordinata.

Tuttavia, per motivi operativi, tutta la porzione non affiorante in cui non sono differenziabili dei blocchi è stata complessivamente considerata come matrice, che quindi dal punto di vista cartografico risulta notevolmente sovrastimata.

La matrice (CTV) è mal esposta e dove può essere osservata (Sud di Alice Bel Colle e Nord di Montaldo Bormida) è costituita da *mud-breccias* poco consolidate, costituite da clasti pelitici immersi in una matrice argillosa, ricca in sostanza organica.

I blocchi sono costituiti da masse competenti o cementate e da zolle di sedimenti non consolidati.

I blocchi competenti si presentano sotto forma sia di singole masse di dimensioni da plurimetriche ad ettometriche, sia di blocchi pluridecimetrici o metrici, sovente non in posto e sparsi diffusamente nei campi. Per questi ultimi, che non sono cartografabili singolarmente, si è deciso di delimitare le aree in cui essi sono particolarmente abbondanti.

I blocchi competenti con dimensioni maggiori sono rappresentati da:

- **gs**: gessi primari selenitici, a cristalli di dimensioni centimetrico-decimetriche, sia singoli che geminati e gessi primari laminati ("balatino") finemente stratificati e laminati, estesamente ricristallizzati in gesso secondario, con intercalazioni pelitiche; gessoruditi passanti a gessareniti, associate ad intervalli caotici; particolarmente significativo è l'affioramento in corrispondenza di una delle cave dismesse presenti appena ad Ovest di Alice Bel Colle (Fig. 34).

Tra i gruppi di blocchi pluridecimetrici o metrici sono state distinte in carta le seguenti litofacies:

- **ce**: carbonati vacuolari caratterizzati da cavità prismatiche derivanti dalla



Fig. 34 - *Complesso caotico della Valle Versa - blocco di gesso (CTV_{gs}): blocco pluridecametrico in cui è preservata una successione con stratificazione molto inclinata verso sinistra, di cui è qui visibile solo l'intervallo inferiore; quest'ultimo ha una struttura caotica ed è costituito da lembi e blocchi di gessi selenitici, gessoruditi e gessareniti, immersi in una matrice pelitica. Località Alice Bel Colle - stazione.*

dissoluzione di cristalli di gesso (carbonati “a gessi negativi”), disperse in una matrice carbonatica micro-cristallina, sovente peloidale.

- **mf**: blocchi formati sovente alle spese di concrezioni, costituiti da carbonati micritici fossiliferi, il cui contenuto fossilifero è rappresentato da gasteropodi, piccoli bivalvi, ma soprattutto da foraminiferi bentonici e planctonici.

- **md**: all'interno di questa categoria sono compresi blocchi pluri-decimetrici di carbonati metano-derivati accomunati da valori particolarmente negativi del $\delta^{13}\text{C}$ (da -35,09 a -51,58 ‰ PDB; IRACE, 2004), tra cui sono distinguibili tre litofacies: i) breccie carbonatiche *clast-supported* molto cementate (Boidini), a clasti da angolosi ad arrotondati, costituiti da carbonati micritici, fratturati e talora iso-orientati, con minute cavità lasciate dalla dissoluzione del gesso; ii) carbonati laminati, derivanti dalla cementazione dei sedimenti del membro di Nizza Monferrato; iii) rocce del tutto confrontabili con il gruppo dei carbonati micritici (mf),

ma da cui si differenziano per il particolare segnale isotopico.

- **sf**: blocchi di areniti bioclastiche con laminazione obliqua del membro calcarenitico delle marne di Sant'Agata Fossili, rinvenuti esclusivamente nel corpo caotico orientale.

Le zolle di sedimenti non consolidati corrispondono a lembi disarticolati di successione in cui è ancora osservabile una successione coerente di strati. Tra le zolle sono state distinte in carta le seguenti litofacies:

- **ge**: depositi pelitici "varvati" del membro di Nizza Monferrato
- **sa**: marne argillose riferibili alle marne di Sant'Agata Fossili
- **cd**: depositi marnosi ed arenacei interpretabili come blocchi riciclati di marne di Cessole o di blocchi del complesso caotico di Rocca Grimalda.

Generalmente tali zolle possiedono un'estensione laterale ed una potenza variabile da pochi metri a 10-20 m. Tuttavia, in corrispondenza alle chiusure laterali "a becco di flauto" del corpo occidentale del complesso caotico della Valle Versa sono cartograficamente differenziabili lembi disarticolati di dimensioni ettometrico-chilometriche del membro di Nizza Monferrato.

La geometria lenticolare dei due corpi caotici, il fatto di essere delimitati alla base ed al tetto da superfici di discontinuità stratigrafica, l'orientazione casuale sia dei blocchi che delle zolle di sedimenti non consolidati presenti al loro interno, così come il rinvenimento locale di una matrice clastica (*mud-breccias*) alla scala del campione a mano, consentono di interpretare il CTV come il prodotto della risedimentazione gravitativa in massa, legata ad instabilità sedimentaria, che ha per lo più coinvolto la successione pre-evaporitica ed evaporitica precedentemente deposta.

Il CTV si sarebbe messo in posto in un contesto deposizionale subacqueo, la cui effettiva batimetria è difficile da valutare. Senza dubbio, l'assenza di una disarticolazione completa all'interno delle zolle di sedimenti non consolidati è indicativa di una scarsa traslazione sotto pendio e quindi di una prossimalità del CTV, ma la presenza di blocchi di gesso selenitico e di gesso-clastiti, che sebbene di origine intra-bacinale possono essere considerati come corpi "esotici in senso lato", in quanto mai trovati in giacitura primaria nell'area del Foglio, suggerisce che almeno alcune porzioni di successione, ora inglobate nel CTV siano state traslate per distanze maggiori a partire da altri settori del bacino messiniano, con evoluzione leggermente diversa.

Tuttavia, l'interpretazione del CTV come dovuto alla messa in posto di frane sottomarine esclusivamente legate alla tettonica non soddisfa completamente.

Infatti, il riconoscimento all'interno del CTV di blocchi di carbonati metano-derivati, interpretati come carbonati autigeni, legati alla risalita, attraverso i sedimenti, di fluidi ricchi in idrocarburi leggeri (CLARI *et alii*, 1994; 2004), impone di tenere conto, nella ricostruzione della genesi di questo particolare intervallo,

anche del possibile contributo dei gas idrati ed in generale dei fluidi ricchi in metano. Gli studi sui margini continentali attuali sembrano dimostrare che la dissociazione dei gas idrati presenti nei sedimenti possa innescare imponenti fenomeni di scivolamento gravitativo e contribuire alla formazione di depositi caotici (BROOKS *et alii*, 1991; GINSBERG *et alii*, 1993; PAULL *et alii*, 1995; BOHRMANN *et alii*, 1998; HENRIET & MENIERT, 1998; TREHU *et alii*, 1999) confrontabili con il CTV. Esiste quindi il sospetto che questi processi abbiano agito anche nel passato e che l'instabilità sedimentaria che ha dato origine al CTV sia stata favorita anche dalla dissociazione dei gas idrati.

La destabilizzazione di questi ultimi è attribuita a cambiamenti di pressione e temperatura dei sedimenti in cui essi sono contenuti, causati da oscillazioni eustatiche, variazioni del carico litostatico e tettonica (REED *et alii*, 1990; HAQ, 1993; PAULL *et alii*, 1996).

Nel caso del Messiniano è documentata, a scala regionale, un'importante fase tettonica intra-messiniana (GELATI *et alii*, 1987; ROSSI & ROGLEDI, 1988; GHIELMI *et alii*, 1998, 2008, 2010, 2012; ROSSI *et alii*, 2002; MINERVINI *et alii*, 2008; ROVERI *et alii*, 2001, 2003), che nel BTP ha determinato il sovrascorrimento dei diversi domini che lo costituiscono sull'avanfossa padana, a causa della propagazione verso Nord del *thrust* frontale padano (PIERI & GROPPI, 1981; PIANA, 2000).

La presenza di una marcata discordanza angolare alla base del CTV suggerisce che la deformazione tettonica intra-messiniana abbia giocato un ruolo determinante, producendo una topografia favorevole allo sviluppo di imponenti fenomeni di scivolamento gravitativo e determinando la risalita, attraverso la colonna sedimentaria, di fluidi in pressione ricchi in idrocarburi. Questo secondo processo avrebbe contribuito alla genesi del CTV, diminuendo ulteriormente la resistenza al taglio dei sedimenti.

1.13.3. - *Conglomerati di Cassano-Spinola (CCS)*

Questa formazione presenta nel suo complesso una geometria piano-concava con massimo spessore nel settore centro-occidentale del Foglio, anche se nel dettaglio è caratterizzata da notevoli variazioni laterali di spessore, compresi fra 70 m (N di Orsara Bormida) e 300 m (Alice Bel Colle), da mettersi in relazione:

- all'articolazione primaria del tetto del sottostante complesso caotico della Valle Versa;
- all'irregolarità geometrica del limite erosionale inferiore, che localmente può essere tracciato fino al di sopra delle marne di Sant'Agata Fossili e che verso Est, ove si osserva una progressiva e notevole diminuzione di spessore dei conglomerati di Cassano Spinola, è chiaramente associato a discordanza angolare.



Fig. 35 - Conglomerati di Cassano Spinola: corpo conglomeratico a base erosionale, poggianti su peliti finemente laminate. Località C. Sarogna (a Nord di Alice Bel Colle).

La formazione è riferibile alla parte superiore dell'intervallo “post-evaporitico” del Messiniano ed è costituita per la maggior parte da alternanze arenaceo-pelitiche (CCS), e subordinatamente da corpi lenticolari di conglomerati (CCS_a) (Fig. 35). Solo nel settore centrale del Foglio, tra Fontanile e Ricaldone è riconoscibile l'organizzazione in 2 cicli in cui sono alternati corpi conglomeratici ed alternanze arenaceo-pelitiche.

I livelli arenacei sono potenti da qualche decimetro a 2-3 m e talora risultano amalgamati. Sono caratterizzati da contatto basale netto e tetto più sfumato. Internamente essi risultano omogenei oppure sono gradati e caratterizzati da associazioni di strutture trattive (laminazione piano-parallela, laminazione obliqua-planare a medio-grande scala, lamine oblique concave a media e piccola scala, laminazione ondulata, laminazione convoluta). Verso Ricaldone, ove le arenarie sembrano prevalere, al tetto della terminazione laterale di un corpo conglomeratico, sono presenti arenarie clinostratificate, separate da drappaggi pelitici a geometria cuneiforme.

Le intercalazioni pelitiche (potenti da pochi centimetri a 60 cm circa) cor-

rispondono ad intervalli compositi, costituiti da un'alternanza ritmica fra strati centimetrico-decimetrici di argille grigio-beige omogenee e strati centimetrici di siltiti ocracee o strati millimetrico-centimetrici di areniti fini. Sono comuni strutture quali *wavy* e *lenticular bedding*.

A NE di Gianola, nella porzione inferiore della formazione, e ad Est di Ricaldone, nella parte intermedio-alta, sono presenti peliti sabbiose grigio-verdi a stratificazione mal distinta contenenti resti di gasteropodi dulcicoli-salmastri (tra cui *Theodoxus* sp.), la cui presenza permette di correlare questi depositi con le facies a Congerie ("Lago-Mare").

I corpi conglomeratici (CCS_a) possono raggiungere i 20-30 m di potenza e mostrano un'estensione laterale variabile dalle decine di metri ai 6 km (corpo di Ricaldone). Si tratta di conglomerati *clast-supported*, con matrice sabbiosa, a ciottoli centimetrico-decimetrici, passanti lateralmente ad areniti medie e grossolane. È localmente osservabile l'embricazione dei ciottoli ed una rozza stratificazione, definita da allineamenti di ciottoli appiattiti isorientati. Nei corpi più potenti, sono presenti intercalazioni di arenarie, che lateralmente si chiudono in modo graduale.

Il contatto inferiore con i depositi pelitico-siltosi sottostanti risulta netto ed erosionale. Le osservazioni preliminari sulla composizione dei ciottoli hanno consentito di riscontrare la ripetitiva ricorrenza di rocce sedimentarie (calciruditi e calcareniti bioclastiche; areniti a composizione mista calcareo-silicoclastica, conglomerati poligenici; calcari micritici silicizzati) e metamorfiche (serpentiniti, gneiss e metagabbri).

Sulla base del modello proposto da GHIBAUDO *et alii* (1985), questi depositi vengono qui interpretati come depositi di delta-conoide distale.

1.14. - ARGILLE AZZURRE (FAA)

Questa unità comprende i sedimenti che nei Fogli Asti ed Alessandria alla scala 1:100.000 (BONI & CASNEDI, 1970) sono riferiti alla Formazione delle Argille di Lugagnano. Le Argille Azzurre rappresentano il termine basale della successione pliocenica. L'unità è riportata tra le Unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VII, Quaderno 7, del SGN-ISPRA (FALORNI, PETTI & D'AMBROGI, 2007).

La base di questa formazione è in gran parte tettonicamente elisa da sistemi di faglie a prevalente componente normale, con direzione NW-SE. Di conseguenza non è possibile fornire valori precisi relativi al suo spessore. Tuttavia, facendo riferimento ai pochi tratti in cui il limite stratigrafico inferiore è preservato, è ricavabile uno spessore massimo di circa 250 m. Nell'unico caso in cui il limite con i sottostanti conglomerati di Cassano-Spinola è direttamente osservabile in



Fig. 36 - *Argille Azzurre*: marne e marne calcaree di colore grigio-azzurro, a stratificazione mal distinta, localmente sottolineata da livelli pelitici più scuri con maggior contenuto in sostanza organica. Località C. Boschella (a Sud di Cassine).

affioramento (tra Rivalta Bormida ed Orsara Bormida), esso risulta marcato da un intervallo conglomeratico (potente al massimo 2 m) *matrix-supported* di colore verdastro a matrice arenitica e ciottoli prevalentemente serpentinitici, a laminazione mal definita. Verso il tetto sfuma ad un orizzonte arenitico (50 cm), ricco in sostanza organica, a sua volta bruscamente seguito dai depositi delle Argille Azzurre.

Queste ultime sono costituite da marne e marne calcaree di colore beige o grigio-azzurro (Fig. 36), a stratificazione mal distinta, localmente sottolineata da livelli con maggior contenuto in sostanza organica. Si mostrano localmente bioturbate e contengono resti di bivalvi, gasteropodi, echinidi, pteropodi, associazioni a foraminiferi planctonici e bentonici ed abbondanti frustoli vegetali. Nella porzione inferiore si rinvencono arenarie e conglomerati, che costituiscono corpi lenticolari, potenti fino a qualche metro (cava di argille a Sud di Cassine). All'incirca i due terzi superiori della successione sono costituiti da marne siltose e siltiti e i sedimenti più prossimi al limite superiore mostrano un netto aumento della frazione terrigena ed una concomitante diminuzione nell'abbondanza del contenuto fossilifero. Nonostante siano state individuate queste variazioni litolo-

giche, la limitatezza delle condizioni di affioramento ed i passaggi molto sfumati non consentono di distinguere unità litostratigrafiche di rango inferiore.

I depositi marnosi che costituiscono circa un terzo della formazione a partire dalla sua base sono riferibili ad un ambiente bacinale profondo mentre i depositi marnoso-siltosi, che costituiscono i due terzi superiori della formazione sono attribuibili ad un ambiente di scarpata, fino alla piattaforma esterna.

Sulla base della associazioni a foraminiferi planctonici le Argille Azzurre sono riferibili allo Zancleano (Pliocene inferiore). La parte inferiore della formazione, esposta unicamente tra Rivalta Bormida ed Orsara Bormida, è riferibile alla biozona MP11 in base alla presenza di *Sphaeroidinellopsis seminulina*; la parte restante dell'unità è invece attribuibile alle biozone MP12 e MP13: in particolare la biozona MP12 è stata individuata grazie al rinvenimento della specie planctonica *Globorotalia margaritae*, mentre la presenza concomitante di *G. margaritae* e *G. puncticulata* ha consentito di riconoscere la biozona MP13. La parte stratigraficamente più alta è attribuibile alla sottozona MP14a, in base alla presenza della sola *G. puncticulata*. Le associazioni a foraminiferi bentonici (*Bulimina minima*, *Cibicides* spp., *Hoeglundina elegans*, *Heterolepa bellincionii*, *Karreriella bradyi*, *Lenticulina* spp., *Planulina ariminensis*, *Uvigerina peregrina*) suggeriscono un ambiente di deposizione da batiale a circalitorale profondo.

1.15. - SABBIE DI ASTI (AST)

Questa unità poggia sulle Argille Azzurre tramite un passaggio graduale, introdotto da siltiti e caratterizzato soprattutto verso Ovest da alternanze tra sabbie e siltiti. Mostra spessore variabile da 70 a 150 m ed è costituita da sabbie da fini a grossolane passanti a siltiti, a composizione silicoclastica, di colore giallo o grigio-azzurro, organizzate in strati da decimetrici a plurimetrici (fino a 5 m) amalgamati, a base netta e sovente irregolare (Fig. 37). Gli strati mostrano cenni di laminazione piano-parallela (evidenziata da allineamenti sparsi di ciottoli e da concentrazioni di gusci iso-orientati di bivalvi e gasteropodi) o di laminazione obliqua a festoni (es. in località Cassine), tuttavia si presentano sovente omogenei a causa dell'intensa bioturbazione. Alla base sono presenti gruppi di strati con *ripple* da onda. Sono inoltre presenti abbondanti concrezioni.

La base della formazione è riferibile alla sottozona MP14a del Pliocene (Zancleano) data la presenza concomitante di *Globorotalia puncticulata* e della specie bentonica *Buccella granulata*, la cui comparsa è finora segnalata a partire da tale sottozona (BASILICI *et alii*, 1997; VIOLANTI, 2012). Associazioni prive o povere in foraminiferi planctonici e contenenti foraminiferi bentonici infra-circalitorali, tra i quali *Buccella granulata*, potrebbero essere coeve alle precedenti o anche più



Fig. 37 - Sabbie di Asti: sabbie medie a stratificazione mal distinta; si notino le concrezioni nella parte medio-alta dell'affioramento. Località Cassine.

giovani (Piacenziano?).

Le associazioni a foraminiferi bentonici (*Florilus boueanum*, *Ammonia* spp., *Cibicides lobatulus*, *Protoelphidium granosum*, *Bolivina* spp. *Brizalina* spp., *Textularia* spp.) suggeriscono un ambiente di deposizione tra infralitorale e circalitorale.

1.16. - SABBIE DI FERRERE (SFR)

Questi sedimenti rappresentano il termine inferiore della “successione villafranchiana *Auct.*” (BONI & CASNEDI, 1970) e hanno caratteristiche e posizione stratigrafica confrontabili con le sabbie di Ferrere, unità riconosciuta più a Nord-Ovest, nell’area-tipo del Villafranchiano, nel limitrofo settore di Castelnuovo Don Bosco (CARRARO *et alii*, 1996; BOANO & FORNO, 1999) e nei Fogli Trino e Torino Est (DELA PIERRE *et alii*, 2003; FESTA *et alii*, 2009).

Questa unità è principalmente costituita da sabbie e sabbie ghiaiose, prevalen-



Fig. 38 - Sabbie di Ferrere: sabbie grossolane con laminazione obliqua planare. Località L'Ospedale - Mombaruzzo.

temente quarzoso-feldspatiche, in strati decimetrici, in parte cementate, alternate verso l'alto a peliti.

Nella parte medio bassa dell' unità gli strati sabbiosi presentano strutture sedimentarie a grande scala quali lamine oblique sia a festoni che planari (sovente bidirezionali, Fig. 38) e strutture a piccola scala quali *flaser-bedding*; gli strati sabbiosi sono bioturbati, con icnogenere *Ophiomorpha*, e sono presenti corpi conglomeratici a geometria canalizzata e a laminazione incrociata.

La parte medio alta della successione è caratterizzata da gruppi di strati sabbiosi tabulari di spessore da decimetrico a metrico alternati a sottili strati pelitici. Le sabbie mostrano laminazione obliqua a media scala; le intercalazioni pelitiche sono per lo più laminate, mostrano *wavy-bedding*, ma sono anch'esse in qualche caso bioturbate. Solo localmente (ad Est del F. Bormida) questi depositi passano lateralmente ad una successione potente circa 20 m, costituita da siltiti e peliti grigio-azzurre e subordinate sabbie, con abbondanti figure pedogenetiche e rizoconcrezioni verso il limite con il sovrastante sintema di Maranzana (MRZ; vedi § 2.2.1.). Tale successione sembra rappresentare l'equivalente laterale del Silt di

San Martino, unità litostratigrafica riconosciuta nei Fogli Trino e Torino Est. Per limiti di rappresentazione stratigrafica, questi sedimenti sono stati accorpati alle sabbie di Ferrere.

La potenza complessiva delle sabbie di Ferrere è compresa tra 0 e 80 m, ed aumenta da Sud verso Nord. Il contatto con le sottostanti sabbie di Asti è in genere graduale in breve spazio, anche se verso Sud (Mombaruzzo, Maranzana) le facies sabbioso-ghiaiose sembrano poggiare localmente in discontinuità sulle sabbie di Asti.

Le sabbie di Ferrere sono complessivamente interpretabili come depositi marini litorali, ad influenza tidale con evidenze di emersione nella parte sommitale. Sulla base delle datazioni biostratigrafiche dei depositi sottostanti, ed in accordo con l'attribuzione cronologica fornita nell'area tipo del Villafranchiano (CARRARO *et alii*, 1996), le sabbie di Ferrere sono riferibili al Piacenziano (Pliocene).

1.17. - SUPERFICI DI DISCONTINUITÀ

All'interno della successione pre-aterniana affiorante nel Foglio sono state individuate 9 superfici di discontinuità di importanza regionale che hanno permesso di individuare 8 sintemi. Vengono qui di seguito descritte le caratteristiche e le età delle superfici di discontinuità utilizzate come limite di sintema.

1.17.1. - *Discontinuità D1*

Superficie di non concordanza presente tra il substrato metamorfico, costituito dall'Unità Tettonometamorfica Voltri, e la base della formazione di Molare. Corrisponde all'inizio della sedimentazione (continentale o marina) sul substrato metamorfico esumato.

La superficie di discontinuità D1 è seguita da depositi continentali (membro delle brecce di Ciglione o membro conglomeratico) o direttamente da depositi marini (membro arenaceo - microconglomeratico). In quest'ultimo caso, la superficie D1 viene a coincidere con la prima superficie di trasgressione marina (*ravinement surface*), sottolineata dalla presenza di un *lag* basale grossolano legato alla *shoreface erosion* oppure dallo sviluppo di colonie di coralli o di livelli a rodoliti direttamente sul substrato metamorfico.

In base all'età dei sedimenti marini sovrastanti (attribuiti alla biozona a macroforaminiferi SB21), la discontinuità D1 può essere riferita alla parte bassa del Rupeliano.

1.17.2. - *Discontinuità D2*

Superficie di discontinuità di importanza regionale presente alla base della Formazione di Visone e dell'orizzonte cg del membro calcareo della formazione di Montechiaro d'Acqui. Quando sviluppata alla base della Formazione di Visone corrisponde ad una discordanza angolare a cui si associa uno *hiatus* compreso tra il Chattiano superiore e il Burdigaliano inferiore (biozona MNP25-MNN2a). Spostandosi verso Ovest, dove la Formazione di Visone non è più presente, la discontinuità D2 può essere tracciata all'interno della formazione di Montechiaro d'Acqui, in corrispondenza della base dei depositi glauconitici che costituiscono l'orizzonte cg. Alla base di questi depositi è riconoscibile una superficie di discontinuità caratterizzata dalla presenza di gallerie da *firm-ground* centimetriche riempite dai sedimenti sovrastanti, cui seguono normalmente depositi costituiti da areniti glauconitiche o biocalcareni glauconitiche intensamente bioturbate. Questa discontinuità coincide con una lacuna stratigrafica di entità minore rispetto a quella presente alla base della Formazione di Visone e che diminuisce verso Ovest. In corrispondenza della sezione di Case Gatti in Valle Erro manca la parte alta della biozona MNN1 e la biozona MNN2a, mentre nei settori più occidentali del Foglio (Valle Bormida di Spigno) la lacuna non è più riconoscibile perché scende al di sotto del grado di risoluzione della biostratigrafia a nannofossili calcarei.

I dati relativi ai depositi sovrastanti permettono di attribuire la discontinuità D2 al Burdigaliano inferiore.

1.17.3. - *Discontinuità D3*

Superficie di discontinuità di importanza regionale riconoscibile alla base della formazione di Serole e, dove questa unità non è presente, alla base della formazione di Cortemilia. Questa discontinuità, corrispondente ad una paraconcordanza, è evidenziata dalla brusca immissione di depositi torbiditici nel bacino, associata ad un netto cambio nella composizione dei sedimenti (da areniti ibride a glauconia a litoareniti ricche in clasti provenienti dal substrato metamorfico).

In base all'età della base delle formazioni di Serole e Cortemilia la discontinuità D3 può essere attribuita al Burdigaliano superiore, con un ringiovanimento verso Est. Infatti, la base della formazione di Serole (affiorante solo nel settore occidentale del Foglio) risulta più vecchia (biozona MNN3a) rispetto alla base della formazione di Cortemilia (biozona MNN3b).

1.17.4 - *Discontinuità D4*

Questa discontinuità è riconoscibile alla base di diverse unità litostratigrafiche e cambia connotazione spostandosi dai settori orientali a quelli occidentali del Foglio. Ad Est essa è tracciabile alla base del complesso caotico di Rocca Grimalda, dove ha un carattere marcatamente erosionale ed incide profondamente nella successione langhiano-serravalliana arrivando fino al tetto della formazione di Cortemilia. Ad Ovest del T. Stanavazza (tra Montaldo Bormida e C. Mezzane) può essere tracciata alla base del membro calcarenitico delle marne di Sant'Agata Fossili. In questo settore si ha la sovrapposizione, con debole discordanza angolare, dei depositi di calcarenitici sui depositi di piattaforma della formazione di Serravalle (Montaldo Bormida), e spostandosi verso Ovest sui depositi emipelagici della parte inferiore delle marne di Sant'Agata Fossili (tra Orsara Bormida e C. Mezzane). Spostandosi ulteriormente verso Ovest, dove il membro calcarenitico non è più presente, la discontinuità D4 passa a continuità correlata, che può essere tracciata all'interno delle marne di Sant'Agata Fossili, in corrispondenza del tetto dei depositi marnosi che contengono livelli diatomitici e silicizzati di età tortoniana media (biozona MNN10). Sulla base di queste considerazioni la discontinuità D4 può essere attribuita al Tortoniano medio-superiore.

È importante sottolineare che nel settore occidentale del Foglio, a causa delle cattive condizioni di affioramento e del grado molto variabile della silicizzazione della parte inferiore delle marne di Sant'Agata Fossili, il posizionamento in carta della superficie di discontinuità rimane in gran parte ipotetico, per cui si è deciso di non rappresentarla in carta, ma comunque di riportarla nello schema dell'evoluzione tettono-stratigrafica a cornice, in quanto essa rappresenta un'importante superficie di cui tenere conto nella ricostruzione dell'evoluzione generale del bacino. Questa superficie è infatti correlabile ad analoghe discontinuità presenti alla base di corpi conglomeratico-arenacei risedimentati a geometria canalizzata associati a peliti di scarpata e di corpi caotici diffusi sia in altri settori della parte meridionale del Bacino Terziario Piemontese ("corpo di Vargo" delle marne di Sant'Agata Fossili nella zona Borbera-Grue; GHIBAUDO *et alii*, 1985; ROSSI *et alii*, 2009) sia nel bacino di avanfossa della Marnoso-Arenacea (discontinuità tardotortoniana T2 alla base dei "canali di Fontanelice"; MUTTI *et alii*, 2002). In particolare nel caso dell'avanfossa appenninica questa superficie corrisponde ad una importante discontinuità di rilevanza regionale, al di sopra della quale si osserva un repentino cambio delle caratteristiche di facies, ovvero la comparsa di corpi arenacei massivi ed amalgamati, conglomeratici e arenaceo-conglomeratici che riempiono depressioni erosionali o depocentri locali, depostisi in aree a controllo strutturale. Queste caratteristiche suggeriscono un intenso controllo strutturale sulla sedimentazione, dovuto alla migrazione dei fronti deformativi, che hanno

articolato e sollevato porzioni profonde del bacino, producendo sottobacini più o meno connessi, in cui si deponevano sistemi canalizzati, legati proprio al confinamento topografico dei flussi gravitativi.

La superficie D4 è correlabile con la base delle marne di Sant'Agata Fossili del Monferrato (Foglio 157 Trino). In queste aree essa corrisponde ad una marcata discordanza angolare, che comporta la diretta sovrapposizione dell'unità su vari termini della successione sottostante; ad essa è associata una lacuna che, in base ai dati a disposizione, sembra corrispondere alla parte medio bassa del Tortoniano.

1.17.5. - *Discontinuità D5a*

Superficie di discontinuità riconoscibile alla base dei depositi del complesso caotico della Valle Versa, i quali poggiano su termini differenti della successione sottostante. Questa discontinuità corrisponde ad una superficie erosionale, associata a discordanza angolare, alla scala cartografica, che tronca il membro di Nizza Monferrato ed incide profondamente le marne di Sant'Agata Fossili, fino ad interessare localmente la formazione di Cassinasco. La superficie di discontinuità D5a è correlabile con la discordanza intramessiniana (IRACE *et alii*, 2005), riconosciuta in vasti settori della regione mediterranea (GELATI *et alii*, 1987; ROSSI & ROGLEDI, 1988; GHIELMI *et alii*, 1998, 2008, 2010, 2012; ROSSI *et alii*, 2002; ROVERI *et alii*, 2003; MINERVINI *et alii*, 2008). La stessa superficie è stata riconosciuta anche nel Bacino di Savigliano (VIGNA *et alii*, 2010; DELA PIERRE *et alii*, 2011). La D5a può essere interpretata come una superficie di discontinuità di origine tettonica, generata dall'evento deformativo intra-messiniano, ritenuto responsabile del sollevamento e dell'erosione delle evaporiti primarie lungo i margini del bacino, posizionati originariamente più a Sud, e della conseguente messa in posto di imponenti corpi di evaporiti risedimentate. La superficie di discordanza osservabile in affioramento passa a paraconcordanza, nel sottosuolo, verso NE, dove i corpi caotici sepolti mostrano i maggiori spessori (ROSSI *et alii*, 2009).

1.17.6. - *Discontinuità D5b*

Superficie di discontinuità riconoscibile alla base dei conglomerati di Cassano-Spinola. Si tratta di una superficie erosionale, associata a discordanza angolare alla scala cartografica, che comporta la diretta sovrapposizione dei depositi di delta conoide su termini diversi, progressivamente più vecchi da Ovest verso Est: membro di Nizza Monferrato, complesso caotico della Valle Versa, marne di

Sant'Agata Fossili e complesso caotico di Rocca Grimalda. Anche la D5b può essere interpretata come una superficie di discontinuità, generata da una brusca caduta del livello di base, legata ad un sollevamento tettonico dei margini del bacino, ma di entità minore rispetto alla D5a, probabilmente associato ad un abbassamento eustatico; che avrebbe causato l'improvviso spostamento verso bacino (*forestepping*) dei sistemi deposizionali costieri.

1.17.7. - *Discontinuità D6*

Superficie di discontinuità riconoscibile alla base delle Argille Azzurre. Questa discontinuità, corrispondente ad una paraconcordanza, è evidenziata da un brusco salto di facies ovvero dalla brusca sovrapposizione di sedimenti di ambiente marino profondo sui sedimenti di delta conoide dei conglomerati di Cassano-Spinola. Questa superficie marca l'improvviso restauro di condizioni marine a scala del Mediterraneo alla fine della Crisi di salinità messiniana (IACCARINO *et alii*, 1999) e può essere interpretata come una superficie di massima trasgressione del livello marino dopo le fasi regressive del Messiniano superiore.

1.17.8. - *Discontinuità D7*

Corrisponde alla superficie intra-zancleana recentemente riconosciuta nell'area cuneese ed astigiana del Bacino di Savigliano da GHIELMI *et alii* (2002) e VIGNA *et alii* (2010) integrando studi in affioramento con dati di sismica a riflessione. A scala del bacino, la superficie intra-zancleana separa in due parti la successione pliocenica, rappresentata da un imponente ciclo progradante ("Progradazione Pliocenica" *sensu* GHIELMI *et alii*, 2002; VIGNA *et alii*, 2010), che ha condotto al progressivo colmamento dei bacini pliocenici del Piemonte. Attribuita ad una brusca accelerazione nel sollevamento dei margini del bacino, nell'area cuneese essa è riconoscibile anche in affioramento, dal momento che è localmente associata a discordanza angolare e marca un netto salto di facies, indicando una brusca riduzione di profondità, legata proprio ad un sollevamento dei margini meridionali ed orientali del Bacino di Savigliano, con conseguente spostamento dei sistemi deposizionali di margine di bacino verso il più settentrionale depocentro bacinale (*downward shift*). Questa superficie di discontinuità di origine tettonica Intra-Zancleana è stata riconosciuta nei bacini sepolti del margine dell'Appennino settentrionale (GHIELMI *et alii*, 1998, 2010, 2012).

Nell'area del Foglio Acqui Terme questa superficie passa all'interno dei depositi di mare profondo delle Argille Azzurre e non ha una evidenza marcata, in

quanto non sembra corrispondere né a un cambio di facies né ad una evidente lacuna sedimentaria. Sulla base dei dati di sismica a riflessione, è stata tentativamente tracciata in corrispondenza del passaggio tra i depositi marnoso-argillosi che costituiscono circa un terzo della formazione a partire dalla sua base ed i depositi marnoso-siltosi che costituiscono i due terzi superiori della formazione. La scarsa evidenza della superficie in quest'area di affioramento va probabilmente posta in relazione con il fatto che le Argille Azzurre affioranti sono rappresentative di un settore profondo del bacino pliocenico alessandrino dove la superficie di discontinuità è stata sostituita dalla corrispondente superficie di continuità correlativa (o “*correlative conformity*”).

A causa della mancanza di una chiara evidenza in affioramento, il posizionamento della superficie di discontinuità rimane in gran parte ipotetico, per cui si è deciso di non rappresentarla in carta, ma comunque di riportarla nello schema dell'evoluzione tettono-stratigrafica a cornice, in quanto essa rappresenta un'importante linea tempo di cui tenere conto nella ricostruzione dell'evoluzione generale del bacino.

1.17.9. - *Discontinuità D8*

Superficie di discontinuità irregolare e di natura erosiva, associata a debole discordanza angolare alla scala cartografica, presente alla base dei sedimenti fluviali del sintema di Maranzana. Essa sovrappone quest'ultimo ai depositi deltizi delle sabbie di Ferrere e localmente ai depositi di piattaforma delle Sabbie d'Asti.

Può essere interpretata come legata ad un abbassamento relativo del livello marino relativo probabilmente dovuto ad un sollevamento tettonico a grande scala dei margini del bacino pliocenico, con conseguente ed ulteriore spostamento verso il depocentro del Bacino di Alessandria) dei sistemi deposizionali di margine di bacino (*basinward shift*).

Una analoga superficie di discordanza angolare di origine tettonica è stata riconosciuta anche nel Bacino di Savigliano da GHIELMI *et alii* (2002) e VIGNA *et alii* (2010), integrando studi in affioramento con dati di sismica a riflessione. Nel Bacino di Savigliano, gli stessi Autori hanno correlato questa superficie con la discontinuità alla base del “Complesso Superiore” (“superficie di Cascina Viarengo”), evidenziata nell'area tipo del Villafranchiano (CARRARO *et alii*, 1996). Per l'entità della discordanza angolare e per la posizione stratigrafica, questa superficie di discontinuità è stata a sua volta correlata alla Unconformity Gelasiana (GHIELMI *et alii*, 2002; VIGNA *et alii*, 2010), una superficie di discordanza regionale di origine tettonica riconosciuta in tutti i bacini sepolti del margine appenninico della Pianura Padana e dell'Adriatico settentrionale (GHIELMI *et alii*, 1998, 2008,

2010, 2012).

Nell'area del Foglio Acqui Terme questa superficie è stata tentativamente correlata con la D8.

1.18. - DEFINIZIONE DEI SINTEMI

Le superfici di discontinuità individuate hanno permesso di suddividere la successione di età oligocenico-pliocenica nei seguenti 8 sintemi.

Sintema I

Il sintema I è compreso tra la D1 e la D2 ed è costituito dalla formazione di Molare, dalle marne di Rigoroso, dal membro siliceo e dalla parte basale del membro calcareo-marnoso della formazione di Montechiaro d'Acqui, al di sotto dell'orizzonte cg. L'età è compresa tra il Rupeliano e il Burdigaliano inferiore.

All'interno del sintema I è riconoscibile una discontinuità di ordine inferiore (Discontinuità D1b), corrispondente alla discordanza angolare presente alla base del membro delle arenarie di Cassinelle. Questa discontinuità, di età rupeliana, è riconoscibile solo a scala locale (zona di Cassinelle), ma è correlabile ad analoghe discontinuità presenti alla base di corpi arenacei risedimentati in altri settori dell'Alto Monferrato (TURCO *et alii*, 1994; MUTTI *et alii*, 1995) e delle Langhe (MUTTI *et alii*, 1995).

Sintema II

Il sintema II è compreso tra la D2 e la D3, ha età burdigaliana e comprende la Formazione di Visone e il membro calcareo-marnoso della formazione di Montechiaro d'Acqui al di sopra dell'orizzonte cg.

All'interno di questo sintema è riconoscibile una discontinuità di importanza minore (D2b) che separa due facies analoghe del membro carbonatico della Formazione di Visone che differiscono per l'associazione a macroforaminiferi. Questa discontinuità, di età burdigaliana inferiore, è di probabile origine eustatica.

Sintema III

E' compreso tra la D3 e la D4 e comprende la formazione di Serole, la formazione di Cortemilia, la formazione di Bistagno, le marne di Cessole, la formazione di Cassinasco, la formazione di Serravalle e la porzione inferiore delle marne di Sant'Agata Fossili, al di sotto del membro calcarenitico. Questo sintema ha età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Tortonian inferiore-medio.

Sintema IV

È compreso tra la D4 e la D5 e comprende il complesso caotico di Rocca Grimalda, il membro calcarenitico delle marne di Sant'Agata Fossili, la parte intermedio-superiore di queste ultime ed il membro di Nizza Monferrato. Questo sintema ha età tortoniano-messiniana.

Sintema V

È compreso tra la D5a e la D5b ed è costituito unicamente dal complesso caotico della Valle Versa. Questo sintema ha età messiniana superiore.

Sintema VI

È compreso tra la D5b e la D6 ed è costituito dai conglomerati di Cassano Spinola. Questo sintema ha età messiniana superiore.

Sintema VII

È compreso tra la D6 e la D7 ed è costituito dalla parte basale delle Argille Azzurre. Questo sintema ha età pliocenica (Zancleano).

Sintema VIII

È compreso tra la D7 e la D8 e comprende la parte intermedio-superiore delle Argille Azzurre, le sabbie di Asti e le sabbie di Ferrere. Questo sintema ha età pliocenica (Zancleano-Piacenziano).

1.19. - *Correlazioni tra le successioni stratigrafiche del Foglio Acqui Terme e quelle dei Fogli 157 Trino e 211 Dego*

In questo capitolo si propone la correlazione tra le unità oligocenico-plioceniche descritte nel Foglio Acqui Terme e quelle dei fogli alla scala 1:50.000 già pubblicati ed appartenenti al Bacino Terziario Piemontese (Fogli 156 Torino Est, 157 Trino, 211 Dego e 213 Genova).

In Fig. 39 sono riportate le correlazioni tra unità litostratigrafiche e sintemi del Foglio 194 Acqui Terme e quelli dei Fogli 157 Trino e 211 Dego.

La correlazione tra le unità litostratigrafiche rupeliano-serravalliane del Foglio Acqui Terme e del limitrofo Foglio Dego evidenzia una generale congruenza. Per quanto riguarda invece le principali superfici di discontinuità si rimarca che nei due fogli sono stati utilizzati criteri stratigrafici diversi: nel Foglio Acqui Terme la successione è stata suddivisa in sintemi, mentre nel Foglio Dego è stato utilizzato un approccio di tipo stratigrafico-sequenziale. Per tale motivo esistono alcune incongruenze, riportate qui di seguito:

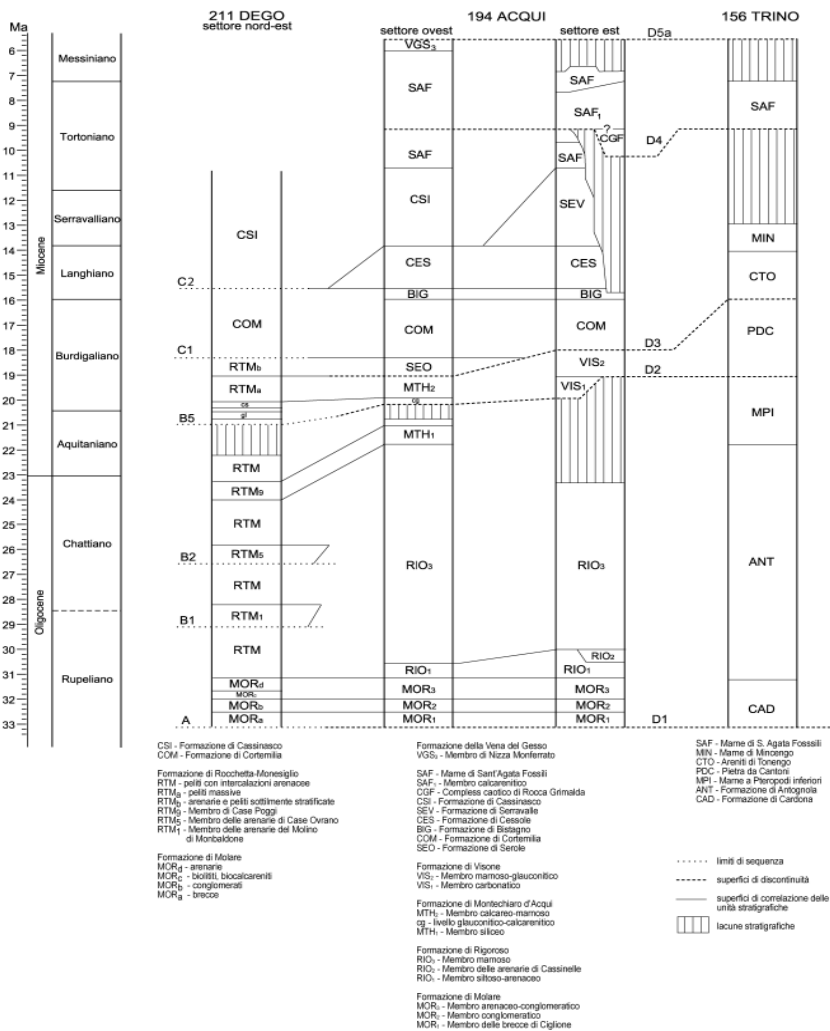


Fig. 39 - Schema di correlazione tra unità litostratigrafiche e sintemi del Foglio 194 Acqui Terme e quelli dei Fogli 157 Trino e 211 Deigo.

- la formazione di Molare nel Foglio Acqui Terme è stata suddivisa in membri, in quanto ben riconoscibili i passaggi tra le varie unità; nel Foglio Deigo invece sono state impiegate le litozone, che sono però correlabili con i membri del Foglio Acqui Terme. Solo la litozona MOR_c del Foglio Deigo, nel Foglio Acqui Terme è

stata accorpata al membro MOR₃ in quanto di potenza inferiore al metro.

- il membro siliceo MTH₁ della formazione di Montechiaro d'Acqui del Foglio Acqui Terme coincide con il membro di case Poggi RTM₉ del Foglio Dego; la discrepanza nelle età delle due unità in questione (Aquitaniense per la prima e Chattiano sommitale per la seconda) è dovuta all'utilizzo nel Foglio Dego di uno schema biostratigrafico obsoleto per i foraminiferi planctonici. Questa unità silicea, presente e riconosciuta a livello dell'intero bacino mediterraneo, ha sempre un'età aquitaniana.

- la superficie di discontinuità D3 (Foglio Acqui Terme) non è correlabile con il limite di sequenza C1 (Foglio Dego). La superficie di discontinuità D3 del Foglio Acqui Terme è stata posizionata alla base della formazione di Serole (SEO) in corrispondenza di una brusca variazione nella composizione e nella provenienza degli apporti al bacino. Nel Foglio Dego il limite di sequenza C1 è posto invece alla base della formazione di Cortemilia; tuttavia, le Note illustrative del Foglio Dego non riportano le ragioni di tale scelta. La formazione di Serole SEO, peraltro storicamente descritta nell'areale del Foglio Dego dove affiora diffusamente, è stata accorpata nel Foglio Dego alla formazione di Rocchetta-Monesiglio e corrisponde alla litozona RTM_b ("arenarie e peliti sottilmente stratificate").

I criteri utilizzati nella realizzazione dei Fogli Acqui Terme, Trino e Torino Est sono i medesimi, per cui risulta facile la correlazione tra i sintemi e le relative superfici di discontinuità, come emerge dalla Fig. 39 dove è riportata solo la successione del Foglio Trino. Per la numerazione delle superfici di discontinuità del Foglio Acqui Terme si è fatto riferimento a quella utilizzata nei Fogli Trino e Torino Est. Per quanto riguarda le corrispondenze tra il Foglio Acqui Terme e il Foglio Genova, si evidenzia una completa corrispondenza tra le unità del substrato metamorfico dei due fogli, sia per quanto riguarda le sigle adottate sia per le caratteristiche mineralogico-petrografiche delle singole unità.

La successione sedimentaria affiorante nel Foglio Genova, costituita esclusivamente da conglomerati continentali oligocenici e denominata formazione di Molare (MOR), corrisponde al membro conglomeratico (MOR₂) della formazione di Molare del Foglio Acqui Terme.

2. SUCCESSIONE QUATERNARIA

2.1. - BACINI DEL F. BORMIDA, DEL T. BELBO E DEL T. ORBA

2.1.1. - *Sintema di Moirano (MIA)*

I depositi fluviali riferiti a questa unità sono conservati in corrispondenza di

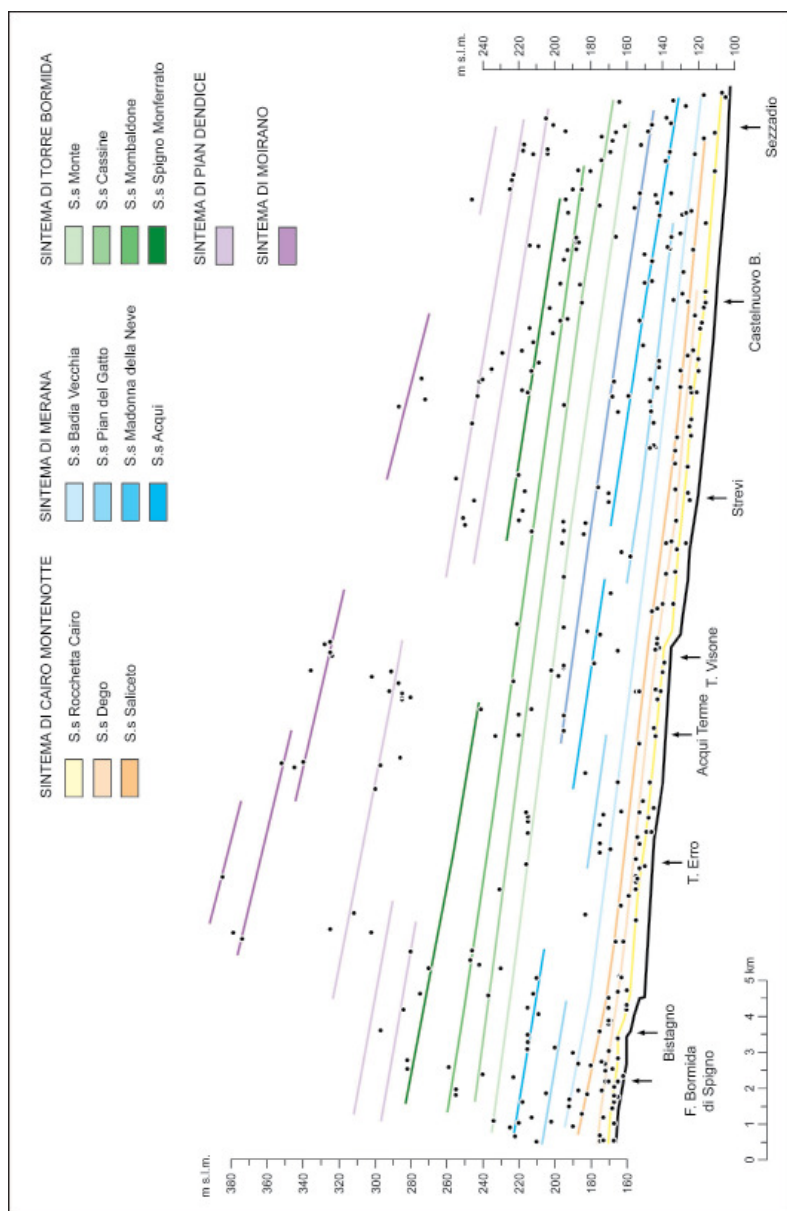


Fig. 40 - Profilo morfostratigrafico del F. Bormida nel tratto compreso tra Bistagno e Sezzadio. I punti rappresentano i terrazzi fluviali.



Fig. 41 - *Depositi fluviali ghiaioso-sabbiosi del sistema di Moirano poggianti sulla Formazione di Cassinasco in località Botti.*

alcuni lembi di superfici terrazzate di modesta ampiezza, sospesi di circa 245-160 m rispetto all'alveo del F. Bormida (Fig. 40). Tali superfici affiorano esclusivamente in sinistra idrografica del corso d'acqua principale, nel tratto vallivo compreso tra Terzo e Cassine, in corrispondenza delle dorsali spartiacque degli attuali bacini tributari del F. Bormida.

I depositi fluviali sono costituiti da ghiaie sabbiose con struttura a supporto di clasti (Fig. 41), localmente a supporto di matrice, in genere da discretamente a ben alterati con indice di colore variabile da 7,5YR 4/6 a 5YR 6/8. I clasti, di dimensioni centimetrico-decimetriche e di forma da subarrotondata a ben arrotondata, sono costituiti da metabasiti, quarziti e serpentiniti. La potenza massima conservata dei depositi è stimabile in 3-4 m.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato pre-quadernario costituito in prevalenza dalle arenarie della formazione di Cassinasco, subordinatamente dalle alternanze sabbioso-pelitiche della formazione di Cassano Spinola. La superficie sommitale dei depositi coincide solo in parte con il top deposizionale e appare in generale sensibilmente rimodellata.



Fig. 42 - Depositi fluviali ghiaiosi ricoperti da una coltre siltoso-sabbiosa di sedimenti di esondazione del sintema di Piandendice in località Valle del Grano.

In base al grado di alterazione ed ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al sintema di Moirano possono essere indicativamente riferiti all'intervallo compreso tra la parte terminale del Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio.

2.1.2. - Sintema di Piandendice (PND)

I depositi fluviali riferiti a questa unità sono ubicati sia in corrispondenza di alcuni lembi di superfici terrazzate presenti in sinistra idrografica del F. Bormida nel tratto intravallivo tra Bistagno e Strevi, sia a formare dei pianalti di estese dimensioni in corrispondenza degli attuali spartiacque dei bacini del F. Bormida e del T. Belbo, ad Ovest del Foglio, e dei bacini del F. Bormida e del T. Orba ad Est del medesimo.

Il primo gruppo di depositi è osservabile in corrispondenza di superfici di modeste dimensioni sospese di circa 180-135 m rispetto all'alveo del F. Bormida e

sono rappresentati da sedimenti fluviali ghiaioso-sabbiosi con struttura a supporto di clasti, da discretamente a ben alterati (7,5YR 4/4 - 5YR 5/6). I clasti sono costituiti da una netta prevalenza di metabasiti e, in misura minore, da serpentiniti e quarziti.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato pre-quaternario costituito principalmente dalle marne e siltiti delle marne di Cessole, secondariamente dalle arenarie della formazione di Cassinasco; la superficie sommitale dei depositi coincide solo in parte con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

Il secondo gruppo di depositi forma dei pianalti sospesi di circa 180-60 m rispetto ai fondovalli attuali ed estesi fino a 10 km in direzione N-S, come osservabile nel settore orientale del Foglio in corrispondenza dell'attuale spartiacque tra il bacino del F. Bormida e il bacino del T. Orba. In tale settore, compreso tra Rocca Grimalda e Sezzadio, i depositi che costituiscono i corpi sedimentari, generalmente ben alterati (5YR 5/8 - 2,5YR 5/8), sono rappresentati da ghiaie sabbiose a supporto di clasti, ghiaie e ghiaie ciottolose (Fig. 42) in cui è abbastanza frequente la presenza di ciottoli arrotondati di dimensioni pluridecimetriche. I clasti sono costituiti da serpentiniti con metabasiti nei settori più orientali del Foglio, mentre verso le aree ubicate in prossimità dell'attuale F. Bormida aumenta la percentuale dei clasti quarzosi. I clasti sono sistematicamente ricoperti da patine di ferro e manganese (Fig. 43) e frequentemente sono ben osservabili dei veri e propri livelli centimetrici di ossidi nero-rossastri. Al tetto dell'unità è sovente riconoscibile una coltre di sedimenti di esondazione costituita da silt sabbiosi di spessore da decimetrico a metrico (Fig. 42). La potenza massima di tali corpi sedimentari, valutata sulla base delle stratigrafie di pozzi per acqua, è di alcune decine di metri.



Fig. 43 - Particolare dei clasti ricoperti da patine di ossidi nei depositi fluviali del sistema di Piandendice in località Valle del Grano.



Fig. 44 - Depositi siltsosi del sintema di Piandendice in località C. Bollatore.

Nel settore occidentale del Foglio in corrispondenza dei pianalti ubicati in sinistra idrografica del F. Bormida in prossimità dello spartiacque con il T. Belbo, le caratteristiche dei corpi deposizionali appaiono assai differenti dai precedenti. I sedimenti ivi presenti, distribuiti tra Bruno e Gamalero, sono costituiti da potenti coltri di silt, generalmente ben alterati (5YR 4/6 - 2,5YR 5/8), su cui, in alcuni settori, si è sviluppato un suolo abbastanza evoluto (Fig. 44) in cui si individuano frequenti concrezioni carbonatiche per una profondità di qualche metro. Alla base di questa coltre sono stati osservati sedimenti ghiaioso-sabbiosi e lo spessore totale massimo è stimato in alcune decine di metri.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sui sedimenti pre-quadernari e sui depositi del sintema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide solo in parte con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al sintema di Piandendice possono essere indicativamente riferiti alla parte superiore del Pleistocene inferiore.

2.1.3. - *Sintema di Torre Bormida*

2.1.3.1. - Subsintema di Spigno Monferrato (**TBM₁**)

I depositi fluviali riferiti a questa unità sono conservati in corrispondenza di alcuni lembi di superfici terrazzate sospesi di circa 125-115 m rispetto agli alvei dei corsi d'acqua principali. Nell'area del Foglio sono localizzati essenzialmente sul versante sinistro della Valle Bormida presso Bistagno e, più a valle, a Cassine; sporadicamente affiorano nei bacini del T. Erro e del T. Orba. La potenza massima conservata dei depositi è di qualche metro.

I depositi sono costituiti da sabbie ghiaiose e ghiaie sabbiose a prevalente supporto di matrice, localmente a supporto di clasti, con un discreto grado di alterazione (7,5YR - 5YR). I clasti sono di taglia centimetrico-decimetrica, da subarrotondati a ben arrotondati e sono costituiti da metabasiti prevalenti con quarziti e serpentiniti.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato-pre-quaternario e sui depositi del sintema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide solo in parte con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al subsintema di Spigno Monferrato possono essere indicativamente riferiti alla parte inferiore del Pleistocene medio.

2.1.3.2. - Subsintema di Mombaldone (**TBM₂**)

I depositi fluviali riferiti a questa unità sono conservati in corrispondenza di lembi di superfici terrazzate sospesi di circa 90-100 m rispetto agli alvei dei corsi d'acqua principali. Nel bacino del F. Bormida i lembi di maggiori dimensioni hanno una distribuzione analoga ai depositi appartenenti al subsintema di Spigno Monferrato, ovvero sono conservati sul versante sinistro della Valle Bormida presso Bistagno e Cassine (Fig. 45). Corpi sedimentari appartenenti a questo subsintema sono localizzati anche nei bacini del F. Bormida di Spigno, a Monastero Bormida, nel bacino del T. Erro a Cartosio, nel bacino del T. Visone nell'omonima località, e nel T. Orba a Molare e a Rocca Grimalda. Lembi di modeste dimensioni affiorano in sinistra idrografica del T. Belbo presso Nizza Monferrato e presso Vaglio Serra.

I depositi sono costituiti da sabbie ghiaiose e ghiaie sabbiose a prevalente supporto di matrice, localmente a supporto di clasti, con un discreto grado di alterazione (7,5YR 5/8 - 5YR 5/8). I clasti sono di dimensioni centimetrico-decime-



Fig. 45 - Depositi fluviali ghiaioso-sabbiosi del subsistema di Mombaldone, di potenza di circa 3-4 m, poggianti sulla formazione di Cassinasco in località Sciarrello.

triche e di forma da subarrotondata a ben arrotondata, costituiti prevalentemente da metabasiti nel settore occidentale del Foglio e da serpentiniti e metabasiti, più a valle, nel settore settentrionale. Localmente sono presenti blocchi di dimensioni non superiori a 60 cm. La potenza massima conservata dei depositi è stimabile in qualche metro.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata nel substrato pre-quadernario e sui depositi del sistema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide solo localmente con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al subsistema di Mombaldone possono essere indicativamente riferiti alla parte terminale del Pleistocene medio.

2.1.3.3. - Subsistema di Cassine (**TBM₃**)

I depositi fluviali riferiti a questa unità sono conservati in corrispondenza di

lombi di superfici terrazzate sospesi di circa 60-85 m rispetto agli alvei dei corsi d'acqua principali. Nel bacino del F. Bormida i lombi di maggiori dimensioni sono conservati in sinistra idrografica del corso d'acqua presso Terzo e Cassine. Alcuni lombi di depositi sono localizzati anche nel bacino del F. Bormida di Spigno a Ponti, nel bacino del T. Erro a Cartosio e nel T. Orba a Molare, Cremolino ed Ovada. Un lembo di modeste dimensioni affiora in sinistra idrografica del T. Belbo tra Vaglio Serra ed Incisa Scapaccino.

I depositi fluviali sono costituiti da sabbie ghiaiose e ghiaie sabbiose a supporto di matrice, localmente a supporto di clasti, mediamente alterate (7,5YR). I clasti sono di dimensioni centimetrico-decimetriche, di forma da subarrotondata a ben arrotondata e composti prevalentemente di metabasiti nei settori a monte del bacino e di metabasiti e serpentiniti nelle aree ubicate più a valle. Talora i corpi ghiaioso-sabbiosi sono coperti da coltri di sedimenti siltosi e siltoso-sabbiosi di spessore decimetrico. La potenza massima conservata dei depositi è stimabile in qualche metro.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata nel substrato pre-quaternario e sui depositi del sintema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide solo localmente con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al subsintema di Cassine possono essere indicativamente riferiti alla parte terminale del Pleistocene medio.

2.1.3.4. - Subsintema di Monte (**TBM₄**)

I depositi fluviali riferiti a questa unità sono conservati in corrispondenza di lombi di superfici terrazzate sospesi di circa 65-75 m rispetto agli alvei del F. Bormida e del T. Orba. Lombi di piccole dimensioni sono ubicati sia in destra che in sinistra idrografica del F. Bormida, a partire da Monastero Bormida fino a Cassine, e nel bacino tributario del T. Visone. Nella valle del T. Orba i corpi sedimentari appartenenti a questo subsintema sono abbastanza estesi, fino a circa 1,5 km, e sono conservati nei pressi di Cremolino, Ovada, Silvano d'Orba, Rocca Grimalda e Predosa. La potenza massima conservata dei depositi è stimabile in 3-4 m.

I depositi sono costituiti da sabbie ghiaiose e ghiaie sabbiose a supporto di matrice, localmente a supporto di clasti, e appaiono mediamente alterati (7,5YR 5/8-4/6). I clasti sono di taglia centimetrico-decimetrica, di forma da subarrotondata a ben arrotondata e sono costituiti da metabasiti e quarziti. Talora i corpi ghiaioso-sabbiosi sono coperti da coltri di sedimenti siltosi e siltoso-sabbiosi di spessore decimetrico.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato pre-quadernario e sui depositi del sintema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide solo in parte con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al subsintema di Monte possono essere indicativamente riferiti ad un intervallo cronologico compreso tra la parte terminale del Pleistocene medio e l'inizio del Pleistocene superiore.

2.1.4. - *Sintema di Merana*

2.1.4.1. - Subsintema di Acqui (**MEA₁**)

I depositi fluviali riferiti a questa unità sono conservati in corrispondenza di lembi di superfici terrazzate di esigue dimensioni sospesi di circa 60-70 m rispetto agli alvei del T. Belbo, del F. Bormida e del T. Orba. Lembi di modeste dimensioni sono ubicati in destra e in sinistra idrografica del F. Bormida, a partire da Bistagno fino a Gamalero e nei bacini tributari del T. Erro e del T. Visone. Nella valle del T. Orba i lembi più estesi sono conservati nei pressi di Rocca Grimalda mentre altri corpi sedimentari di esigue dimensioni sono conservati presso Molare, Cremolino ed Ovada. La potenza massima conservata dei depositi è stimabile in qualche metro.

I depositi fluviali, mediamente alterati (10YR-7,5YR), sono costituiti da ghiaie sabbiose, con struttura a supporto di matrice o a supporto di clasti, e da sabbie ghiaiose. I clasti, di dimensioni centimetrico-decimetriche e di forma da subarrotondata a ben arrotondata, sono costituiti da metabasiti e quarziti nei settori più a monte del bacino e da metabasiti e serpentiniti nelle aree ubicate più a valle.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato pre-quadernario e sui depositi del sintema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide solo in parte con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al subsintema di Acqui possono essere indicativamente riferiti ad un intervallo cronologico collocabile all'inizio del Pleistocene superiore.

2.1.4.2. - Subsintema di Madonna della Neve (**MEA₂**)

I depositi fluviali compresi in questa unità costituiscono lembi di terrazzi so-

spesi di circa 40-60 m rispetto agli alvei del T. Belbo, del F. Bormida e del T. Orba. In Valle Bormida i lembi di maggiori dimensioni sono conservati in sinistra idrografica lungo tutto il corso d'acqua a partire da Monastero Bormida fino a Gamalero e presentano uno spessore massimo stimato in qualche metro; in destra idrografica costituiscono estese superfici situate nel settore nord-orientale del Foglio. Questi corpi sedimentari, estesi per circa 10 km e con una potenza massima di circa 20 m, affiorano in corrispondenza dello spartiacque con il bacino del T. Orba a partire da Predosa e Castelnuovo Bormida fino a Sezzadio - Castellazzo Bormida. In Valle Orba i corpi sedimentari sono ubicati nei pressi di Molare e Belforte Monferrato mentre in Valle Belbo affiorano nei pressi di Nizza Monferrato.

I depositi sono costituiti da ghiaie sabbiose a supporto di matrice o a supporto di clasti, contenenti livelli di spessore centimetrico di sabbie a laminazione piano-parallela e da sabbie ghiaiose. I clasti, di taglia centimetrico-decimetrica, si presentano da subarrotondati a ben arrotondati e sono costituiti da metabasiti e quarziti con un incremento della percentuale di serpentiniti verso i settori ubicati più a valle. I depositi, mediamente alterati (10YR 10/6-4/4, 7,5YR 5/8), sono coperti da coltri di spessore metrico costituite da sedimenti siltosi e siltoso-sabbiosi presumibilmente connessi a fenomeni di esondazione fluviale.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato pre-aternario e sui depositi del sistema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide solo localmente con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al subsistema di Madonna della Neve possono essere riferiti ad un intervallo cronologico collocabile nella parte iniziale del Pleistocene superiore.

2.1.4.3. - Subsistema di Pian del Gatto (MEA₃)

I depositi fluviali attribuiti a questa unità costituiscono lembi terrazzati di discreta estensione sospesi di circa 30-40 m rispetto agli alvei attuali del T. Belbo, del F. Bormida e del T. Orba. In Valle Bormida i lembi di maggiori dimensioni sono conservati in corrispondenza della confluenza del T. Erro e all'interno del medesimo bacino a Melazzo; sono inoltre osservabili sia in destra che in sinistra idrografica nel tratto vallivo compreso tra Strevi e Castelnuovo Bormida. In Valle Belbo sono conservati ad Incisa Scapaccino ed a Nizza Monferrato mentre nel bacino del T. Orba costituiscono delle estese superfici ubicate lungo tutto il suo corso da Molare a Predosa. Lo spessore conservato dei depositi è valutabile in 3-4 m per i corpi sedimentari ubicati all'interno delle valli principali fino ad un

massimo di una ventina di metri, valutati sulla base dei dati ricavati da stratigrafie di pozzi per acqua, in corrispondenza delle estese superfici in sinistra idrografica del T. Orba presso Predosa.

I depositi sono costituiti da ghiaie sabbiose a supporto di matrice o a supporto di clasti e da sabbie ghiaiose con prevalenti ciottoli di metabasiti. I clasti sono di taglia centimetrico-decimetrica e di forma da subarrotondata a ben arrotondata; sono inoltre presenti numerosi blocchi di dimensioni non superiori a 80-100 cm. I depositi sono caratterizzati da un discreto grado di alterazione (10YR 4/4-5/8, 7,5YR 5/6) e sono localmente coperti da coltri sabbioso-siltose di potenza da decimetrica a metrica (al massimo 1-2 m) presumibilmente legate a episodi di esondazione fluviale.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato pre-quaternario e sui depositi del sintema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide solo in parte con il top deposizionale essendo in generale sensibilmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi appartenenti al subsintema di Pian del Gatto possono essere riferiti al Pleistocene superiore.

2.1.4.4. - Subsintema di Badia Vecchia (MEA₄)

I sedimenti fluviali attribuiti a questa unità costituiscono lembi terrazzati sospesi di circa 25-30 m rispetto agli alvei del F. Bormida e del T. Orba. In Valle Bormida i lembi di depositi più estesi sono localizzati a Sessame, Bistagno, Acqui Terme e Strevi; in Valle Erro sono presenti a Cartosio; tra Castelnuovo Bormida e Sezzadio costituiscono delle estese superfici allungate in direzione N-S per circa 7 km. Nel bacino del T. Orba i principali corpi sedimentari sono ubicati tra Molare ed Ovada. Lo spessore dei depositi è stimabile in alcuni metri mentre nella fascia che borda in destra idrografica il F. Bormida la potenza, ricavata dalle stratigrafie di pozzi per acqua, è di circa 15 m.

I depositi, discretamente alterati (10YR 5/6-4/3, 7,5YR 4/6), sono costituiti da ghiaie sabbiose a supporto di matrice o di clasti e sabbie ghiaiose. I clasti di taglia centimetrico-decimetrica, si presentano da subarrotondati a ben arrotondati e sono costituiti da metabasiti e serpentiniti. I sedimenti ghiaiosi sono ricoperti da coltri di esondazione fluviale di spessore anche metrico costituite da silt sabbiosi massivi osservabili, in particolar modo, nel tratto compreso tra Castelnuovo Bormida e Sezzadio. In tale tratto la componente siltoso-sabbiosa prevale su quella ghiaiosa che in alcuni casi risulta assente.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato

pre-quaternario nei settori interni mentre nelle porzioni nord-orientali la superficie di appoggio basale appoggia sui depositi del sintema di Maranzana o sui depositi appartenenti al sintema di Piandendice. La superficie sommitale dei depositi coincide con l'originario top deposizionale e appare localmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi del subsintema di Badia Vecchia possono essere riferiti al Pleistocene superiore.

2.1.5. - *Sintema di Cairo Montenotte*

2.1.5.1. - Subsintema di Saliceto (**CMT₁**)

I depositi riferiti a questa unità costituiscono estese superfici terrazzate sospese di circa 15-25 m rispetto agli alvei dei corsi d'acqua principali. In Valle Bormida i depositi affiorano sia in destra che in sinistra idrografica nel tratto compreso tra Monastero Bormida e Cassine e nei bacini tributari del F. Bormida di Millesimo, del T. Erro e del T. Visone. Nella Valle Belbo sono localizzati in corrispondenza dell'abitato di Calamandrana, mentre nel bacino del T. Orba i lembi di maggiore estensione sono ubicati tra Molare ed Ovada.

Lo spessore conservato dei depositi è di circa 3-4 m nei settori più interni fino a raggiungere una quindicina di metri in prossimità delle superfici più estese nelle aree settentrionali del Foglio.

I depositi, moderatamente alterati (10YR 4/6-4/3), sono costituiti da ghiaie sabbiose e sabbie ghiaiose, rispettivamente con struttura a supporto di clasti e di matrice, con una stratificazione mal espressa. I clasti, di taglia centimetrico-decimetrica, si presentano da subarrotondati a ben arrotondati e sono costituiti da metabasiti con quarziti e serpentiniti nei settori più interni e da metabasiti con serpentiniti nelle aree ubicate più a valle. Sono inoltre presenti blocchi di taglia pluridecimetrica di metaconglomerati. Localmente i depositi ghiaiosi sono coperti da coltri di esondazione di spessore da decimetrico a metrico costituite da silt sabbiosi, progressivamente più estese e frequenti nei settori di valle.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato pre-quaternario e sui depositi del sintema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide con l'originario top deposizionale e appare localmente rimodellata.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi attribuiti al subsintema di Saliceto possono essere riferiti alla parte terminale del Pleistocene superiore.

2.1.5.2. - Subsintema di Dego (**CMT₂**)

I depositi riferiti a questa unità costituiscono estese superfici terrazzate sospese di circa 10-15 m rispetto agli alvei dei corsi d'acqua principali. I lembi di maggiori dimensioni nel bacino del F. Bormida sono localizzati in sinistra idrografica a monte di Strevi ed in destra idrografica a valle di tale località fino a Castelnuovo Bormida; nel bacino del T. Belbo affiorano a Calamandrana, mentre nella valle del T. Orba sono localizzati in corrispondenza di modestissime superfici presso Belforte Monferrato e Molare. La potenza massima conservata dei depositi è di una decina metri.

I depositi, debolmente alterati (2,5Y 4/4, 10YR 4/4), sono costituiti da ghiaie sabbiose e da sabbie ghiaiose, rispettivamente con struttura a supporto di clasti e a supporto di matrice. Questi ultimi sono costituiti da metabasiti con quarziti, serpentiniti, arenarie e in percentuali minori da marne e calcari. I clasti provenienti dallo smantellamento della successione del BTP tendono a diminuire verso valle fino a scomparire a partire da Castelnuovo Bormida. I ciottoli, da subarrotondati a ben arrotondati, sono di taglia centimetrico-decimetrica (30-40 cm); sono inoltre presenti rari blocchi di diametro generalmente non superiore a 80-100 cm. Le ghiaie sono localmente coperte da coltri di esondazione fluviale di spessore da decimetrico a metrico costituite da sabbie siltose massive o con laminazione piano-parallela.

La superficie di appoggio basale, di natura erosiva, è modellata sul substrato pre-quadernario e sui depositi del sintema di Maranzana; la superficie sommitale dei depositi coincide con l'originario top deposizionale che appare ben conservato.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi attribuiti al subsintema di Dego possono essere riferiti a un intervallo cronologico compreso tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Olocene.

2.1.5.3. - Subsintema di Rocchetta Cairo (**CMT₃**)

I depositi riferiti a questa unità sono distribuiti lungo gli attuali fondovalle del T. Belbo, del F. Bormida, del T. Orba e costituiscono inoltre il riempimento dei fondovalle dei maggiori bacini tributari (Val Colama, T. Nizza, Rio Sernella, Rio Gherlobbia, F. Bormida di Millesimo, T. Erro, Rio Bogliona, T. Medrio, T. Visone, T. Caramagna, Rio Budello, Rio Bicogno, T. Cervino, T. Stanavazzo, T. Amione e T. Stura di Ovada). Talvolta danno luogo a superfici terrazzate sospese fino a circa 8 m sugli alvei attuali. La potenza massima dei depositi, valutata sulla base delle stratigrafie derivanti da trivellazioni di pozzi per acqua, è di circa 10-15

m in Valle Bormida e di circa 20-25 m nel bacino del T. Orba.

I depositi connessi ai principali corsi d'acqua sono costituiti da ghiaie e ghiaie sabbiose a supporto di clasti, localmente a supporto di matrice, debolmente o per nulla alterate (2,5Y 6/3, 2,5Y 4/3). I clasti sono di taglia centimetrico-decimetrica e talvolta sono presenti blocchi di dimensioni pluridecimetriche; si presentano da subarrotondati a ben arrotondati e sono costituiti da metabasiti ed arenarie con concentrazioni di serpentiniti e quarziti in aumento verso valle rispettivamente da Acqui Terme e da Castelnuovo Bormida. In quantità minori sono presenti clasti di micascisti, marmi, calcari e marne. I depositi ghiaiosi sono coperti da estese coltri di esondazione fluviale di spessore metrico (1-4 m), costituite da sabbie a laminazione piano-parallela o ondulata e da silt e sabbie siltose massive contenenti rari ciottoli. Localmente i sedimenti siltosi sono caratterizzati dalla presenza di strutture deformative da carico. All'interno delle coltri di esondazione sono presenti lenti ghiaiose, a supporto di clasti e di matrice, di spessore decimetrico con ciottoli di dimensioni non superiori ad una decina di centimetri.

La superficie di appoggio basale è di natura erosiva ed è modellata nel substrato pre-quadernari, nei depositi del sintema di Maranzana e in altre unità quadernarie più antiche. La superficie sommitale coincide con il top deposizionale che appare ben conservato e tuttora parzialmente inondabile in caso di piena eccezionale.

I depositi presenti nei bacini tributari invece sono costituiti da silt, silt sabbiosi e sabbie-siltose debolmente addensati e non alterati con intercalazioni ghiaioso-sabbiose.

In base al grado di alterazione e ai rapporti con le altre unità, i depositi attribuiti al subsintema di Rocchetta Cairo possono essere riferiti ad un intervallo cronologico compreso tra l'Olocene e l'Attuale.

2.2. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

2.2.1. - *Sintema di Maranzana (MRZ)*

Questa unità, potente tra 0 e 150 m, è costituita da ghiaie e sabbie ghiaiose (Fig. 46), parzialmente cementate, organizzate in corpi piano-concavi canalizzati, che si intersecano l'un l'altro, in gran parte caratterizzati da laminazione obliqua planare. Questi corpi sono il frutto dell'accrezione di barre fluviali sia longitudinali che trasversali. I clasti sono ben arrotondati e sono prevalentemente costituiti da serpentiniti e metabasiti (Est del F. Bormida) e quarziti (Ovest del F. Bormida). Si associano corpi lenticolari di siltiti e peliti contenenti resti di molluschi dulcicoli, riferibili a riempimenti di canali abbandonati. Questi sedimenti risultano sensibilmente alterati, soprattutto verso Sud.

Questa unità poggia in discordanza sulle sabbie di Ferrere con un contatto

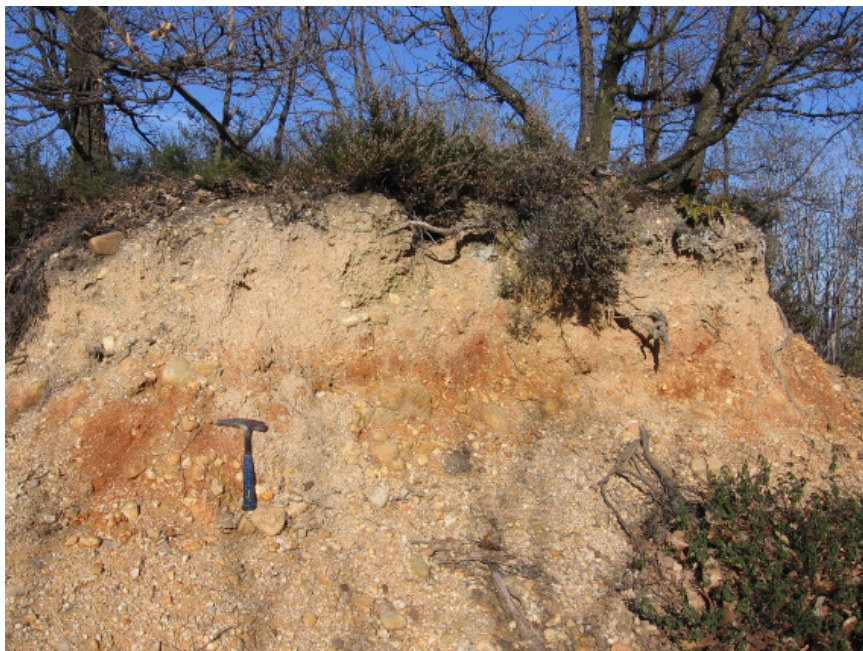


Fig. 46 - Sintema di Maranzana: ghiaie mal selezionate parzialmente cementate ed alterate, a clasti ben arrotondati prevalentemente quarzitici. Località C. Colombano - Maranzana.

marcatamente erosivo, verso le aree più meridionali (Mombaruzzo, Maranzana). Inoltre ad Est del F. Bormida tale superficie tronca gran parte delle sabbie di Ferrere e si approfondisce comportando la diretta sovrapposizione dell'MRZ sulle sabbie di Asti. I sedimenti di questa unità sono interpretabili come depositi fluviali di *braided stream* ghiaioso-sabbioso.

In base ai rapporti con le altre unità, alla facies ed alla posizione stratigrafica, i sedimenti continentali del sintema di Maranzana sono stati correlati con i termini superiori della “successione villafranchiana” *Auct.* dell'area tipo (“Complesso Superiore”, secondo CARRARO, 1996), attribuiti al Calabriano. Il sintema di Maranzana è dunque stato tentativamente riferito al Pleistocene inferiore (Calabriano?). Tuttavia, non si può escludere a priori che una parte di questi depositi sia riferibile al Gelasiano, dal momento che la superficie basale D8 è stata correlata con l'*Unconformity* gelasiana (GHIELMI *et alii*, 2002; 2012; VIGNA *et alii*, 2010; vedi § 1.17.9.). Studi di dettaglio sono attualmente in corso per calibrare l'età della successione.

2.2.2. - *Unità ubiquitarie completamente formate*

Nell'area compresa nel Foglio sono presenti alcuni accumuli gravitativi (**UIN_{a1}**) molto diversificati tra loro per caratteristiche interne e meccanismo genetico. Solo in pochi casi (es. l'accumulo di frana in località Bosetto, al confine tra i comuni di Cassinasco e Rocchetta Palafea, in Provincia di Asti, e l'accumulo in località C. Cappella, 1 km a NE di Acqui Terme, in Provincia di Alessandria) è stato possibile delimitare gli accumuli che hanno avuto origine da fenomeni gravitativi di tipo traslativo che hanno in parte eliso la nicchia di distacco abbassando e traslando la cresta spartiacque. In base ai rapporti con gli altri depositi presenti nell'area (soprattutto quelli di tipo fluviale e torrentizio), tali accumuli mostrano, nel complesso, di essere stati depositi successivamente o contemporaneamente alle fasi più recenti legate al modellamento fluviale dei fondovalle attuali.

Gli accumuli riferiti a questa unità sono costituiti da *diamicton* con matrice limoso-sabbiosa, poco o nulla addensata, e scheletro in proporzioni molto variabili, formato da ciottoli e massi angolosi eterometrici, derivati dalla rielaborazione di altre formazioni superficiali o del substrato. Talvolta gli accumuli gravitativi sono caratterizzati dalla presenza di clasti e blocchi eterometrici, angolosi, spesso di grande taglia. In alcuni di essi (es. Melazzo) l'accumulo è costituito da intere porzioni di versante traslate lungo i piani di stratificazione che mantengono indisturbate le caratteristiche giacaturali e litologiche del substrato. Tali porzioni, talora di grandi dimensioni, sono solo in minima parte interessate da processi di rimodellamento ed ospitano, interamente o in parte, insediamenti abitativi.

Laddove i depositi di frana di tipo traslativo sono arealmente meno importanti e/o interessano terreni a vocazione prevalentemente agricola, gli accumuli hanno subito un rimodellamento antropico, oltre che naturale, realizzato al fine di rendere nuovamente coltivabili i terreni. Tali procedure rendono talora irricognoscibile la natura stessa degli accumuli, e quindi anche quella dei processi da cui hanno avuto origine.

2.2.3.- *Unità ubiquitarie in formazione*

L'area collinare del Foglio Acqui è contraddistinta dalla notevole diffusione degli accumuli di frana (**UID_{a1}**), diversificati sia per quanto riguarda i meccanismi genetici, sia dal punto di vista dimensionale. La distribuzione degli accumuli rispecchia sostanzialmente le differenti caratteristiche litologiche, strutturali e giacaturali del substrato roccioso e la varia composizione e distribuzione delle coperture superficiali coinvolte. Conseguentemente, anche i caratteri sedimentologici degli accumuli variano in funzione della natura del substrato e delle coltri

superficiali (prevalentemente di natura colluviale) mobilizzate dai fenomeni di dissesto.

Sedimenti siltoso-argillosi contraddistinguono accumuli originati a spese di litotipi marnosi o argillosi; una prevalente frazione sabbiosa caratterizza invece gli accumuli localizzati nei settori modellati nelle unità sabbiose e arenaceo-conglomeratiche. In netta prevalenza sono presenti accumuli generati da processi gravitativi di tipo traslativo che talora sono in grado di causare la dislocazione e traslazione di grandi volumi di roccia più o meno scompaginati in relazione all'entità del movimento, come nel caso dello scivolamento planare individuato nell'area di località Lussito (1,5 km a Sud di Acqui Terme). Secondariamente, sono presenti numerosi fenomeni gravitativi complessi e di colamento lento, entrambe le tipologie caratterizzate da accumuli in genere costituiti da materiali fini soggetti a meccanismi di scivolamento e *creep*. A tale tipologia appartengono i grandi fenomeni di Ponti (in prossimità del concentrico, in Provincia di Alessandria) e di Sessame (in Provincia di Asti) ed i numerosi accumuli originatisi per effetto di fenomeni superficiali che hanno coinvolto le coltri di alterazione (soprattutto nell'area di affioramento dei litotipi contenenti gessi).

Negli accumuli, quantitativamente subordinata è invece la frazione grossolana, costituita il più delle volte da frammenti di substrato lapideo a composizione marnoso-arenacea e carbonatica, che conferisce al deposito una spiccata eterometria. Nel quadrante sud-orientale del Foglio sono presenti accumuli eterometrici costituiti da blocchi di litotipi cristallini di dimensioni spesso non cartografabili, derivanti prevalentemente da processi gravitativi di crollo.

Analogamente alle "Unità completamente formate" anche gli accumuli gravitativi appartenenti alle "Unità in formazione" sono frequentemente caratterizzati da un grado di rimodellamento molto elevato ed accelerato. Tale rimodellamento, generato da processi sia naturali che antropici, interviene rapidamente obliterando e talvolta mascherando completamente sia i depositi che le morfologie e quindi rendendo molto spesso difficile diagnosticare gli accumuli e i processi genetici ad essi associati.

VII - ASSETTO STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONICA

1. - ASSETTO STRUTTURALE

Il Foglio Acqui Terme è stato suddiviso in alcune grandi unità tettonico-sedimentarie (Fig. 47), delimitate da superfici di discontinuità principali correlabili a scala regionale. L'origine delle unità tettonico-sedimentarie è quindi strettamente connessa agli eventi tettonici che hanno contraddistinto l'evoluzione geologica del Bacino Terziario Piemontese e del suo substrato.

L'assetto strutturale del Foglio Acqui Terme è contraddistinto da unità metamorfiche delle Alpi Liguri (Dominio Pennidico del sistema orogenico alpino) affioranti nel settore meridionale del Foglio, sulle quali poggiano successioni oligoceniche terrigene dell'Alto Monferrato (formazione di Molare e marne di Rigoroso), entrambe deformate tettonicamente da sistemi di faglie contrazionali a direzione media NW-SE ed E-W. Al di sopra della coppia geometrica costituita dalle unità metamorfiche e dalla successione oligocenica, poggia, a partire dalla Formazione di Visone (Burdigaliano inferiore), una successione miocenico-quaternaria immergente a NW e NE, ampiamente dislocata da faglie trascorrenti e normali di estensione anche chilometrica, ma che non presenta significative evidenze di raccorciamenti estesi a scala regionale (accavallamenti e piegamenti sono osservabili solo a scala locale in connessione alle principali faglie trascorrenti).

Le relazioni geometriche tra la successione dell'Alto Monferrato e le unità metamorfiche alpine sono state studiate in passato da FORCELLA *et alii* (1973) e da

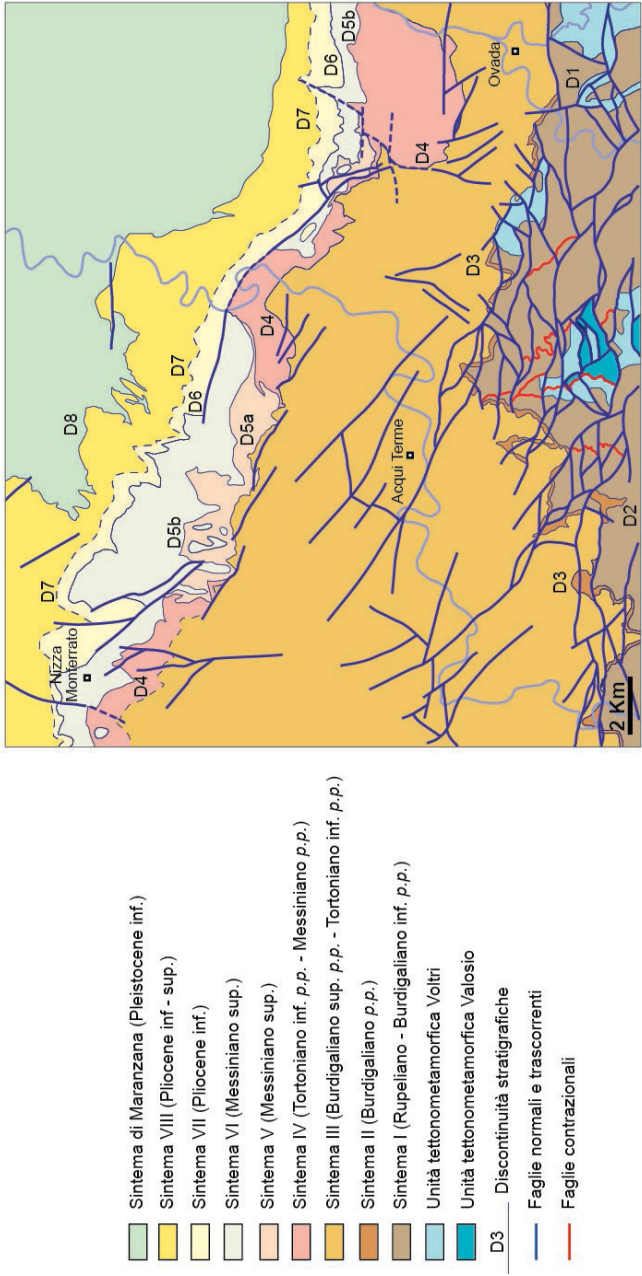


Fig. 47 - Schema strutturale mostrante le relazioni tra le principali strutture tettoniche ed i principali raggruppamenti di sistemi, corrispondenti alle fasi più importanti di modificazione del bacino.

FORCELLA & ROSSI (1980), che hanno sottolineato i rapporti di giustapposizione tettonica tra di esse. PASQUARÉ (1968) e CAPPONI & GIANMARINO (1982) hanno descritto il locale sovrascorrimento di ofioliti dell'Unità Montenotte su sedimenti marnosi oligocenici del bacino di Santa Giustina, pochi chilometri a Sud del Foglio Acqui terme. Inoltre FORCELLA (1976) descrive il sovrascorrimento dell'Unità Erro Tobbio, costituita da eclogiti, su depositi conglomeratici dell'Oligocene inferiore. Più recentemente, D'ATRI *et alii* (1997) e PIANA *et alii* (1997, 2006) hanno descritto i rapporti di sovrapposizione tettonica tra le unità metamorfiche dell'Unità di Voltri e la successione sedimentaria oligocenica nel settore a Sud di Acqui Terme - Visone, mentre CAPPONI *et alii* (2001, *cum bibl.*) hanno messo in evidenza analoghe situazioni nei settori più interni dell'Unità di Voltri. Da questi lavori emerge che il Gruppo di Voltri e la relativa successione dell'Alto Monferrato sono stati interessati da una tettonica contrazionale a vergenza nord-orientale ("Grogna *thrust zone*" in PIANA *et alii*, 2006; "sovrascorrimento della Val Gorrini" in D'ATRI *et alii*, 1997; sezioni 194140 Cavatore e 194150 Prasco), coeva a quella registrata in tutto l'Appennino settentrionale ed attiva dall'Oligocene inferiore fino al passaggio Aquitaniano - Burdigaliano, quando è sigillata da superfici di discontinuità stratigrafica ad estensione regionale, quale quella presente alla base della Formazione di Visone. Gli effetti di tale tettonica consistono in traslazioni orizzontali e rigetti verticali dell'ordine di pochi chilometri, e da blande deformazioni plicative (riscontrabili all'interno del Foglio Acqui nella regione di Valle Caliozna, sezione 194140 Cavatore) che non hanno modificato significativamente, a scala regionale, la polarità delle successioni stratigrafiche.

Le deformazioni connesse alla Grogna *thrust zone* non hanno interessato le formazioni di Visone e Cortemilia che sono dislocate solo dai sistemi di faglie trascorrenti a direzione E-W e da faglie distensive a direzione media NW-SE, che riattivano o dislocano le strutture connesse al sovrascorrimento della Val Gorrini. Di conseguenza, mentre l'orientazione delle superfici di stratificazione delle formazioni di Molare e di Rocchetta è regolato da assi di distribuzione a direzione media NNW-SSE, paralleli alla direzione dell'SVG, le formazioni di Visone e di Cortemilia immergono invece regolarmente a basso angolo verso NNE. La successione dell'Alto Monferrato presenta quindi una disarmonia interna, corrispondente di fatto alla discordanza angolare alla base della Formazione di Visone.

1.1. - EVENTI DEFORMATIVI E ASSOCIAZIONI STRUTTURALI SIN-METAMORFICHE

La storia deformativa sin-metamorfica delle unità delle Alpi Liguri comprese nel Foglio Acqui, è ricostruibile con una certa difficoltà, in quanto le associazioni strutturali sin-metamorfiche delle unità Voltri e Valosio, sempre giustapposte



Fig. 48 - *Fabric traspositivo nei micascisti del complesso carbonatico-metapelitico dell'Unità Valosio (T. Visone).*

lungo zone di taglio semi-fragili, hanno subito una intensa riattivazione frizionale negli stadi evolutivi tardo-post metamorfici.

I volumi rocciosi di queste due unità sono caratterizzati dal pervasivo sviluppo a scala regionale di associazioni strutturali metamorfiche traspositive, in seguito deformate da sistemi sovrapposti di pieghe e zone di taglio durante la successiva evoluzione decompressionale. In corrispondenza dei livelli crostali più pellicolari, le originarie geometrie sin-metamorfiche sono state tagliate e riorientate dalle zone di taglio legate ai processi deformativi di tipo frizionale rendendo difficoltosa la ricostruzione macrostrutturale.

L'evoluzione strutturale sin-tardo metamorfica registrata dalle due unità è analoga e risulta caratterizzata da tre principali eventi deformativi.

Al primo evento (F1), coevo con riequilibrazioni metamorfiche di alta pressione e bassa temperatura, è correlato una serie imprecisabile di eventi traspositivi responsabili della creazione di una foliazione composita regionale (in seguito descritta come Sp), frequentemente piano assiale di sistemi di pieghe intrafoliali sradicate i cui assi sono sempre dispersi sulla Sp. Queste strutture sono ben



Fig. 49 - Tessitura milonitica degli ortogneiss dell'Unità Valosio (Vallosi).

sviluppate nelle metapeliti dell'Unità Voltri e Valosio (Fig. 48), mentre negli ortogneiss gli effetti più evidenti di questo evento deformativo sono rappresentati dallo sviluppo di tessiture di tipo milonitico (Fig. 49). All'evento F1 vengono inoltre correlate buona parte delle ripetute alternanze fra litotipi diversi all'interno dell'Unità Valosio.

La seconda fase deformativa (F2), correlabile agli stadi metamorfici compresi tra Facies a Scisti Verdi ad anfibolo sodico e quella a Scisti Verdi s.s., è rappresentata principalmente da strutture plicative che riorientano la Sp e che sono espresse in modo diverso nelle due unità. Nelle metabasiti dell'Unità Voltri affioranti nella regione di Ciglion, le strutture F2 piegano il *layering* composizionale a epidoti e anfiboli, sono di tipo parallelo con cerniere sub-angolari, superfici assiali sub-verticali (Fig. 50) e direzioni assiali medie NW-SE (Fig. 51). Nell'Unità Valosio, le pieghe F2 sono talora scistogene, presentano cerniere ispessite, superfici assiali meno inclinate e direzioni assiali medie ENE-WSW (Fig. 52).

Il terzo evento deformativo (F3), espresso in modo simile nelle rocce delle due unità, è estremamente pervasivo alla scala regionale e viene correlato al sovrascorrimento, durante gli stadi tardo-post metamorfici, dell'Unità Voltri su

quella di Valosio (sovrascorrimiento di Ciglione, vedi più avanti). Questo evento è caratterizzato da associazioni strutturali tipiche di processi deformativi da plastico-frizionali a frizionali interpretabili come il prodotto di una deformazione progressiva attraverso livelli crostali sempre più superficiali ed è espresso principalmente da pieghe di tipo parallelo e profili aperti che deformano la Sp secondo strutture asimmetriche a vergenza Est (Fig. 53). Nei litotipi più competenti come le metabasiti, le quarziti e gli ortogneiss, le superfici assiali delle pieghe F3 sono rappresentate da sistemi di giunti a spaziatura variabile, mentre nei litotipi meno competenti come i serpentinoscisti dell'Unità Voltri, sono costituite da un *crenulation cleavage* a spaziatura centimetrica che frequentemente evolve come *fracture cleavage*

ed è sede preferenziale della circolazione di fluidi carbonatici (Fig. 54). Le superfici assiali sin-F3, pervasive alla scala regionale, rappresentano, assieme alla Sp, il più importante elemento geometrico di correlazione strutturale e risultano costantemente ridistribuite secondo direzioni NW-SE, coincidenti con quelle degli assi delle pieghe F3 e del sovrascorrimiento di Ciglione (Fig. 55)

A causa della scarsa continuità laterale degli affioramenti e della problematica ricostruzione delle strutture alla macroscale, non è possibile stabilire in modo attendibile le relazioni tra le principali superfici di contatto inter- e intra-unità e le strutture collegate ai tre eventi appena descritti. In particolare, mentre non sembrano esistere chiare evidenze del piegamento sin-F2 della superficie di contatto tra i due complessi dell'Unità Visone, un suo coinvolgimento da parte dell'evento F3 sembra proponibile in modo indiretto in quanto in ambedue i complessi sono espresse le identiche associazioni strutturali sin-F3. Per quanto riguarda il



Fig. 50 - Pieghe sin-F2 di tipo chevron nelle metabasiti dell'Unità Voltri (Ciglione).

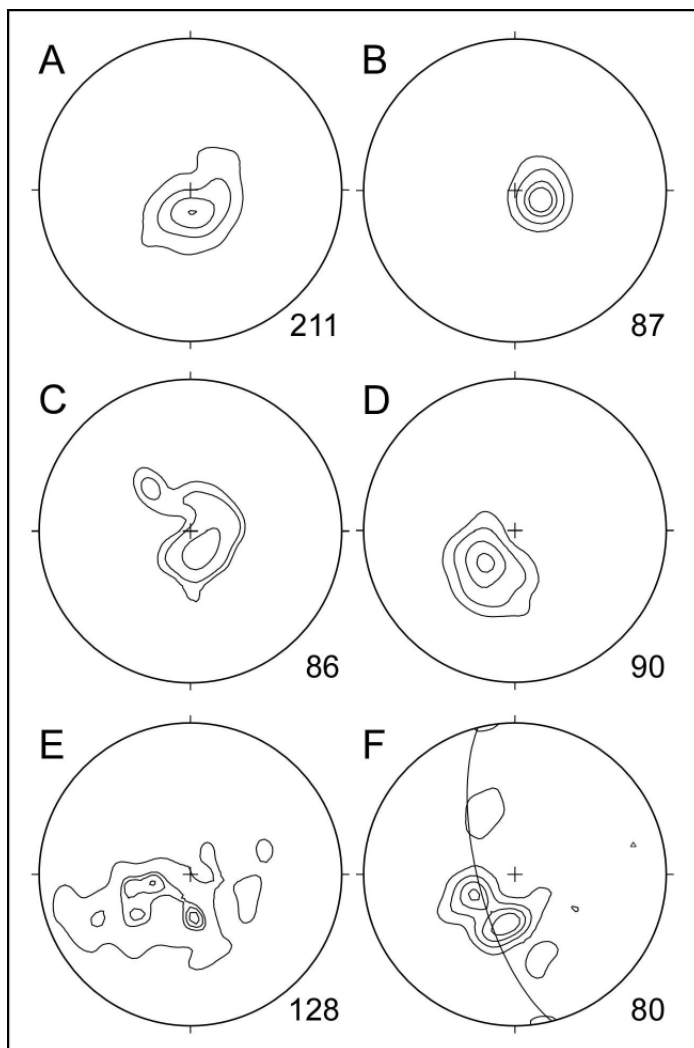


Fig. 51 - Proiezioni equiareali di Schmidt (emisfero inferiore) della superficie di stratificazione e della scistosità principale; il numero di misure è riportato in basso a destra di ogni diagramma. A) Stratificazione Formazione di Molare; B) Stratificazione formazioni di Visone e Cortemilia; C) Stratificazione all'interno della zona di deformazione di Grogna; D) Scistosità principale dell'Unità Valosio; E) Scistosità principale della zona di Ciglione; F) Scistosità principale della zona di deformazione di Cascina Musotto. Le curve corrispondono a isolinee di distribuzione uniforme delle orientazioni; nella proiezione F, la ciclografica di best fit è ricavata dagli autovalori e autovettori delle distribuzioni di punti.

contatto tra le Unità Voltri e Valosio, i dati termo-barici disponibili dalla letteratura (MESSIGA *et alii*, 1992), indicativi di una giustapposizione tettonica delle due unità durante gli ultimi stadi decompressionali a profondità minori di 10 km, portano a escluderne la deformazione da parte dei sistemi plicativi sin-F2, mentre non è possibile rinvenire strutture sin-F3 all'interfaccia delle due unità a causa della intensa riattivazione da parte dei processi deformativi frizionali.

Le geometrie legate all'evoluzione sin-tardo metamorfica sembrano aver controllato, almeno in parte, l'orientazione di alcune delle principali strutture post-metamorfiche, come ad esempio la zona di taglio plastico-frizionale di Cascina Musotto, caratterizzata dalla presenza di livelli di *gouge* foliato al cui interno sono presenti *boudin* di rocce dell'unità di Voltri e di Valosio e interessata da una intensa circolazione di fluidi idrotermali. Un altro gruppo di strutture è rappresentato sia dai sistemi di zone di taglio collegate al sovrascorrimento di Ciglione, la cui direzione media NW-SE coincide con quella degli assi di piegamento sin-F2 delle metabasiti dell'Unità Voltri, sia dalla faglia normale-destra di Valosio, parallela agli assi di piegamento sin-F2 (N70 circa) dell'Unità Valosio.



Fig. 52 - Piegatura di fase F2 nei calcemicascisti del complesso carbonatico-metapelitico dell'Unità Valosio (Ciglione).

1.2. - SISTEMI DI FAGLIE ESTENSIONALI INFRAOLIGOCENICHE

Le successioni dell'Oligocene inferiore affioranti nel Foglio Acqui mostrano brusche variazioni laterali di facies riconducibili all'azione di faglie sinsedimentarie, la cui evidenza è attualmente scarsa a causa dei diffusi fenomeni di tron-



Fig. 53 - *Piega di fase F3 nelle quarziti micacee del complesso gneissico dell'Unità Valosio (T. Visone).*

catura e riattivazione subiti da tali faglie, in prevalenza normali e transtensive, nel corso dei successivi eventi tettonici contrazionali e distensivi intervenuti nel corso del Miocene. Locali esempi di questa fagliazione sono evidenti localmente all'interno della formazione di Molare, lungo direzioni E-W, NE-SW e NW-SE.

1.3. - SISTEMI DI ZONE DI TAGLIO E DI FAGLIE CONTRAZIONALI PRE-BURDIGALIANE

Le faglie contrazionali del Foglio Acqui sono particolarmente ben esposte lungo la valle del T. Visone a S di Acqui (zona di Grogna-Morbello), dove importanti zone di taglio inverse a direzione media NNW-SSE (Figg. 55 e 56) modificano i rapporti di sovrapposizione stratigrafica tra le unità della successione oligocenica (zona di taglio di Bric Belvedere, PIANA *et alii*, 1997). Queste strutture fanno parte di una plurichilometrica zona di taglio, nota come “*Grogna thrust zone*” (GTZ, PIANA *et alii*, 2006), che ha deformato in regime fragile-duttile anche il substrato metamorfico determinandone il parziale sovrascorrimento sulle formazioni di Molare e di Rocchetta (sovrascorrimento di Ciglione).

Altre evidenze di deformazioni contrazionali sono riscontrabili in Valle Calio-



Fig. 54 - Riattivazione frizionale del crenulation cleavage sin-F3. Serpentinoscisti carbonatati dell'Unità Voltri (Case Galetto sup.).

gna sotto forma di zone di taglio interstratali, scollamenti a basso angolo, pieghe aperte connesse a propagazione di faglie inverse.

Le associazioni strutturali più comuni associate alle principali strutture macroscopiche contrazionali a direzione media NW-SE sono costituite da:

- zone di taglio fragili-duttili che riattivano la foliazione metamorfica generando sistemi di pieghe di trascinamento;
- sistemi coniugati di faglie inverse a basso angolo, sviluppate principalmente nella formazione di Molare;
- zone di taglio interstratali a cinematismo contrazionale, talora evolute in vere e proprie “zone S-C” sviluppate prevalentemente nelle marne di Rigoroso;
- pieghe flessurali aperte e pieghe di trascinamento delle principali faglie inverse, sviluppate prevalentemente nelle marne di Rigoroso;
- diffusi fenomeni di dissoluzione per pressione all'interno delle zone di taglio con sviluppo, prevalentemente nelle marne di Rigoroso, di un *pressure-dissolution cleavage* che diventa sede di movimento per riattivazione frizionale (*slip cleavage*).

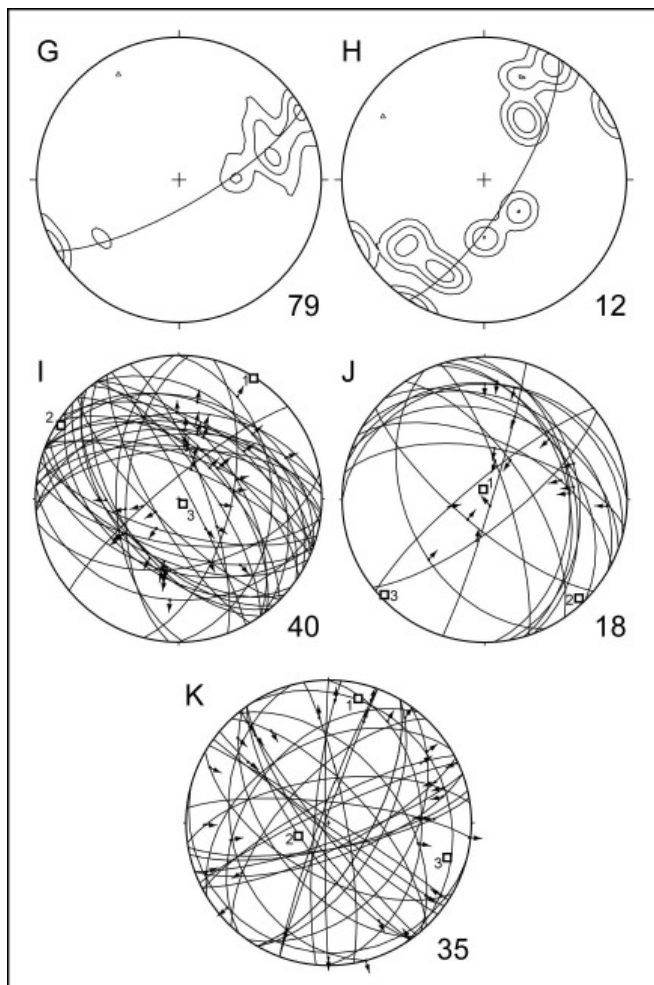


Fig. 55 - Proiezioni equiareali di Schmidt (emisfero inferiore) delle superfici di clivaggio (G, H) e proiezioni equiangolari di Wulff (I, J, K) delle principali faglie a diverso cinematisimo; il numero di misure è riportato in basso a destra di ogni diagramma. G) Fracture cleavage associato alle strutture sin- F3, nelle rocce affioranti nel T. Visone; H) Fracture cleavage all'interno della zona di deformazione di Grogna; I) Faglie normali; J) Faglie inverse; K) faglie trascorrenti destre e sinistre. Nelle proiezioni G e H le curve corrispondono a isolinee di distribuzione uniforme delle orientazioni e le ciclografiche di best fit sono ricavate dagli autovalori e autovettori delle distribuzioni di punti. Nei diagrammi I, J, K, le frecce indicano il movimento del blocco di tetto e i quadrati bianchi numerati indicano rispettivamente le direzioni di raccorciamento massimo [3], intermedio [2] e minimo [1] calcolate mediante il metodo di distribuzione statistica di Bingham.



Fig. 56 - *Faglie inverse coniugate a basso angolo sviluppate nella formazione di Molare a letto della Zona di taglio di Bric Belvedere, a Nord di Grognardo (sponda sinistra del T. Visone).*

1.3.1. - *La zona di taglio di Grognardo (GTZ)*

Con questo termine si intende il complesso sistema di zone di taglio da tardo a post-metamorfiche che si sviluppano da Morbello a Grognardo in direzione NW-SE e continuano in sottosuolo fino almeno all'altezza del concentrico di Acqui Terme, dove sono intersecate da segmenti maggiori dell'importante sistema di faglie trascorrenti a direzione Est-Ovest che limita a Nord l'area di affioramento dell'Unità di Voltri. Essa è costituita da sistemi anastomosati di faglie inverse, faglie trascorrenti e transpressive, da zone di taglio interstratali, pieghe flessurali aperte e pieghe di trascinamento.

La zona di taglio di Grognardo determina la giustapposizione e parziale sovrapposizione tettonica della formazione di Molare sulle marne di Rigoroso (ben evidente lungo la zona di taglio di Bric Belvedere, a NE di Grognardo, Fig. 56) e delle unità di Valosio e di Voltri sulla successione sedimentaria oligocenica nelle aree delle sezioni 194140 Cavatore e 194150 Prasco. Inoltre, all'interno della zona di taglio si realizza anche la sovrapposizione dell'Unità di Voltri su quella di Valosio, lungo una struttura a basso angolo a direzione NW-SE (sovrascorrimento di Ciglione) sviluppata in sinistra orografica del T. Visone a Sud di Grognardo. Le



Fig. 57 - Zona di taglio di C.na Musotto - Sistemi di vene carbonatiche idrotermali in cataclastiti foliate sviluppate a spese di micascisti carbonatati (T. Visone).

deformazioni connesse alla GTZ sono sigillate dalla Formazione di Visone, ampiamente dislocata da sistemi di faglie distensive e trascorrenti, ma non implicata all'interno della GTZ.

L'attività della GTZ, intercorsa a partire dagli stadi finali dell'evoluzione tar-do-metamorfica, è connessa ad una importante circolazione di fluidi idrotermali lungo i sistemi di fratturazione creatisi in seguito alla riattivazione frizionale delle foliazioni metamorfiche (Fig. 57). Il reticolato di vene venutosi a creare a seguito di tale evento risulta dislocato da generazioni di piani di taglio contrazionali che, spesso riattivando il clivaggio di piano assiale delle pieghe sviluppate a spese delle foliazioni metamorfiche, determinano lo sviluppo di faglie e zone di taglio congruenti, per caratteri geometrici e cinematici, con analoghe strutture contrazionali osservabili nelle scaglie tettoniche costituite da porzioni delle successioni sedimentarie oligoceniche.

Evidenze di deformazioni contrazionali lungo sistemi faglie a direzione circa NW-SE sono state riscontrate ad Ovest della GTZ (sezione 194140 Cavatore, in Valle Calionga e nella regione di Losio). In questi settori all'interno delle marne di Rigoroso sono presenti zone di taglio interstratali di potenza metrica e pieghe aperte a lunghezza d'onda decametrica che determinano significative variazioni



Fig. 58 - *Pieghe flessurali sviluppate a scala ettometrica nelle Marne di Rigoroso. Lo sviluppo di tali pieghe è connesso all'azione di zone di taglio interstratali che confinano e dislocano le deformazioni plicative (Valle Calionga).*

dell'assetto geometrico e della potenza della formazione (Fig. 58). Le zone di taglio, che hanno giacitura sub-parallela alla stratificazione, riattivano i piani di strato e dislocano un clivaggio spaziatto originato da meccanismi di dissoluzione per pressione verosimilmente formatosi nei primi stadi della deformazione compressionale (Figg. 59 e 60). Il regime contrazionale che ha generato lo scorrimento relativo delle superfici di strato determina anche la formazione di faglie inverse e di ampie pieghe flessurali ad esse connesse. La direzione media delle faglie e delle superfici di piano assiale delle pieghe è circa NW-SE.

1.4. - SISTEMI DI FAGLIE NORMALI E TRANSTENSIVE POST-BURDIGALIANE

Le deformazioni connesse alla Grogardo *thrust zone* non hanno interessato le formazioni di Visone e Cortemilia che sono dislocate solo dai sistemi di faglie trascorrenti a direzione E-W e da faglie distensive a direzione media NW-SE, che riattivano o dislocano le strutture connesse alla GTZ. Di conseguenza, mentre l'orientazione delle superfici di stratificazione delle formazioni di Molare e



Fig. 59 - *Clivaggio spaziato da dissoluzione sviluppato in prossimità della zona di taglio di Bric Belvedere (Cascina Senape, località Morbello).*

di Rocchetta è regolato da assi di distribuzione a direzione media NNW-SSE, paralleli alla direzione della GTZ, le formazioni di Visone e di Cortemilia immergono invece regolarmente a basso angolo verso NNE. La successione dell'Alto Monferrato presenta quindi una disarmonia interna, corrispondente di fatto alla discordanza angolare alla base della Formazione di Visone.

Le principali strutture tettoniche post-burdigaliane hanno anch'esse direzione media NW-SE e derivano da parziale riattivazione di quelle contrazionali sopra descritte; il loro sviluppo è collegabile alla forte subsidenza a cui l'Alto Monferrato è stato sottoposto nel Burdigaliano sup. - Langhiano e che avrebbe creato lo spazio per la deposizione delle formazioni di Cortemilia e di Cessole.

Caratteristica peculiare dei sistemi di faglie transtensionali è quella di essere associate a sistemi di vene di notevole potenza, riempite da carbonati a diversa composizione isotopica, ad indicare una evoluzione geochimica compatibile con la presenza di fluidi la cui composizione variava al mutare, tra l'Oligocene ed il Miocene, delle condizioni strutturali profonde (PIANA *et alii*, 2006).

La principale faglia di questo sistema è la cosiddetta Faglia Bagni-Visone, ben esposta nella Cava Zanoletti nel comune di Visone (Fig. 61), dove disloca la Formazione di Visone e i termini soprastanti. Si tratta di un sistema di faglie trascor-



Fig. 60 - Riattivazione per taglio del clivaggio spaziato da dissoluzione sviluppato in prossimità della zona di taglio di Bric Belvedere (Cascina Senape, località Morbello).

renti sinistre e di faglie normali o normali-oblique a direzione WNW-ESE, generalmente molto inclinate. A queste sono associate sistemi di fratture subparallele che ospitano vene carbonatiche di potenza centimetrico-decimetrica (Fig. 62). E' stato possibile stabilire una cronologia relativa delle strutture tettoniche sulla base

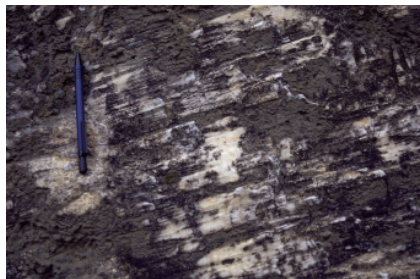


Fig. 61 - Faglie plurimetrichhe trascorrenti sinistre di età post-burdigaliana che dislocano le formazioni di Visone e di Cortemilia (Cava Zanioletti, località Visone). Il dettaglio illustra gli indicatori (calcite fibrosa) di movimento sinistro.

dei rapporti di sovrapposizione diretta delle vene ad esse associate e sulla base del riconoscimento di *trend* di evoluzione geochimico-isotopica compatibili con i valori degli isotopi stabili del carbonio e dell'ossigeno ottenuti dalla campionatura sistematica dei principali tipi di vene carbonatiche. In sintesi, l'evoluzione ipotizzata è la seguente:

a - Formazione di faglie normali o transtensive;

b- Apertura dei giunti di fratturazione ad esse associate e deposizione di vene carbonatiche testimoniando un alto grado di interazione fluido/roccia (ovvero un sistema di circolazione "chiuso") e con caratteristiche geochimico isotopiche compatibili con temperature di formazione indicative di una profondità modesta (1-2 km);

c - Formazione di faglie trascorrenti (vedi sotto);

d - Circolazione idrotermale con deposizione di vene e cristalli di calcite color ambra la cui composizione isotopica indica la presenza di fluidi ricchi in metano a temperature compatibili con un regime idrotermale; contemporanea e/o successiva formazione di breccie da dissoluzione carsica. La formazione di queste vene potrebbe essere collegata alla tettonica trascorrente tardo-serravalliana, che avrebbe indotto la risalita di fluidi profondi, ricchi in idrocarburi. Questi fluidi, che in questo caso hanno portato alla formazione di vene, in altri settori, avendo attraversato rocce di tipo diverso, ne hanno indotto la parziale trasformazione, generando litologie particolari (PIANA *et alii*, 2006) quali calcari micritici molto cementati, ricchi di pirite e attraversati da un reticolato fitto di vene a riempimento complesso, simili a quelli descritti da CLARI *et alii* (1994) nel Monferrato e interpretati come calcari metano-derivati.

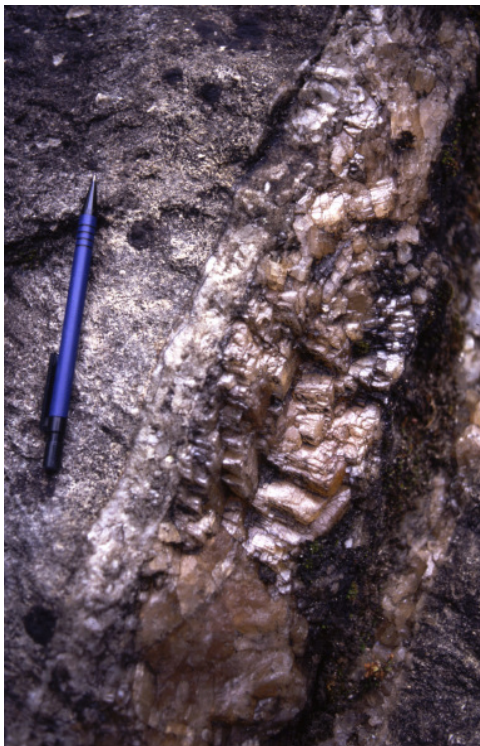


Fig. 62 - Vene carbonatiche idrotermali ad accrescimento polifasico. Esse presentano potenza pluricentrica e sono associate al sistema di faglie normali post-burdigaliane a direzione circa Est-Ovest (Formazione di Visone, Cava Zanoletti, località Visone).

L'interazione tra roccia e fluidi ricchi in idrocarburi è confermata dall'impronta geochimica di queste rocce che presentano valori di $\delta^{13}\text{C}$ fortemente negativi (a conferma del coinvolgimento del CH_4 nella trasformazione dei sedimenti). Le rocce delle unità Voltri e Valosio sono invece trasformate, ad opera degli stessi fluidi circolanti lungo le faglie trascorrenti post-burdigaliane, in cataclasiti cementate o più genericamente in rocce carbonatate pervase da un fitto reticolato di vene di diversa generazione riempite da calcite. Una evoluzione geochimica comparabile, seppur riferibile a temperature più basse, è stata d'altronde riconosciuta anche nei vicini settori del Gruppo di Voltri, dove le zone di taglio compressive pre-burdigaliane associate alla GTZ sono dislocate da sistemi di faglie normali e trascorrenti le cui composizioni isotopiche indicano anch'esse la presenza di fluidi ricchi in idrocarburi.

1.5. - SISTEMI DI FAGLIE TRASCORRENTI

Nel contesto degli eventi tettonici contrazionali ed estensionali sopra descritti, si sviluppano sistemi di faglie trascorrenti a direzione E-W e NE-SW, che delimitano, o svincolano, settori in prevalente raccorciamento (nel tempo pre-burdigaliano) o in prevalente estensione (nel tempo post-burdigaliano), da domini nei quali è prevalsa la traslazione in direzione sub-parallela alle faglie bordiere. Tali faglie, che hanno compartimentalizzato le traslazioni tettoniche in un complesso mosaico di domini geometrici di dimensioni ettometrico-chilometriche, sono ampiamente rappresentate nei settori meridionali del Foglio e in particolare nelle sezioni 194140 Cavatore, 194150 Prasco e 194160 Ovada.

Una importante attività trascorrente lungo faglie molto inclinate a direzione compresa tra E-W ed ESE-WNW è inoltre registrata nel Foglio Acqui, probabilmente in relazione all'evento compressivo tardo-serravalliano registrato a scale regionale nel BTP (FALLETTI *et alii*, 1995), che sembra aver localmente attivato le faglie preesistenti, generando locali contesti contrazionali che hanno interessato non solo la successione oligocenica, ma anche quella miocenica almeno fino alla formazione di Bistagno, la formazione di Cortemilia e parte della formazione di Cassinasco.

1.6 - ASSETTO STRUTTURALE DELLA ZONA IDROTERMALE DI ACQUI TERME

Le emergenze idrotermali della zona termale dei Bagni di Acqui Terme, posta in destra orografica del F. Bormida, corrispondono alla zona di intersezione tra il sistema di segmenti di faglia della cosiddetta "Faglia Bagni-Visone" e le zone di

taglio contrazionali sepolte che costituiscono il prolungamento verso NNW, al di sotto della formazione di Cortemilia, della Grogna *thrust zone*, ovvero la zona di taglio di Bric Belvedere e le associate faglie transpressive e trascorrenti. Un complesso assetto geometrico caratterizza il sottosuolo di Acqui Terme a causa dell'interferenza del sistema di faglie molto inclinate a direzione NE-SW con i sopra citati sistemi di faglie che confezionano la trappola strutturale necessaria a confinare in profondità le acque meteoriche infiltratesi nelle rocce fratturate del Gruppo di Voltri a contatto con i domini a bassa permeabilità costituiti dalle unità marnose e a permetterne la risalita lungo i sistemi a maggiore conduttività.

1.7. - DATI SATELLITARI

I sistemi strutturali descritti in precedenza sono evidenti su immagini satellitari ottiche multispettrali Landsat TM (*Thematic Mapper*) a scala 1:100.000 (risoluzione spaziale di 30x30 m) e su immagini Aster alla scala 1:50.000 (risoluzione spaziale nel pancromatico di 15x15 m).

Per le immagini Landsat TM dopo una prima fase di pre-processamento l'individuazione dei lineamenti è avvenuta su composizioni in falsi colori di bande dell'infrarosso (bande 754: RGB) ritenute significative per la loro individuazione; per le immagini ASTER è stato applicato l'algoritmo *HSV-sharpening* (ENVI® software versione 4.4) che combina l'informazione di immagini multispettrali a bassa risoluzione spaziale all'alta risoluzione della banda pancromatica (LABEN & BROWER, 2000). L'immagine utilizzata è stata una composizione in falsi colori di bande dell'infrarosso (bande *Shortwave Infrared* - SWIR 756: RGB) con risoluzione di 15x15 m. Inoltre, data la buona qualità del dato ASTER, i lineamenti individuati sull'immagine SWIR 756 (RGB) sono stati integrati anche dall'analisi dell'immagine pancromatica ASTER (banda *Visible Near Infrared* - VNIR 3N).

La procedura di individuazione del dato lineamentare è avvenuta in maniera visiva su immagini Landsat TM ed Aster, secondo i criteri morfostrutturali e spettrali. L'interpretazione e la correlazione tra i lineamenti individuati è stata effettuata tramite il metodo "*Geometrical Lineament Identification*" (MORELLI, 2000; MORELLI & PIANA, 2006). Questo metodo consiste inizialmente nell'analisi dei lineamenti più lunghi e successivamente nella ricerca ed nell'analisi di quelli minori ad essi associabili sulla base di parametri geometrici quali orientazione, lunghezza, spaziatura e tipo di terminazione.

La carta dei lineamenti ottenuta (Fig. 63) evidenzia un'apparente complessità distributiva e un numero di lineamenti non confrontabile direttamente con le strutture geologiche riportate in carta. Queste differenze trovano giustificazione

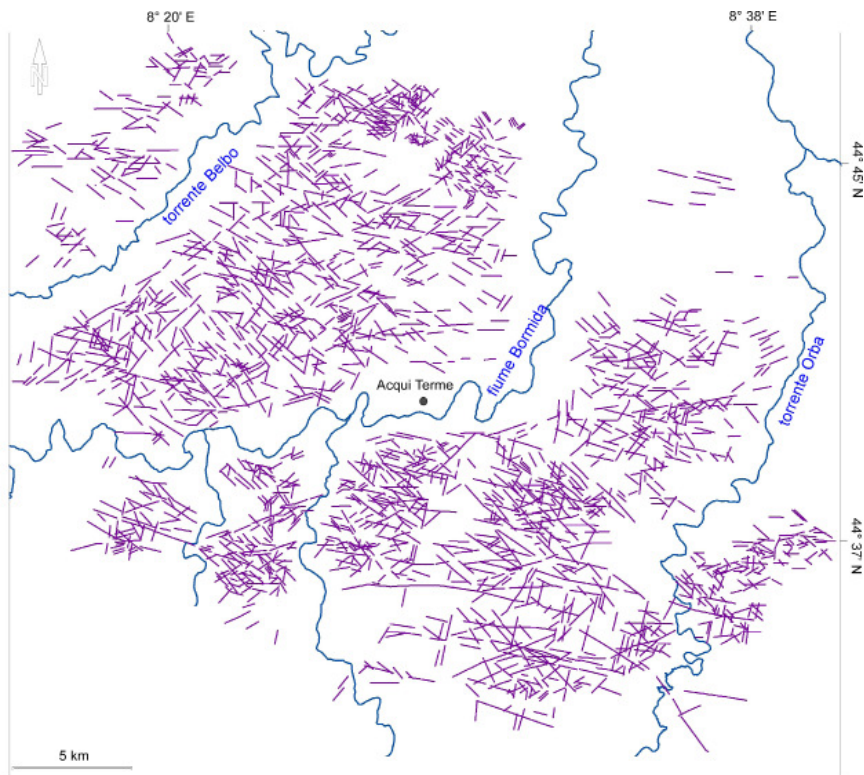


Fig. 63 - Carta dei lineamenti ASTER.

nel metodo d'indagine, nel diverso criterio di analisi e nelle scelte di rappresentazione che sono state adottate per il dato lineamentare rispetto a quelle utilizzate per la rappresentazione cartografica degli elementi strutturali (vedi sopra). I numerosi lineamenti sono spesso l'espressione di discontinuità minori con rigetto stratigrafico non rilevante ai fini cartografici, ma risultano invece significative per l'analisi dello stato di fratturazione e per la descrizione dello stile deformativo generale a scala regionale. Sull'immagine satellitare queste discontinuità sono espresse da elementi morfologici e/o spettrali ben evidenti che riflettono la geometria del drenaggio secondario e dipendono dai caratteri morfoselettivi dei diversi litotipi.

I lineamenti satellitari sono stati quindi utilizzati a completamento del quadro strutturale e confrontati in termini statistici e geometrico-gerarchici con le strutture geologiche riconosciute sul terreno. La Fig. 64 riporta lo stato di fratturazione

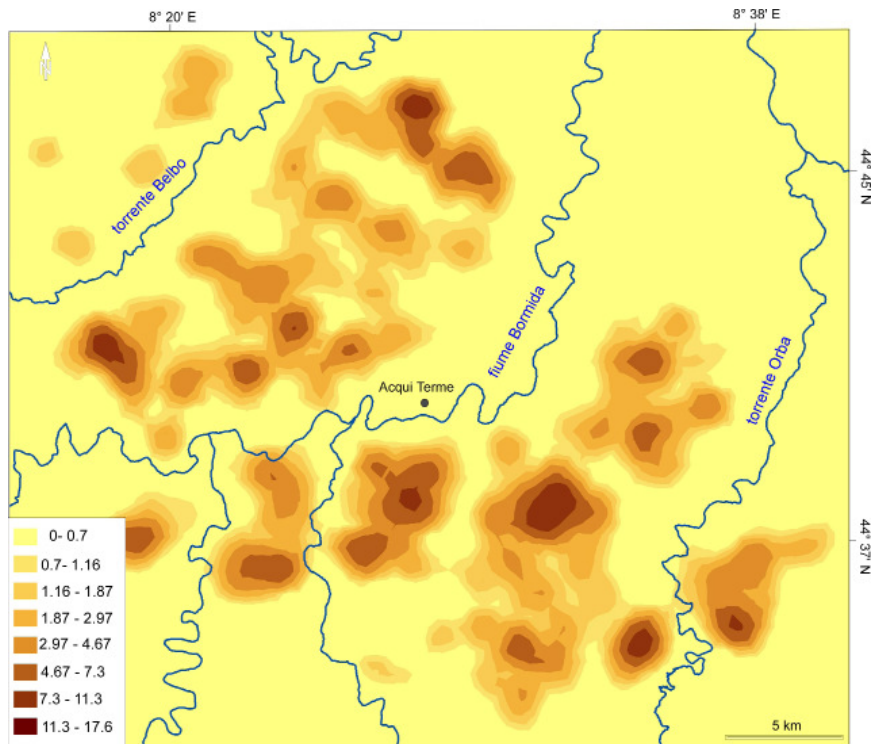


Fig. 64 - Carta delle densità di intersezione dei lineamenti ASTER. In legenda sono riportati i valori di densità ottenuti come $\Sigma(n/A)$ dove n è il numero di intersezioni ed A la superficie circolare di 600 m² ottenuta utilizzando un raggio di lunghezza pari alla media di lineamenti.

generale del Foglio, espresso in termini di intensità di intersezione dei lineamenti, evidenziato dai massimi di intensità che corrispondono alle aree nelle quali affiora il substrato metamorfico e ai settori a maggior densità di faglie cartografate.

L'analisi statistica dei lineamenti (Figg. 65 e 66) evidenzia su entrambe le scale di osservazione quattro principali sistemi a direzione media NW-SE (LnM1), E-W (LnM2), NE-SW (LnM3) e N-S (LnM4). Questi sistemi si distribuiscono diversamente per classi di lunghezza ma in modo similare alle due scale analizzate. Il sistema N-S presenta massimi per classi di lunghezza minori (minori di 1900 m per il dato Landsat e minori di 730 m per quello Aster), mentre per il sistema E-W la frequenza aumenta verso classi di lunghezza maggiori (maggiori di 1200 m per il dato Landsat e maggiori di 730 m per il dato ASTER).

Una tendenza differente si osserva per i sistemi NW-SE e NE-SW in cui per

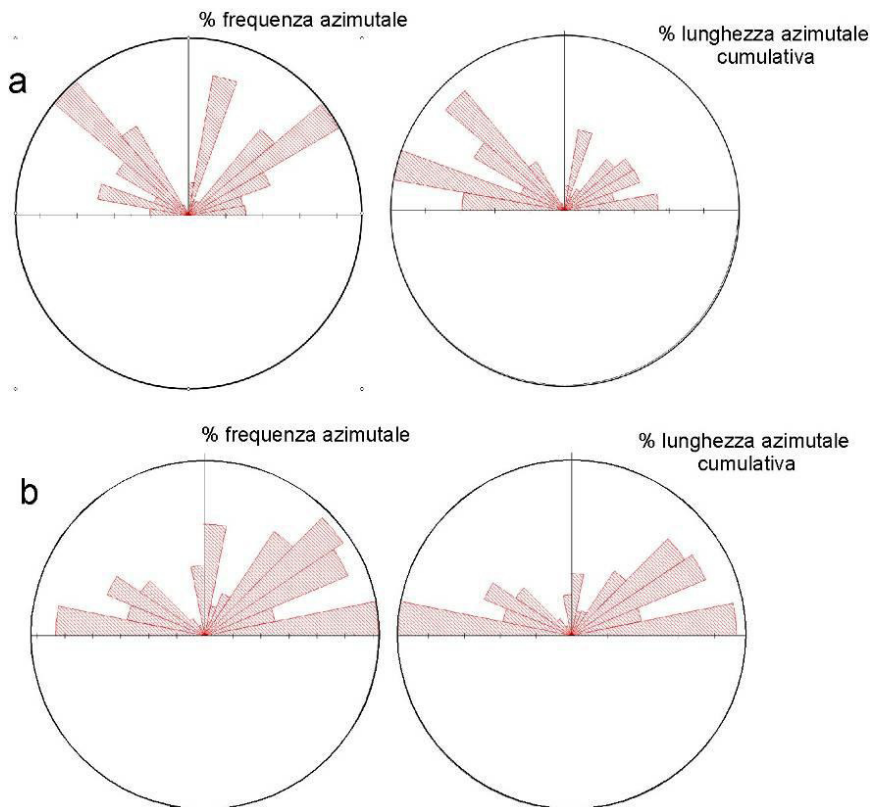


Fig. 65 - Diagrammi della frequenza azimutale. a: lineamenti ASTER; b: lineamenti Landsat ETM.

il dato ASTER la frequenza aumenta verso classi di lunghezza minori mentre risultano all'incirca costanti sul dato Landsat.

L'analisi distributiva di questi sistemi lineamentari e il loro confronto con le strutture geologiche mettono in evidenza:

- Sistema LnM1 (NW-SE) mostra una maggiore densità di distribuzione ed è diffuso piuttosto uniformemente in tutto il settore in studio. Questo sistema di lineamenti è regolare alle diverse scale, per lunghezza, spaziatura, stile e direzione. Questa distribuzione rispecchia la geometria delle faglie normali e transtensive e dei sistemi di fratture ad esse associate. Le faglie transpressive a direzione NW-SE, sebbene importanti per l'evoluzione geologica delle unità comprese nel Foglio Acqui Terme, presentano evidenze morfo-strutturali poco accentuate in ragione della loro notevole segmentazione longitudinale e dei fenomeni di riatti-

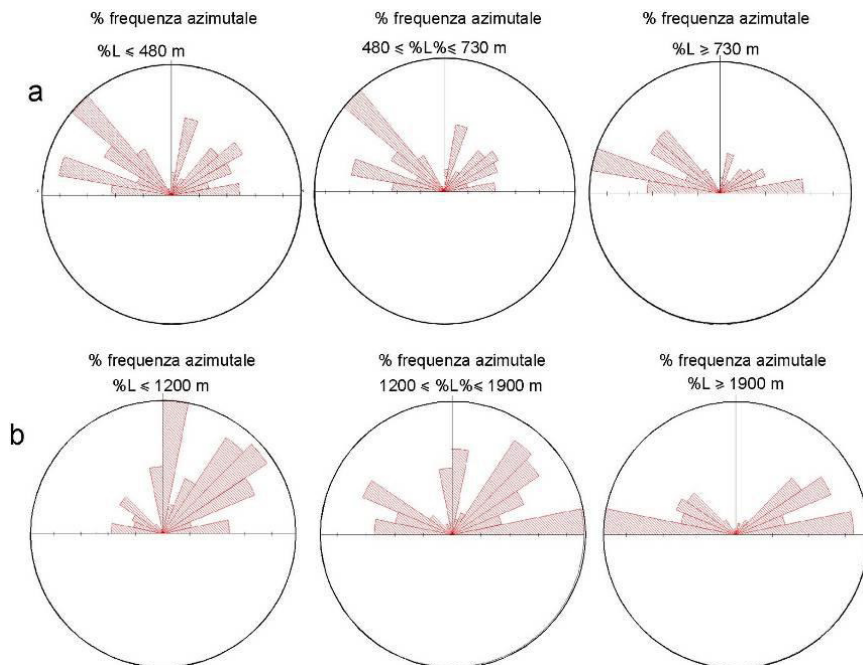


Fig. 66 - Diagrammi di frequenza azimutale divisi in classi di lunghezza dei lineamenti. a: lineamenti ASTER; b: lineamenti Landsat ETM. L: lunghezza delle classi dei lineamenti.

vazione subiti nel corso del Miocene.

- Sistema LnM2 (E-W) caratterizzato da una maggiore densità e continuità dei lineamenti nella parte Sud del settore in studio. Esso è costituito da lineamenti più lunghi orientati N90-100, che delimitano i lineamenti più corti di lunghezza media orientata N100-110 a definire geometrie lenticolari. Questa distribuzione rispecchia la geometria di zone di taglio trascorrenti costituite da diversi ordini gerarchici di piani di movimento di fatto riscontrati sul terreno alle diverse scale, che hanno compartimentato le deformazioni contrazionali ed estensionali succedutesi nel corso dell'Oligocene e del Miocene.

- Sistema LnM3 (NE-SW) a maggiore densità di distribuzione soprattutto nella parte nord-orientale del Foglio. In questo settore il sistema LnM2 mostra un'orientazione variabile, con lineamenti maggiori che, talvolta, intersecano e interrompono la continuità dei lineamenti a lunghezza minore a definire geometrie nastriformi. Il settore sud-orientale invece è caratterizzato da una distribuzione di lineamenti ad andamento generalmente subparallelo. I lineamenti di questo siste-

ma costituiscono spesso degli elementi di connessione tra i lineamenti del sistema LnM2, che talvolta, danno luogo a fasci curvilineari pluri-chilometrici. Questa distribuzione suggerisce la presenza di un'intensa fratturazione assimilabile ai sistemi di faglie trascorrenti e transtensive costituiti da segmenti di lunghezza chilometrica organizzati in fasci anastomosati.

- Sistema LnM4 (N-S) meno evidente ma diffuso uniformemente su tutta l'area esaminata. Esso presenta lineamenti di lunghezze maggiori nei settori sud-orientali che intersecano e interrompono la continuità dei lineamenti dei sistemi LnM1, LnM2 ed LnM3, mentre è costituito da elementi minori nei settori settentrionali, spesso disposti con geometrie di tipo *en-echelon* e connessi principalmente da lineamenti del sistema LnM2 e LnM3.

Questo sistema può corrispondere a faglie più recenti, attive nel Pliocene e forse nel Pleistocene, con buona evidenza morfostrutturale.

VIII - DATI DI SOTTOSUOLO

(a cura di M. Ghielmi, M. Rossi, S. Rogledi e A. Irace)

1. - INTRODUZIONE

I dati di terreno della porzione mediana del Foglio sono stati integrati dall'analisi di tre sezioni sismiche (1, 2, 3 in Fig. 67) che tagliano, parallelamente alla direzione d'immersione, la successione burdigaliano-pleistocenica. Tali sezioni, già pubblicate in ROSSI *et alii* (2009) e MOSCA *et alii* (2009), sono state scelte in quanto permettono di chiarire la morfologia del bacino e di decifrare i momenti salienti dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dell'Alto Monferrato, corrispondenti alle principali fasi di modificazione del Bacino Terziario Piemontese (BTP).

L'integrazione dei dati di superficie e di sottosuolo ha permesso di ricostruire una sezione geologica profonda (Fig. 67 e sezione A-A' in carta) che dall'attuale bordo meridionale del BTP si estende alla sua continuazione sepolta, al di sotto del bacino plio-pleistocenico di Alessandria.

L'interpretazione della sezione sismica è stata condotta seguendo i convenzionali criteri sismo-stratigrafici (MITCHUM *et alii*, 1977; BADLEY, 1987), consistenti i) nell'analisi delle terminazioni dei riflettori, funzionale all'individuazione delle *unconformity* e *correlative conformities* e dei sintemi nel sottosuolo e ii) nell'interpretazione delle facies sismiche, attraverso la caratterizzazione della geometria, continuità ed ampiezza dei riflettori.

La calibrazione dettagliata dei dati di terreno con quelli sismici ha consentito di correlare le superfici di discontinuità cartografate sul terreno con le *unconformity* individuate nel sottosuolo (Fig. 68). In particolare le interpretazioni di sottosuolo

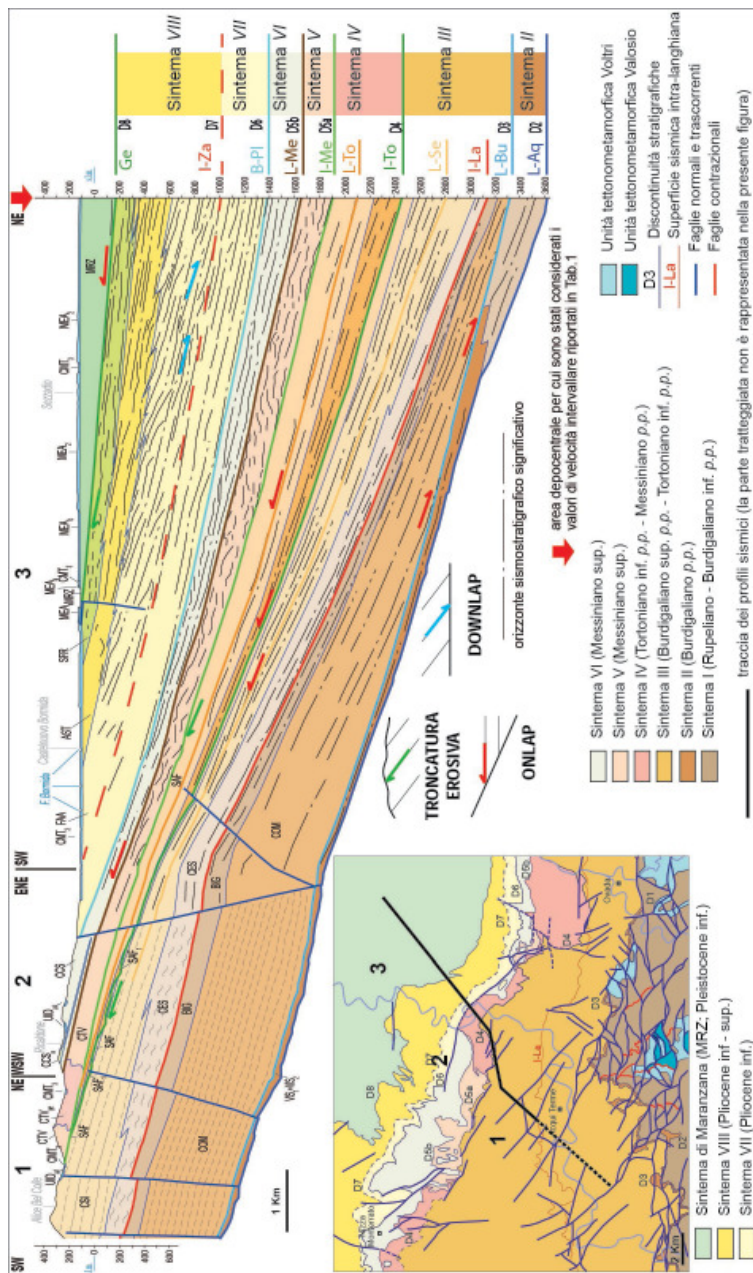


Fig. 67 - Sezione geologica profonda derivante dalla calibrazione di profili sismici Eni con i dati rilevati sul terreno. Sono osservabili la distribuzione, la geometria, il cambiamento di spessore e le relazioni latero-verticali delle unità litostratigrafiche. Ai fini cartografici, per limiti di sistema sono stati per lo più considerati solo quelle unconformity che hanno anche una sufficiente evidenza sul terreno.

Tab. 1 - tabella riassuntiva per la conversione tempi-profondità, nel settore depocentrale. Per i vari intervalli stratigrafici utilizzati per la conversione è riportata la corrispondenza fra la nomenclatura ENI che quella utilizzata nel Foglio.

equivalenti in sottosuolo di:		sequenze deposizionali ENI	top	bottom	sec	vel (m/sec)	spessore	cumulativa
sistema di Maranzana		PL4+PS1	0+PC	210	0,210+PC	1700	180+PC	180
sistema VIII	sabbie di Asti + sabbie di Ferrere	PL3?	210	673	0.463	1900	440	620
	parte superiore delle Argille Azzurre	PL2?	673	1035	0.362	2100	380	1000
sistema VII	parte inferiore delle Argille Azzurre	PL1	1035	1360	0.325	2400	390	1390
sistemi V+VI	complesso caotico della Valle Versa + Conglomerati di Cassano-spinola	ME3+ME4	1360	1669	0.309	3300	510	1900
sistema IV	Marne di S.Agata Fossili sopra L-To	ME1+ME2	1669	1807	0.138	2900	200	2100
	Marne di S.Agata Fossili tra I-To e L-To	I_TO	1807	2040	0.233	3000	350	2450
sistema III	Formazione di Cassinasco e Marne di S.Agata Fossili sopra L-Se	L_SE	2040	2266	0.226	3100	350	2800
	Marne di Cessole e Formazione di Cassinasco sotto L-Se	I-LA	2266	2472	0.206	3300	340	3140
	formazioni di Bistagno e Cortemilia	L_BU	2472	2575	0.103	3500	180	3320
	Formazione di Visone e formazione di Montechiaro d'Acqui	L-AQ	2575	2720	0.145	4000	290	3610

hanno migliorato le interpretazioni di terreno ed hanno permesso una proficua *back-analysis* del dato di superficie. Infatti i dati sismici hanno fornito una visione a scala di bacino, evidenziando la presenza di ulteriori orizzonti di correlazione corrispondenti a: i) superfici di discontinuità intraformazionali (*L-Se*, *L-To*), non riconoscibili sul terreno per la scarsità o per l'orientazione sfavorevole degli affioramenti, ii) superfici di continuità (paraconcordanze), correlabili a discordanze in altri settori del BTP (*I-La*, *I-Za*). Si è dunque deciso di non rappresentare in carta e nella sezione geologica a cornice tali superfici, ma di riportarle in questo capitolo delle Note illustrative (sezione di Fig. 67). La *superficie I-Za* (D7) è stata riportata anche nello schema dell'evoluzione tettono-stratigrafica a cornice.

La discreta risoluzione del dato sismico disponibile ha permesso di ricostruire con buona attendibilità l'assetto geologico profondo fino alle successioni carbonatiche burdigaliane. Al di sotto di questo intervallo le linee sismiche avevano invece scarsa risoluzione, perdendo di affidabilità e non consentendo di estendere l'interpretazione a maggiori profondità.

Per la conversione dei dati in tempi ai dati di profondità sono stati utilizzati valori di velocità intervallare. A causa dell'assenza di pozzi ENI nell'area della sezione sismica studiata, i valori di velocità media utilizzati per i vari intervalli stratigrafici nell'area depocentrale (Tab. 1) raggiunta dalla sezione sismica sono stati desunti dai valori medi riscontrati nel sottosuolo padano per gli stessi intervalli con analoghi range di profondità e storia di seppellimento simile. Questi valori di velocità sono poi stati gradualmente ridotti nel settore meridionale della sezione per l'inferiore seppellimento delle successioni analizzate.

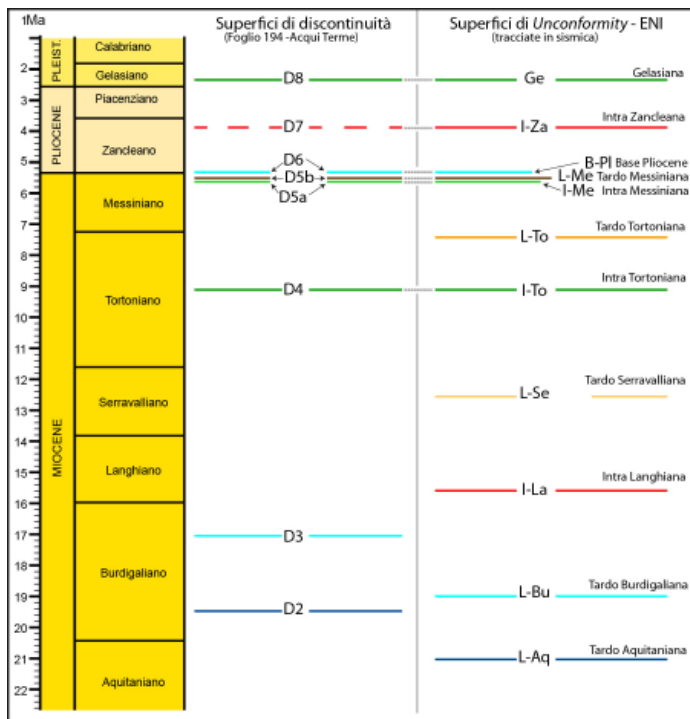


Fig. 68 - Schema riassuntivo delle corrispondenze fra le unconformity individuate con la sismica e le discontinuità riconosciute sul terreno, che sono risultate tracciabili nel sottosuolo.

2. - LA SEZIONE GEOLOGICA PROFONDA

Dalla sezione geologica (Fig. 67) si evincono i notevoli cambiamenti nell'articolazione del bacino, avvenuti dal Burdigaliano inferiore al Pleistocene inferiore ed emerge il forte controllo che la tettonica regionale ha operato sulla fisiografia del bacino, sia condizionando la distribuzione latero-verticale delle diverse unità, che determinando forti variazioni del loro spessore stratigrafico.

Il transetto sismico interpretato è composto da tratti di tre sezioni sismiche differenti. La risoluzione sismica è buona per il tratto centro-settentrionale del transetto (sviluppato sotto la pianura alessandrina) fino al Miocene inferiore, più in profondità del quale si registra un rapido peggioramento della qualità. La risoluzione sismica è invece inferiore nel settore meridionale del transetto. L'inferiore risoluzione è probabilmente legata alla non recente acquisizione delle linee e a

fattori di natura geologica quali: (i) la morfologia collinare dell'area; (ii) la presenza in affioramento di sedimenti più antichi (caratterizzati da velocità sismiche elevate); (iii) la presenza di numerose faglie in superficie.

La sezione sismica mostra in dettaglio l'assetto geologico del lato meridionale del Bacino di Alessandria. L'assetto geometrico rappresentato nella sezione corrisponde ad una blanda monoclinale che dalle aree di affioramento si immerge gradualmente verso Nord sotto la pianura alessandrina. I valori di inclinazione decrescono gradualmente dalla base al tetto della successione, in relazione al progressivo *tilting* sin-sedimentario del margine meridionale del Bacino di Alessandria.

In base ai dati di terreno, nel settore meridionale del transetto, sviluppato lungo il margine settentrionale delle Langhe, sono state riconosciute e interpretate faglie ad alto angolo immergenti prevalentemente verso Sud. Non sono invece state riconosciute faglie principali nel settore del bacino alessandrino.

La successione del sintema II non è direttamente ricollegabile ad affioramenti posti all'estremità meridionale della sezione profonda, ma può essere correlata ad affioramenti presenti in settori adiacenti (a loro volta ricollegabili ad altre sezioni sismiche disponibili) che ne permettono pertanto la calibrazione. Il riflettore ad alta ampiezza e continuità corrispondente alla Formazione di Visone ($VIS_1 + VIS_2$) è facilmente identificabile in relazione al forte contrasto di impedenza acustica con le facies clastiche a predominanza pelitica sottostanti e sovrastanti, delimitate rispettivamente dalle discontinuità D2 (*superficie L-Aq*) e D3 (*superficie L-Bu*).

L'analisi dei dati sismici ENI mette in evidenza i rapporti laterali tra la Formazione di Visone e la formazione di Montechiaro d'Acqui, chiarendone i rapporti stratigrafici e paleoambientali.

Nel profilo di sottosuolo si osserva che la Formazione di Visone appare caratterizzata da uno *stacking pattern* prevalentemente aggradante e trasgressivo (depositi trasgressivi poggianti direttamente sulla superficie di discontinuità D2). Essa è agevolmente tracciabile per parecchi chilometri verso NE, e il riflettore ad alta ampiezza ad essa corrispondente è sostituito verso bacino (Nord) da una successione più espansa e clinostratificata costituita da riflessioni ad ampiezza inferiore (corrispondente in affioramento alla formazione di Montechiaro d'Acqui) con assetto prevalentemente regressivo, che registrano un rapido aumento di spessore (massimo 200 m).

Il sintema III è volumetricamente dominato dalla formazione di Cortemilia (COM), che da SW verso NE passa da valori di spessore variabili di 550-800 m, fino a ridurre lo spessore a circa un centinaio di metri. I dati sismici mostrano infatti che in sottosuolo, verso Nord, la formazione di Cortemilia è caratterizzata da una rapida chiusura stratigrafica per *onlap* marino contro le successioni precedenti al di sopra della superficie di discontinuità D3 (*superficie L-Bu*). I de-

positi precedenti risultano essere stati basculati verso Sud nel tardo Burdigaliano in relazione ad un'importante fase di modificazione tettonica che ha interessato tutto il bacino (ROSSI *et alii.*, 2009; MOSCA *et alii.*, 2009). Per la natura bacinale di questi depositi, ne deriva che il depocentro era ubicato circa in corrispondenza delle aree di affioramento mentre in sottosuolo si passa a un contesto di rampa che presumibilmente delimitava il bacino tardo-Burdigaliano verso Nord. Le paleo-correnti regionali dirette verso Est suggeriscono che questa rampa controllava la dispersione del sistema prevalentemente in senso assiale (Est-Ovest) attraverso il confinamento esercitato da un alto morfostrutturale presente a settentrione.

La facies sismica della formazione di Cortemilia mostra riflettori piano-paralleli ad elevata continuità laterale e ampiezza moderata, in buon accordo con le caratteristiche litologiche riscontrate in affioramento. La formazione di Bistagno (BIG) mostra caratteristiche analoghe, tranne che per una ampiezza maggiore delle riflessioni. Questi dati sono in accordo con l'elevata continuità laterale della formazione e con il maggiore contrasto di impedenza acustica tra le facies silicee e i depositi pelitici nei quali esse sono intercalate.

Le facies sismiche delle formazioni di Cessole (CES) e Cassinasco (CSI) non sono particolarmente differenziabili tra loro, tranne che per la presenza di riflettori maggiormente continui nel settore nord-orientale, interpretabili come lobi torbiditici che denotano un'espansione stratigrafica verso NE, analogamente e in buon accordo con quanto si osserva in affioramento tra il settore centrale e sud-occidentale del Foglio (ispessimento della formazione di Cassinasco; vedi § 9).

La porzione stratigraficamente più alta del sintema III è contraddistinta in sismica da un prisma torbiditico (attribuito alla formazione di Cassinasco) avente uno spessore massimo di quasi 400 m nel depocentro e che si riduce verso Sud a poco più di un centinaio di metri. Tale prisma è delimitato alla base da una superficie di discontinuità, regionalmente riconducibile alla *superficie tardo-serravalliana L-Se*.

Lungo il transetto esaminato i depositi del sintema IV (marne di Sant'Agata Fossili equivalenti) si chiudono verso Sud, prima di raggiungere le aree di affioramento, sia per la loro stessa convergenza stratigrafica, sia per la forte entità erosiva della sovrastante superficie D5a (*superficie I-Me*). Nel sottosuolo i depositi del sintema IV mostrano una rilevante espansione stratigrafica verso Nord. A differenza delle unità più antiche, dove le relazioni sismo-stratigrafiche sono principalmente caratterizzate da *onlap* contro superfici tiltate, ma senza evidenze geometriche dirette di troncatura erosiva, in questo caso si osservano evidenze di troncature erosionali, al di sotto delle superfici individuate, che localmente interessano anche la parte alta del sottostante sintema III (ad esempio nella porzione meridionale della discontinuità D4, corrispondente alla *superficie I-To*).

Le caratteristiche più salienti a scala sismica sono date dalla presenza delle

superfici I-To e *L-To* che verso Sud hanno carattere erosionale. Esse passano verso bacino (Nord-Est) a superfici di continuità correlativa, presenti alla base di cunei clastici, evidenziati da riflettori ad ampiezza moderata e elevata continuità, che chiudono in *onlap* verso SW (parte centrale del transetto) sulle superfici basali stesse. Le immagini sismiche permettono di interpretare tali caratteristiche come un *onlap* marino di sistemi torbiditici sepolti, non tracciabili in affioramento nel Foglio. Essi possono rappresentare gli equivalenti verso Ovest dei depositi arena-co-conglomeratici perforati nei pozzi esplorativi Novi Ligure 1 e 2 (Rossi *et alii*, 2009), ubicati ad Est del Foglio nella zona Borbera Grue.

Nella sezione profonda sono stati evidenziati solo i sistemi torbiditici associati alla *superficie I-To* poiché solo questi ultimi possono essere tentativamente correlati con successioni affioranti nel Foglio, individuabili nel membro calcarenitico delle marne di Sant'Agata Fossili (SAF₁) oppure nel complesso caotico di Rocca Grimalda (CGF), che rappresentano sistemi deposizionali meno profondi.

La successione dei Sintemi V e VI (Messiniano superiore post-evaporitico) si immerge dagli affioramenti nella zona collinare del margine settentrionale delle Langhe al di sotto della pianura alessandrina a Nord. L'intervallo è facilmente riconoscibile in sottosuolo per le caratteristiche facies sismica.

La parte bassa (sintema V), correlabile con gli affioramenti del complesso caotico della Valle Versa (CTV), è, infatti, rappresentata da una facies sismica caratterizzata da: (i) geometria interna "caotica", (ii) variazioni laterali di spessore, e (iii) forti contrasti d'ampiezza. La risoluzione sismica permette di apprezzare anche dettagli interni dei depositi caotici (vedi anche § 9). In sottosuolo si osserva chiaramente l'espansione stratigrafica di questo sintema e la modificazione laterale della discontinuità D5a (*superficie I-Me*), la quale verso Sud è una discordanza angolare con carattere erosivo, che interessa anche la parte alta del sottostante sintema IV e localmente è tracciabile fino al di sopra del sintema III, mentre verso Nord (aree bacinali) essa passa a continuità correlativa alla base delle unità caotiche più potenti. Queste geometrie suggeriscono che la superficie di discontinuità D5a ed il cuneo sedimentario sovrastante siano associati ad una importante fase di modificazione tettonica, la fase intra-messiniana.

La parte alta della successione (sintema VI), corrispondente ai conglomerati di Cassano Spinola (CCS), è invece caratterizzata da riflettori con: (i) contrasti di ampiezza sismica da moderati a molto forti, (ii) discreta continuità laterale, e (iii) una geometria di riempimento per aggradazione verticale (localmente si può riconoscere la progressiva compensazione delle irregolarità morfologiche dei sottostanti depositi caotici). In sottosuolo si osserva una decisa espansione stratigrafica di questo intervallo, suggerendo che anche la superficie di discontinuità D5b (*superficie L-Me*) che lo delimita alla base sia associata a una fase di modificazione tettonica, anche se di entità inferiore rispetto alla D5a.

L'analisi dei dati sismici Eni ha permesso una più precisa suddivisione e attribuzione ambientale di dei depositi pliocenici, che sono stati attribuiti a due diversi sintemi: il sintema VII ed il sintema VIII.

Il sintema VII è compreso tra le discontinuità D6 (*superficie B-Pl*) e D7 (*superficie I-Za*), presenta una graduale riduzione di spessore verso il margine meridionale del bacino alessandrino. I dati sismici rivelano che: (i) la riduzione di spessore verso Sud è dovuta alla chiusura per un *onlap* (evidenziata dalla sismica) della parte bassa della successione; (ii) i depositi pliocenici colmano locali irregolarità presenti alla base della successione e interpretate come superfici erosive. Lo spessore massimo (alla terminazione settentrionale del transetto sismico) è stato valutato in circa 400 m. In sottosuolo il sintema VII è costituito da riflettori paralleli a notevole continuità laterale caratterizzati da buoni contrasti di ampiezza e da geometrie molto regolari, caratteri normalmente propri di serie di tipo bacinale torbidity. La correlazione di questi depositi fino alle aree di affioramento ha permesso di verificarne la corrispondenza con la parte bassa affiorante delle Argille Azzurre (FAA). Quest'ultima però risulta unicamente costituita da litologie marnose attribuite ad un contesto di scarpata. Questi dati permettono di ipotizzare che i depositi torbidity evidenziati in sottosuolo lungo la maggior parte del profilo, tendono a sfrangiare verso Sud e a passare, molto in prossimità della zona degli affioramenti, a depositi di scarpata.

Tale interpretazione, unitamente ai dati biostratigrafici, suggerisce che questi depositi rappresentano i *bottomset* di un complesso progradante verso Nord, sviluppatosi lungo il paleomargine meridionale del Bacino di Alessandria, contemporaneamente alla prima parte della "Progradazione Pliocenica" (parte alta dell'"allogruppo LM" in GHIELMI *et alii* (2002) e VIGNA *et alii* (2010), ben preservata nel Bacino di Savigliano. Questo complesso progradante alessandrino è stato completamente asportato dall'erosione post-pliocenica.

Il potente cuneo sedimentario pliocenico del sintema VIII, compreso tra le discontinuità D7 (*superficie I-Za*) e D8 (*superficie Ge*), è anch'esso caratterizzato da un'espansione stratigrafica verso il depocentro bacinale a Nord. Nella parte medio-bassa dell'intervallo è ben riconoscibile un *set* di clinoformi progradanti verso N. Questi clinoformi sono l'espressione sismica di sistemi progradanti di scarpata e sono correlabili con i depositi marnoso-siltosi che costituiscono i due terzi superiori delle Argille Azzurre (FAA) affioranti nell'area del Foglio. Orizzonti a minore inclinazione, concordanti con quelli del sottostante sintema VII, si riconoscono al di sotto e al piede dei clinoformi (di cui rappresentano il *bottomset*). Tali riflettori corrispondono a depositi bacinali depositati nella parte più profonda del bacino prima dell'arrivo della progradazione. Orizzonti a minore inclinazione si riconoscono anche al *top* dei clinoformi (una parte dei quali ne rappresentano il *topset*) nella parte medio-alta del sintema. In affioramento questi

ultimi riflettori corrispondono ai depositi di piattaforma Sabbie di Asti (AST) e a quelli costieri delle sabbie di Ferrere (SFR).

Questo imponente prisma progradazionale corrisponde alla seconda parte della “Progradazione Pliocenica” (“allogruppo EP” in GHIELMI *et alii*, 2002 e VIGNA *et alii*, 2010).

Considerando i sintemi VII ed VIII nel loro insieme, le evidenze sismiche hanno permesso una valutazione approssimativa della paleobatimetria del Bacino di Alessandria alla base del Pliocene inferiore in almeno 700 m nell’attuale area degli affioramenti (lungo il F. Bormida) e in oltre 1000 m nel depocentro sepolto più a Nord.

A tetto della superficie di discontinuità D8 (*superficie Ge*) è riconoscibile un cuneo di depositi pleistocenici debolmente inclinati verso Nord, corrispondenti in affioramento al sintema di Maranzana (MRZ). Questi depositi presentano il loro massimo spessore nella parte centrale del Bacino di Alessandria per rastremarsi rapidamente in *onlap* sul margine meridionale del bacino. Questa discordanza angolare, evidenziata dalla diversa giacitura dei riflettori sotto e soprastanti, è conseguente al *tilting* verso Nord e sollevamento del margine del bacino durante la Fase Gelasiana (*sensu* VIGNA *et alii*, 2010; GHIELMI *et alii*, 2010; 2012).

IX - EVOLUZIONE TETTONICO-SEDIMENTARIA

L'attuale assetto strutturale della regione nella quale si inquadra il Foglio Acqui Terme è legato principalmente all'evoluzione post-eocenica dell'area mediterranea occidentale, che ha modificato le configurazioni strutturali realizzatesi nella cosiddetta fase "mesoalpina" o "ligure". In questa fase sono avvenuti, tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore, i principali accoppiamenti tettonici tra le unità poste sui paleomargini europeo e adriatico e nell'interposto dominio ligure, con sviluppo del *belt* metamorfico collisionale alpino e delle catene orogenetiche circummediterranee. E' in questo momento che si instaura, nella parte interna dell'edificio collisionale alpino, un'ampia area subsidente che perdurerà fino al Quaternario costituendo il cosiddetto BTP *Auct.* e la sua prosecuzione pliocenico-quaternaria.

Infatti, in seguito ad una iniziale fase di subsidenza regionale che nell'Oligocene inferiore è responsabile, in tutto il BTP, della deposizione di successioni da continentali a marino-marginali e del successivo annegamento delle aree di piattaforma nelle quali esse si erano deposte, tra l'Oligocene superiore ed il Miocene medio (fase neoalpina *sensu* CASTELLARIN, 1994), i processi geodinamici connessi all'apertura del Mediterraneo nord-occidentale hanno indotto la riattivazione e la modificazione delle strutture impostatesi durante la fase ligure (MUTTI *et alii*, 1995). Nell'attuale zona di giunzione Alpi-Appennino, la fase neoalpina ha determinato la traslazione verso NE, ad opera di sistemi di faglie transpressive, di unità tettoniche costituite da diverse porzioni della successione stratigrafica del BTP, da scaglie del substrato ligure non metamorfico e da unità metamorfiche alpine.

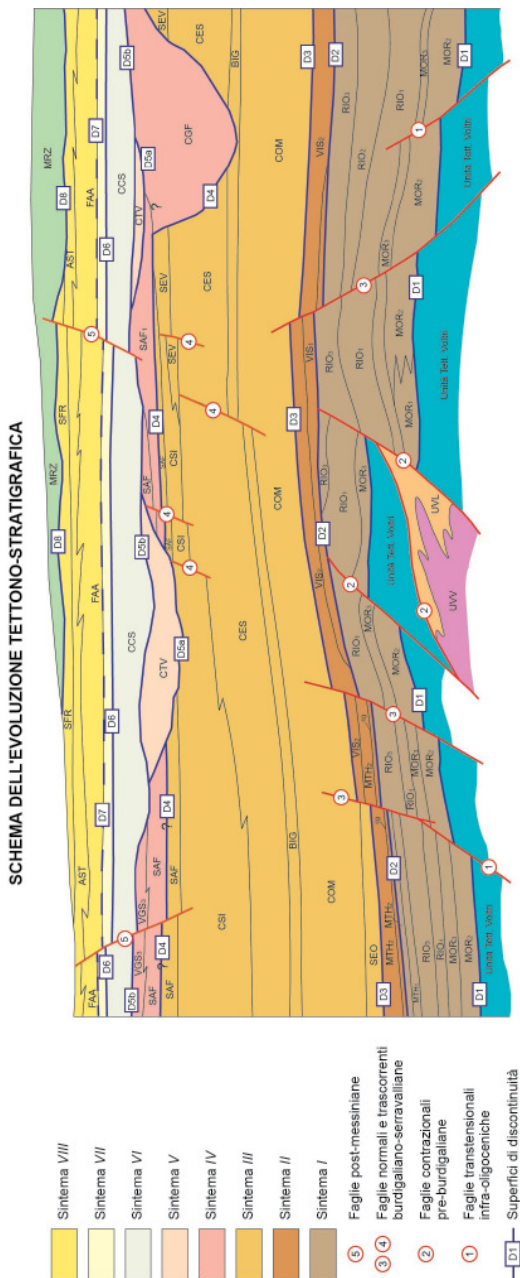


Fig. 69 - Schema dell'evoluzione tettono-stratigrafica raffigurante le relazioni spazio-temporali intercorrenti tra le principali strutture tettoniche, le superfici di discontinuità di estensione regionale ed i sistemi che corrispondono alle tappe significative dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei settori cartografati nel Foglio 194 Acqui Terme.

Il quadro cinematico regionale è congruente inoltre con ingenti spostamenti laterali in direzione da E-W a NW-SE lungo dette faglie, che determinano un forte controllo sulla sedimentazione portando all'instaurazione contemporanea di aree a forte subsidenza e settori soggetti a sollevamento, in ragione della sovrapposizione, nel tempo e nello spazio, di cinematiche trascorrenti, regimi compressivi e regimi distensivi. I rapporti geometrici tra le unità tettono-metamorfiche e la successione oligocenico-miocenica dell'Alto Monferrato e del Foglio Acqui Terme sono quindi da inquadrare in tale contesto geodinamico (CAPPONI *et alii*, 1999; PIANA *et alii*, 2006).

La deposizione della successione dell'Alto Monferrato affiorante nel Foglio Acqui Terme è avvenuta sotto un forte controllo tettonico ad opera di sistemi di faglie che hanno agito in diversi episodi separati nel tempo. Ciò è chiaramente indicato dalle relazioni geometriche intercorrenti tra le principali strutture tettoniche e le discontinuità stratigrafiche osservate a vari livelli della successione del Foglio e correlabili a scala regionale nel BTP, così come dalle variazioni laterali di facies interne alla successione stessa. L'evoluzione tettonico-sedimentaria di questa regione può quindi essere tracciata facendo riferimento ai sintemi (delimitati dalle principali discontinuità stratigrafiche) nei quali essa è stata suddivisa, descritti in riferimento alle condizioni deposizionali che li hanno contraddistinti e alle variazioni intervenute ad opera di fattori tettonici e/o eustatici. Gli stadi progressivi di tale evoluzione riflettono quanto sintetizzato nello schema dell'evoluzione tettonostratigrafica (Fig. 69) e nello schema strutturale (Fig. 47) e sono congruenti con il quadro illustrato dalla sezione sismica riportata in Fig. 67. Tale sezione non evidenzia, a causa della sua ubicazione nella parte centro-settentrionale del Foglio, la strutturazione profonda della successione oligocenica, per la quale si rimanda alle sezioni sismiche delle aree adiacenti pubblicate in MOSCA *et alii* (2009) e ROSSI *et alii* (2009).

Sintema I (Rupeliano - Burdigaliano inferiore p.p.)

Il sintema I è delimitato alla base dalla discontinuità D1, superficie di non concordanza che corrisponde all'inizio della sedimentazione sul substrato metamorfico esumato. I primi depositi, di età rupeliana inferiore, sono discontinui su un substrato articolato in alti e bassi strutturali, ed indicano l'instaurarsi di un ambiente continentale: brecce di versante localizzate in corrispondenza di paleofaglie (membro delle brecce di Ciglione, MOR₁), depositi grossolani sedimentati in corrispondenza di un reticolato fluviale di tipo *braided* (membro conglomeratico, MOR₂). Nel corso del Rupeliano, un innalzamento relativo del livello del mare porta alla trasgressione delle aree continentali e alla deposizione di sedimenti marini di mare basso (membro arenaceo-microconglomeratico, MOR₃) sia sulle

successioni fluviali, sia direttamente sul substrato metamorfico nei settori di alto strutturale, dove si sviluppano locali colonie a coralli. Nel corso del Rupeliano si sviluppa un sistema deposizionale di rampa interna-media a sedimentazione prevalentemente silicoclastica o mista, caratterizzato da eventi da tempesta e da episodici apporti fluviali (flussi iperpicnali) legati alla presenza di adiacenti sistemi deposizionali di *fan delta*.

Un brusco incremento della subsidenza nel bacino porta durante il Rupeliano all'annegamento della rampa corrispondente al membro arenaceo-microconglomeratico della formazione di Molare (MOR₃) e al rapido passaggio attraverso un livello bioturbato e ricco in fossili a depositi di rampa esterna (membro siltoso-arenitico delle marne di Rigoroso, RIO₁).

La subsidenza regionale prosegue nella parte alta del Rupeliano con il passaggio ad un ambiente di scarpata (membro marnoso delle marne di Rigoroso, RIO₃). Questa subsidenza generalizzata è interrotta solo localmente (zona di Cassinelle-Ovada) durante la parte terminale del Rupeliano da un evento tettonico che determina significativi basculamenti delle unità sottostanti. Di conseguenza si sviluppa una superficie di discontinuità (discontinuità D1b) seguita da depositi arenacei di *shoreface*/fronte deltizio collegati a sistemi deposizionali di fan delta (membro delle arenarie di Cassinelle, RIO₂). Questa discontinuità è correlabile ad analoghe discontinuità presenti alla base di corpi arenacei e arenaceo-conglomeratici risedimentati in altri settori dell'Alto Monferrato (TURCO *et alii*, 1994; MUTTI *et alii*, 1995) e delle Langhe (GELATI *et alii*, 2010) e tracciabile fino alla zona Borbera Grue e in Appennino settentrionale (MUTTI *et alii*, 1995).

La deposizione di sedimenti di scarpata prosegue nell'Aquitano fino al Burdigaliano inferiore.

Il sintema I termina con la deposizione, nel corso del Burdigaliano inferiore, di sedimenti silicei di scarpata (membro siliceo della formazione di Montechiaro d'Acqui, MTH₁), corrispondenti ad un momento di scarsi apporti terrigeni al bacino coincidente con fattori paleoceanografici che hanno favorito l'abbondante sviluppo di organismi a guscio siliceo. Questo evento a prevalente sedimentazione biogenica silicea è riconoscibile in tutto il BTP (Marne a Pteropodi inferiori, DELA PIERRE *et alii* 2003; FESTA *et alii*, 2009b; membro di C. Colombara, GALBIATI, 1976) e in Appennino settentrionale (Tripoli di Contignaco o litozona silicea, AMOROSI *et alii*, 1995).

Sintema II (Burdigaliano p.p.)

Il sintema II è delimitato alla base dalla discontinuità D2, superficie di sicura origine tettonica che presenta caratteristiche diverse spostandosi da Est ad Ovest. L'evoluzione tettonico-sedimentaria del sintema II indica chiaramente lo svilup-

po di un'area di mare basso nei settori orientali del Foglio, passante verso Ovest ad un'area di ambiente più profondo. Questa differenziazione è collegabile ad una fase tettonica che porta all'emersione, nel corso dell'Aquitano - Burdigaliano inferiore, del settore Est, mentre ad Ovest si sviluppa una superficie di discontinuità sottomarina seguita da depositi ricchi in glauconia e intensamente bioturbati. Alla discontinuità D2 corrisponde una lacuna stratigrafica che è massima ad Est (parte alta del Chattiano - Burdigaliano inferiore *p.p.*), diminuisce di entità nel settore compreso tra la Valle Caliozna e la Valle Erro (parte alta dell'Aquitano - Burdigaliano inferiore *p.p.*) e si annulla sia nei settori più occidentali del Foglio, sia nella prosecuzione in sottosuolo verso Nord dove la Formazione di Visone passa a depositi di rampa esterna.

Durante il Burdigaliano inferiore, limitatamente al settore Acqui Terme-Visone, una fase di innalzamento relativo del livello del mare porta allo sviluppo di una rampa carbonatica caratterizzata da un'associazione di tipo *heterozoan* e facies *foramol* (*sensu* JAMES, 1997) caratteristica di clima temperato (membro calcareo della Formazione di Visone, VIS₁). All'interno di questi depositi è riconoscibile una discontinuità di importanza minore (D2b) che separa due facies analoghe del membro calcareo della Formazione di Visone che differiscono per l'associazione a macroforaminiferi. Questa discontinuità, di età burdigaliana inferiore, è di probabile origine eustatica.

La sezione sismica indica che la piattaforma carbonatica sviluppata durante il Burdigaliano inferiore continua nel sottosuolo nel settore settentrionale del Foglio (il settore di "alto strutturale" dell'Alto Monferrato), come indicato dalla notevole continuità laterale della Formazione di Visone (VIS; spessori compresi tra 25 e 60 m, calcolati sulla base della velocità di intervallo delle facies carbonatiche), la cui presenza è evidenziata da un riflettore ad elevata continuità ed ampiezza. La discontinuità D2 presenta quindi una notevole continuità laterale ed evidenza sismica.

Nel Burdigaliano superiore la fase di massima trasgressione determina l'anegamento della rampa carbonatica e la deposizione di areniti glauconitiche di piattaforma esterna (parte basale del membro marnoso-glauconitico della Formazione di Visone, VIS₂) al di sopra del membro carbonatico. La trasgressione procede anche verso Est e in minore misura verso S su aree precedentemente emerse; si ha così la sedimentazione delle areniti glauconitiche a diretto contatto discordante con le sottostanti marne profonde di Rigoroso precedentemente emerse. Successivamente (Burdigaliano superiore), un rapido approfondimento di tutta l'area, legato a cause tettoniche, porta alla deposizione di marne di scarpa e/o bacinali (parte alta del membro marnoso-glauconitico della Formazione di Visone, VIS₂).

Contemporaneamente, nel settore occidentale del Foglio (Valle Caliozna -

Valle Bormida di Spigno), dopo la formazione di depositi glauconitici e bioclastici in parte risedimentati (orizzonte cg), riprende una sedimentazione in ambiente di scarpata caratterizzata dall'abbondanza di depositi silicei biogenici (membro calcareo-marnoso della formazione di Montechiaro d'Acqui, MTH₂). Gli spessori massimi della formazione di Montechiaro, sono di circa 200 m in affioramento e di 300 m in sottosuolo (a Nord); essa è espressa in sottosuolo da riflettori a bassa ampiezza clinostratificati che denotano lo sviluppo di un pendio più ripido in posizione più distale caratterizzato da litologie relativamente omogenee o perlomeno dove possibili variazioni interne non raggiungono spessori sufficienti per essere registrati da contrasti di impedenza acustica risolvibili.

Il sintema II è quindi caratterizzato da una evoluzione controllata da almeno due eventi tettonici:

- il primo, avvenuto probabilmente nell'Aquitaniense - Burdigaliano inferiore, avrebbe indotto l'emersione di un'area di scarpata (marne di Rigoroso), in seguito trasgredita per un innalzamento relativo del livello del mare con sviluppo di un'area di piattaforma. La presenza di questo alto strutturale è legata all'azione di faglie transpressive che a partire dall'Oligocene terminale - Aquitaniano hanno determinato la crescita di strutture positive (anticlinali e "pressure ridges") con riflesso sulla fisiografia del bacino (vedi anche PIANA *et alii*, 1997; 2006);

- il secondo, collocabile nel Burdigaliano superiore, avrebbe condotto allo sprofondamento dell'area, con ritorno a condizioni di sedimentazione profonde che costituiranno la caratteristica saliente del successivo sintema III.

Sintema III (Burdigaliano superiore p.p. - Tortonianense inferiore p.p.)

L'inizio della deposizione di questo sintema, delimitato alla base dalla discontinuità D3, corrisponde ad un periodo di elevata subsidenza a scala regionale caratterizzata dallo sviluppo di potenti successioni torbiditiche (formazione di Sero-le, SEO, e formazione di Cortemilia, COM, Burdigaliano superiore - Langhiano inferiore) a cui si associa una brusca variazione del tipo di apporti al bacino. Dopo un intervallo di tempo caratterizzato da un'abbondante produzione carbonatica e/o silicea (sintema II), gli apporti divengono ora esclusivamente silicoclastici, indicando un netto cambiamento delle aree sorgenti.

Nel Burdigaliano superiore si verifica un'imponente modificazione del bacino, dovuta ad una fase deformativa regionale, controllata dalla migrazione verso Nord dei fronti di sovrascorrimento della catena appenninica (Mosca *et alii*, 2009). Tale fase tettonica ha indotto un accentuato *tilting* verso Sud delle unità precedenti generando un notevole spazio di accomodamento con il conseguente sviluppo di un'estesa area depocentrale bacinale. Le successioni torbiditiche deposte in tale area mostrano una evidente diminuzione di potenza verso Est e

verso Nord e una relazione di tipo *onlap* a grande scala sui depositi sottostanti, a testimonianza della nuova morfologia assunta dal bacino. Ciò è espresso dal ringiovanimento verso Est della discontinuità D3, dalla chiusura della formazione di Serole e dalla diminuzione di potenza della formazione di Cortemilia i cui equivalenti di sottosuolo, rappresentati da un pacco di riflettori piano-paralleli caratterizzati da ampiezza moderata ed elevata continuità, mostrano una evidente diminuzione di spessore da 550-700 m a Sud, fino a poche decine di metri verso Nord, per relazioni di *on-lap* sulla superficie di discontinuità D3.

E' importante sottolineare che tali terminazioni, che possono apparentemente sembrare di tipo *down-lap*, sono in realtà costituiti da *on-lap*, tiltati verso Nord da successivi eventi di inversione bacinale (ROSSI *et alii*, 2009, MOSCA *et alii*, 2010).

La subsidenza a scala regionale prosegue nel Langhiano inferiore con la deposizione in ambiente di scarpata di sedimenti prevalentemente marnosi ricchi in componente biogenica silicea (formazione di Bistagno, BIG), che nei profili sismici si riconoscono per il contrasto di impedenza acustica generato al contatto con i riflettori sotto e sovrastanti. Questo intervallo di tempo corrisponde ad un momento di drastica diminuzione degli apporti al bacino contemporanea alla realizzazione di condizioni paleoceanografiche adatte ad un nuovo *bloom* di organismi silicei e possibilmente al "livellamento" dell'articolazione fisiografica preesistente. Ciò è evidenziato anche dall'isopacità e omogeneità delle facies sismiche corrispondenti a questi sedimenti. La *superficie I-La*, posizionata in sezione sismica a tetto della formazione di Bistagno, non corrisponde ad alcuna superficie di discontinuità visibile sul terreno in quanto compresa in una successione continua dal punto di vista litostratigrafico e biostratigrafico.

Successivamente a questo intervallo deposizionale caratterizzato da scarsi apporti al bacino, si attivano nel corso del Langhiano sistemi di faglie trascorrenti che portano ad una differenziazione fra aree più rilevate ad Est, dove si depongono sedimenti di piattaforma esterna, e aree più depresse ad Ovest, dove si passa gradualmente ad un ambiente più profondo (marne di Cessole, CES). La differenziazione in senso Est-Ovest perdura anche nel Serravalliano, quando nelle aree più rilevate, ad Est, si depongono poche decine di metri di sedimenti di piattaforma (formazione di Serravalle, SEV), che testimoniano il progressivo *shallowing* della piattaforma langhiana, mentre nei settori più depressi occidentali si depongono centinaia di metri di sedimenti torbiditici (formazione di Cassinasco, CSI). I settori di piattaforma e di bacino dovevano essere collegati da una zona di transizione piattaforma-bacino, controllata da faglie sin-sedimentarie (CAPRARA *et alii*, 1985), in cui si realizzava il passaggio graduale tra i due diversi contesti deposizionali.

La differenziazione fisiografica langhiano-serravalliana si realizza anche in

direzione Nord-Sud come mostrato dalle notevoli variazioni laterali di potenza delle marne di Cessole e della formazione di Cassinasco nel sottosuolo. La sezione sismica mostra infatti che le marne di Cessole passano da uno spessore massimo di 250 m (nella porzione centrale della linea sismica) ad una potenza di 170 m verso Sud e di 100 m verso Nord, mentre la formazione CSI presenta spessore massimo preservato di 350 m a SW e spessore di 500 m a Nord in sottosuolo. Ciò indica la presenza di due depocentri, uno posto nella parte meridionale della sezione, corrispondente alle evidenze di superficie del settore di SW, ed uno posto a Nord e presente soltanto in sottosuolo.

Tale configurazione è congruente con una nuova fase di inversione del bacino che ha comportato la migrazione delle aree depocentrali da Sud verso Nord (FALLETTI *et alii*, 1995; ROSSI *et alii*, 2009; MOSCA *et alii*, 2009) in quanto i depocentri della sedimentazione torbiditica langhiano-serravalliana (formazione di Cassinasco) risultano più avanzati verso NNW rispetto a quella dei depocentri burdigaliano-langhiani (formazione di Cortemilia).

Questa migrazione è associata all'evidente *tilting* verso Nord dei depositi più antichi. L'inversione assume un carattere geometricamente definito a partire dal Serravalliano, con *tilting* verso Nord e convergenza dei sistemi torbiditici serravalliani verso Sud. E' con la fase intra-serravalliana che si identifica in questo settore del bacino un cuneo di torbiditi tardo-serravalliane che chiude in *onlap* marino verso meridione sulla *superficie L-Se*, denotando un ulteriore spostamento verso Nord del depocentro torbiditico (vedi § 8 e Fig. 67).

La fine della deposizione del sintema III (parte inferiore delle marne di Sant'Agata Fossili, SAF) corrisponde ad un periodo di generale e rapido approfondimento relativo del bacino, coincidente con una riduzione del tasso di sollevamento dei margini e la disattivazione dei sistemi torbiditici della formazione di Cassinasco. Si instaurano condizioni di sedimentazione rallentata con generale deposizione di depositi emipelagici di scarpata ricchi in sedimenti silicei finemente laminati (diatomiti, spongoliti e livelli marnosi successivamente silicizzati).

Sintema IV (Tortoniano inferiore p.p. - Messiniano p.p.)

Con l'inizio della deposizione di questo sintema, delimitato alla base dalla discontinuità D4, un nuovo evento tettonico intra-tortoniano determina, probabilmente a causa della riattivazione delle faglie serravalliane, una nuova articolazione della fisiografia del bacino, contraddistinta da zone meno profonde ad Est e da zone più profonde verso Ovest. Nelle prime il continuo sollevamento e le brusche accelerazioni locali nella deformazione tettonica conducono a condizioni di forte instabilità sedimentaria lungo i paleo-pendii innescando imponenti fenomeni di scivolamento gravitativo in massa di olistoliti della formazione di Serravalle e

della successione langhiana (complesso caotico di Rocca Grimalda, CGF). Sempre ad Est, la presenza di settori topograficamente rilevati favorisce l'accumulo, lungo una scarpata, di depositi risedimentati provenienti da un ambiente di piattaforma carbonatica (membro calcarenitico delle marne di Sant'Agata Fossili, SAF₁), poggianti in discordanza sulla formazione di Serravalle (SEV) e sul complesso caotico di Rocca Grimalda (CGF). In tale contesto, il complesso caotico di Rocca Grimalda (CGF) ed il membro calcarenitico delle marne di Sant'Agata Fossili, (SAF₁) possono essere considerati come il prodotto sedimentario dell'evento deformativo intra-tortoniano. La D4 corrisponde ad una superficie ben evidente anche nella sezione sismica (*superficie I-To*), che da erosionale nei settori affioranti passa a paraconcordanza verso le zone sepolte. Verso Nord la D4-I-To può essere tracciata alla base di sistemi torbiditici confinati, sviluppatasi nel bacino di Alessandria. Queste torbiditi possono rappresentare la variazione verso Ovest dei depositi arenaceo-conglomeratici perforati nei pozzi esplorativi Novi Ligure 1 e 2 (ROSSI *et alii*, 2009), ubicati in Valle Scrivia, circa 15 km più ad Est rispetto al Foglio Acqui Terme.

I fenomeni di instabilità sedimentaria sopra descritti sono riferibili, a scala regionale, ad una brusca fase (intra-tortoniana) di accelerazione dell'inversione bacinale iniziata nel Langhiano (FALLETTI *et alii*, 1995). Questo evento tettonico, riconosciuto anche nell'avanfossa appenninica (ROVERI *et alii*, 2004) ha indotto un importante sollevamento dei margini meridionali del bacino con migrazione delle aree depocentrali da Sud verso Nord ed una loro riduzione volumetrica (ROSSI *et alii*, 2009), dando luogo all'inizio della fase di modificazione del bacino che verrà successivamente completata durante il Messiniano. Il definitivo instaurarsi di un depocentro settentrionale è confermato dall'evidente diminuzione di spessore verso Sud delle unità tortoniane, che presentano relazioni di *onlap* sulla discontinuità basale e di convergenza stratigrafica tra le superfici I-To alla base e L-To a tetto (Fig. 67). Quest'ultima superficie è stata riconosciuta con continuità anche in altri settori del BTP alla base di corpi a marcata geometria lenticolare costituiti da depositi clastici grossolani (es. San Alosio, GHIBAUDO *et alii*, 1985), che passano nel settore sepolto a depositi torbiditici evidenziati da riflettori ad ampiezza moderata ed elevata continuità laterale.

La definitiva disattivazione dei sistemi torbiditici tortoniani cambia nuovamente il tipo di sedimentazione, che nell'intervallo Tortoniano superiore - Messiniano inferiore è rappresentata da peliti. Nel Messiniano inferiore "pre-evaporitico" si torna infatti in gran parte dell'area ad un ambiente di scarpata (parte alta delle marne di Sant'Agata Fossili) con condizioni disaerobiche del fondale, collegate ad una progressiva restrizione dell'ambiente, intervenuta prima della "crisi di salinità" messiniana. La fine della deposizione di questo sintema corrisponde allo sviluppo di condizioni marcatamente euxiniche ed ipersaline (membro di

Nizza Monferrato, VGS₃), legate alla “fase evaporitica” della “crisi di salinità” messiniana ed attribuibili ad ambienti relativamente profondi. In particolare, tali ambienti sono riferibili ad un contesto di transizione e raccordo tra il margine evaporitico *tout court*, originariamente posto più a Sud e parzialmente preservato in affioramento solo nel settore di Alba (DELA PIERRE *et alii*, 2011), ed un’area depocentrale più profonda, sepolta più a Nord, al di sotto della pianura di Alessandria (MOSCA, 2006; ROSSI *et alii*, 2009; IRACE *et alii*, 2010a).

Per quanto riguarda il settore più orientale del Foglio, la persistenza di un’area di alto relativo, soggetta a fenomeni di *bypassing* ed erosione sia durante che dopo questo intervallo spiegherebbe la completa mancanza di registro sedimentario.

Sintema V (Messiniano superiore)

Alla fine della “fase evaporitica”, durante la quale già si individuava una fisiografia articolata del bacino, un’importante fase di accelerazione della tettonica (fase intra-messiniana) avrebbe comportato un generalizzato *tilting* verso Nord della successione dell’Alto Monferrato e probabilmente di tutto il BTP meridionale, determinando una forte differenziazione fra i margini evaporitici più rilevati (settore di Alba e margini meridionali erosi) ed i settori più subsidenti (depocentri sepolti di Savigliano ed Alessandria; MOSCA, 2006; VIGNA *et alii*, 2010), che potevano essere collegati tra loro da aree di raccordo e transizione con caratteristiche stratigrafiche simili a quelle riscontrate nel Foglio Acqui Terme (IRACE *et alii*, 2010b).

Questi movimenti tettonici avrebbero favorito, da un lato, l’innescare dell’instabilità gravitativa dei sedimenti e dall’altro la risalita verso l’alto di fluidi in pressione ricchi in metano, molto probabilmente veicolati attraverso preesistenti superfici di faglia.

A causa di tale evento deformativo si determinavano i seguenti scenari:

i) nelle aree più rilevate le evaporiti primarie erano progressivamente cannibalizzate e solo parzialmente preservate al di sotto di una estesa superficie di erosione intra-messiniana (CLARI *et alii*, 2008; DELA PIERRE *et alii*, 2011), corrispondente alla discontinuità D5a e alla superficie sismica *I-Me*;

ii) nelle aree subsidenti esse erano rideposte come evaporiti clastiche, ad opera di vari tipi di flussi gravitativi subacquei (MOSCA, 2006);

iii) nelle zone di transizione, rappresentate dai sedimenti affioranti nel Foglio Acqui Terme, i processi di risedimentazione lasciavano nette superfici erosionali (*scars*) a controllo strutturale, marcatamente incise nella successione sottostante, e riempite da potenti corpi caotici a blocchi ed ammassi disarticolati di evaporiti (complesso caotico della Valle Versa, CTV), la cui alimentazione giungeva verosimilmente da Sud o SW, come suggerito dalla loro geometria lenticolare in

direzione Est-Ovest.

La morfologia del bacino messiniano rappresentata nella sezione geologica ed in particolare la geometria cuneiforme dei depositi post-evaporitici, suggeriscono il persistere di una zona depocentrale settentrionale, ubicata a Sud di Alessandria e attualmente sepolta al di sotto dei depositi pliocenico-quadernari.

La sezione sismica mostra chiaramente l'ampia estensione in sottosuolo delle unità CTV (potenza variabile da 150 a 250 m) e la modificazione laterale della discontinuità D5a. Nei settori meridionali la D5a è una discordanza angolare con carattere erosivo, mentre verso Nord, nelle aree bacinali essa passa a continuità correlativa presente alla base delle unità caotiche più potenti (*I-Me*). In termini di facies sismica, l'unità caotica mostra una evoluzione sotto-corrente da blocchi slittati e collassati, a slump embricati e *debris-flows*, fino a riflessioni ad elevata ampiezza e lateralmente più continue, interpretabili come pacchi di strati di gessoruditi e gessoareniti torbiditiche, mostrando evidenti analogie con i complessi caotici presenti lungo l'intero margine Padano-Appenninico e talora anche sviluppati sui fianchi dell'avanpaese intermedio (ROSSI *et alii*, 2002, GHIELMI *et alii*, 2010, 2012). Secondo tale quadro, le successioni affioranti rappresentano solo la porzione prossimale dell'intera unità caotica e sono interpretabili come il prodotto sedimentario della tettonica intra-messiniana.

Sintema VI (Messiniano superiore)

Il sintema VI è costituito dai conglomerati di Cassano Spinola depositi in un ambiente di delta-conoide distale. La deposizione di questo sintema è inizialmente ancora controllata dalla tettonica, come dimostrato dalla discordanza basale dei conglomerati di Cassano-Spinola (CCS) (corrispondente alla discontinuità D5b e alla superficie *L-Me*) e dalle variazioni laterali di facies e potenza di questa unità che in sottosuolo si ispessisce verso Nord da 120 a 300 m circa.

Le caratteristiche dell'espansione stratigrafica, l'assetto aggradante e la facies sismica suggeriscono che nella porzione settentrionale della sezione profonda questi depositi sono probabilmente costituiti da corpi arenacei alternati a periodiche fasi di disattivazione, generati in un contesto ancora di piattaforma (*shelfal lobes sensu* MUTTI *et alii*, 1996) in seguito a fasi periodiche di *by-passing* che hanno interessato i sistemi di delta-conoide marginali.

Durante la deposizione di questo sintema, che si forma in seguito ad un abbassamento relativo del livello di base, i fenomeni deformativi sembrano esaurirsi con il progressivo livellamento dell'articolazione fisiografica preesistente e il ristabilimento progressivo del profilo di equilibrio alterato dal sollevamento tardo-messiniano.

Sintema VII (Pliocene inferiore)

L'inizio della deposizione di questo sintema, delimitato alla base dalla discontinuità D6 e dalla superficie sismica *B-Pl* nel sottosuolo, corrisponde all'improvviso ritorno a condizioni batimetriche profonde, con deposizione diffusa su tutta l'area dei sedimenti di mare profondo delle Argille Azzurre (FAA) in seguito al brusco innalzamento relativo del livello marino avvenuto alla fine della "crisi di salinità" messiniana. Questo evento è stato talmente repentino da non consentire lo sviluppo di un sistema deposizionale trasgressivo.

Nell'area di studio si depone una successione di circa 400 m di sedimenti di mare profondo (parte inferiore delle Argille Azzurre). Questi depositi rappresentano i *bottomset*, ovvero l'equivalente bacinale, di un complesso progradante sviluppato lungo il paleomargine meridionale del Bacino di Alessandria. Tale complesso progradava verso Nord, era composto da depositi di scarpata, di piattaforma, deltizi e costieri, ed è del tutto simile a quello coevo sviluppatosi nel Bacino di Savigliano durante il Pliocene inferiore ("prima parte della Progradazione Pliocenica" in GHIELMI *et alii*, 2002 e VIGNA *et alii*, 2010). Questo complesso progradante alessandrino è stato completamente asportato per erosione dopo l'intenso sollevamento dei settori meridionali durante il Pliocene-Pleistocene.

Sintema VIII (Pliocene inferiore-superiore)

Questo sintema è bordato alla base dalla discontinuità D7 corrispondente alla superficie sismica *I-Za*, che in realtà in questo settore rappresenta una continuità compresa all'interno delle Argille Azzurre. La prima parte del sintema è caratterizzato dalla presenza di sistemi di scarpata pliocenici, indicati dai clinoforimi ben riconoscibili nei profili sismici, in rapida progradazione verso Nord sopra ai depositi bacinali (parte inferiore delle Argille Azzurre). Questi sistemi di scarpata sono stati correlati in affioramento alla porzione medio-alta delle Argille Azzurre. Verso l'alto i *foreset* si raccordano ai *topset*, espressi da riflettori con gradienti inferiori corrispondenti a depositi di piattaforma (sabbie di Asti, AST) e, nella porzione più interna e meridionale, a depositi transizionali di ambiente costiero (sabbie di Ferrere, SFR). Questo sintema corrisponde, pertanto, ad un ciclo fortemente regressivo ("seconda parte della Progradazione Pliocenica" in GHIELMI *et alii*, 2002 e VIGNA *et alii*, 2010), durante il quale si registra un rapido passaggio da depositi bacinali profondi, a quelli di scarpata, di piattaforma, e infine litorali. La fase deformativa Intra-Zancleana è probabilmente all'origine di questa evoluzione regressiva che ha condotto al rapido colmamento del settore di mare profondo dell'area di studio. Durante tale fase deformativa si è molto probabilmente registrato un sollevamento del margine meridionale del Bacino di Alessandria, che avrebbe prodotto da un lato un abbassamento relativo del mare e dall'altro

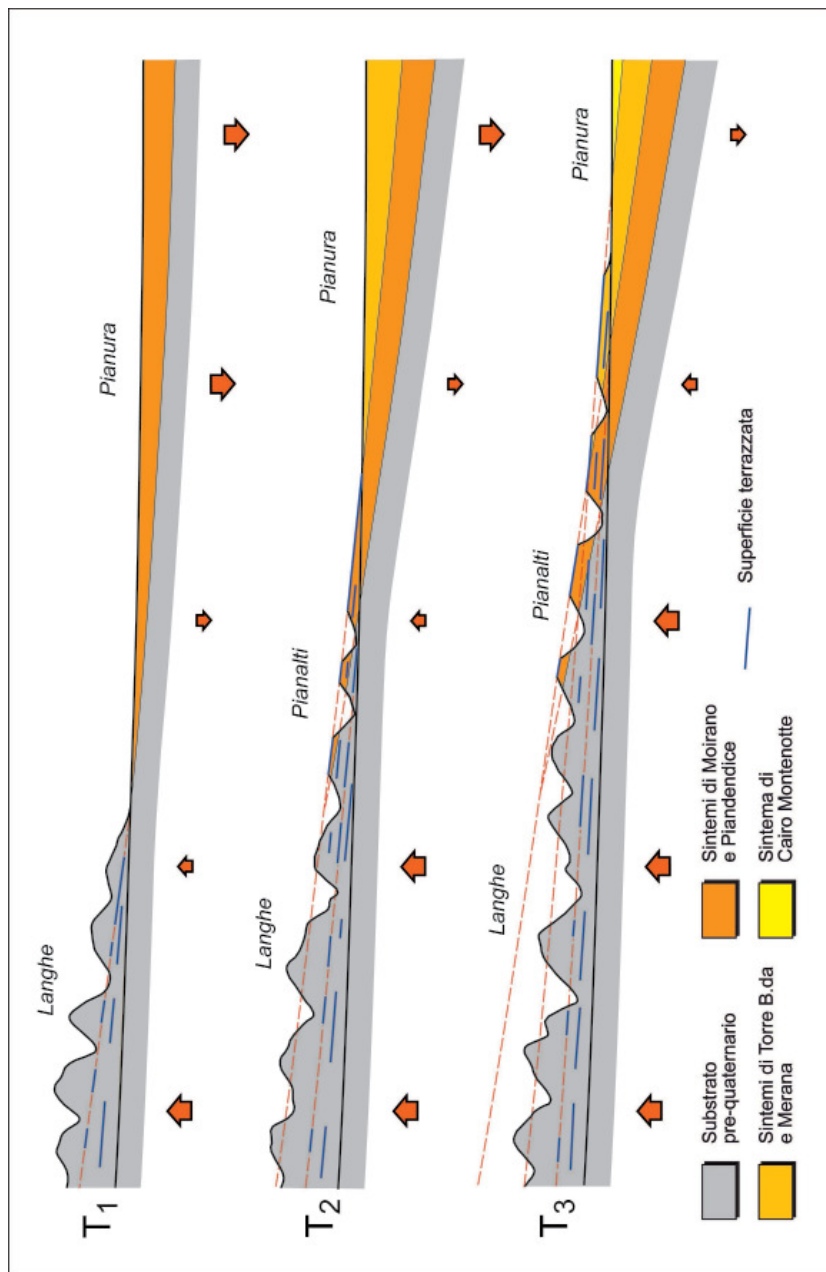


Fig. 70 - Schema evolutivo non in scala dei rilievi delle Langhe e dell'antistante bacino alessandrino.

un contemporaneo aumento degli apporti sedimentari conseguenti all'accentuata erosione del margine emerso delle Langhe.

Sintemi quaternari

Con l'inizio del Pleistocene inferiore una nuova fase di accelerazione della deformazione tettonica (fase Gelasiana *sensu* GHIELMI *et alii*, 2010, 2012) provoca un importante *tilting* verso Nord della successione precedentemente deposta e la creazione di nuovo spazio per la sedimentazione. Tali processi sono responsabili del definitivo sollevamento ed erosione dei bacini pliocenici (CARRARO, 1996; VIGNA *et alii*, 2010) e del brusco passaggio a condizioni di sedimentazione continentale (sintema di Maranzana, MRZ, bordato alla base dalla discontinuità D8, qui correlata alla *superficie sismica Ge*).

La sezione sismica mostra infatti che la *superficie D8-Ge* è inclinata verso Nord e borda alla base un prisma sedimentario di depositi fluviali grossolani, in graduale chiusura stratigrafica per *onlap* verso Sud.

Durante la fase gelasiana si è registrata una importante riattivazione del sistema di faglie ad alto angolo a orientazione NW-SE riconosciuto lungo il margine meridionale del bacino alessandrino. Tale attivazione unita al *tilting* verso Nord determinava il sollevamento dei settori meridionali e contemporaneamente una subsidenza relativa di quelli settentrionali, causando lo spostamento della deposizione nelle aree più subsidenti, attualmente sepolte sotto la pianura alessandrina.

La differenziazione composizionale dei sedimenti tra il settore orientale (prevalenti clasti ultrabasici) ed il settore occidentale (prevalenti clasti quarzosi) è indicativa della presenza, a livello del Pleistocene inferiore, di due differenti sistemi fluviali coalescenti, appartenenti a due distinti bacini di alimentazione, che probabilmente si univano poco più a monte (Sud) delle attuali aree di distribuzione di tali sedimenti. Il bacino di alimentazione dei clasti ultrabasici era verosimilmente impostato nelle rocce dell'Unità tettonometamorfica Voltri, mentre il bacino di alimentazione dei clasti quarzosi probabilmente poteva trovarsi più ad Ovest nelle unità brianzoni.

Nel corso del Calabriano è proseguita l'attività deformativa a carattere differenziale che ha coinvolto il bacino delle Langhe ed il margine meridionale del bacino di Alessandria. Ciò ha determinato da un lato l'ulteriore sollevamento dei rilievi collinari (peraltro morfologicamente già ben strutturati con una configurazione dell'orografia non molto dissimile da quella attuale) compresi nel settore centro-meridionale del Foglio (approssimativamente a Sud-Ovest della direttrice Nizza Monferrato - Rivalta Bormida - Rocca Grimalda), dall'altro il progressivo coinvolgimento di settori via via più estesi della pianura Alessandrina (Fig. 70), il cui settore depocentrale registrava un blando ma progressivo approfondimento.

In questo contesto evolutivo al di sopra del sintema di Maranzana si sviluppa un'estesa successione di depositi fluviali rappresentati dal sintema di Moirano e dal sintema di Piandendice: essi costituiscono l'espressione di estesi apparati di conoide (riconducibili nell'area del Foglio agli apporti clastici forniti essenzialmente dal F. Bormida e dal T. Orba) i cui apici s'innestavano all'interno dei rispettivi bacini in posizione ben più interna rispetto a quanto osservato attualmente.

La distribuzione planimetrica dei lembi di depositi del sintema di Moirano, sebbene piuttosto frammentaria, evidenzia come il fondovalle del F. Bormida, nel tratto compreso tra Bistagno e Rivalta Bormida, si estendesse a coinvolgere un ampio settore dell'attuale versante sinistro (fino a 6 km a NW dall'alveo attuale del F. Bormida). Con il sintema di Piandendice la fascia di divagazione del corso d'acqua inizia progressivamente a restringersi ed il punto di equilibrio del profilo longitudinale del corso d'acqua in cui si osserva il bilanciamento tra i processi di sedimentazione e quelli di erosione, viene a localizzarsi più a valle, tra Acqui Terme e Rivalta Bormida. La composizione dei clasti che caratterizzano i sintemi di Moirano e Piandendice testimonia la presenza, nel corso del Calabriano, di apporti ibridi, derivanti in parte dallo smantellamento della successione oligo-miocenica, in parte delle unità tettonometamorfiche Voltri e Valosio ed infine delle unità brianzonesi.

Con lo sviluppo dei sintemi di Torre Bormida, di Merana e di Cairo Montebotte, nel corso del Pleistocene medio-superiore, al sollevamento dei rilievi delle Langhe si accompagna l'ulteriore spostamento del punto di intersezione dei principali corsi d'acqua verso il settore depocentrale di Alessandria (cfr. Fig. 70), che viene pertanto ad assumere una configurazione progressivamente più ristretta. Come già evidenziato nel contiguo Foglio 211 Dego (GELATI *et alii*, 2011), l'elevata erodibilità che caratterizza i vari termini della successione oligo-miocenica ha consentito lo smantellamento di buona parte del *record* sedimentario fluviale quaternario che i corsi d'acqua, nelle varie fasi di divagazione ed approfondimento, hanno abbandonato lungo i versanti. Nell'ambito del bacino del F. Bormida le superfici di modellamento fluviale dei tre ultimi sintemi risultano conservate entro una fascia altimetrica estesa fino a 115-125 m al di sopra degli alvei attuali (Fig. 40), limite rappresentato dal *top* deposizionale del subsintema di Spigno Monferrato.

A differenza di quanto osservato nei tratti ad andamento E-W del F. Bormida di Millesimo e del F. Bormida di Spigno, nel tratto a valle della confluenza dei due corsi d'acqua i depositi sono conservati essenzialmente sul versante sinistro. L'analisi della distribuzione altimetrica dei lembi di depositi effettuata con l'ausilio di profili morfostratigrafici lungo gli assi vallivi rettificati dei principali collettori

idrografici evidenzia chiaramente come le diverse fasce di modellamento fluviale, a monte di Rivalta Bormida, si dispongano secondo un andamento subparallelo (Fig. 40), in sostanziale continuità con quanto osservato nel contiguo Foglio 211 Dego (GELATI *et alii*, 2011); anche in questo caso la presenza di lacune morfostratigrafiche lungo varie fasce altimetriche sono riconducibili alla presenza di grandi e diffusi collassi gravitativi che interessano essenzialmente i versanti a franapoggio, oppure possono essere ricondotte a fenomeni di scalzamento al piede dei versanti connessi alla dinamica dei corsi d'acqua a meandri. Questa distribuzione di forme e depositi è compatibile con un sollevamento generalizzato e sostanzialmente uniforme che ha interessato e tuttora vede coinvolto il bacino delle Langhe. Approssimandosi invece alla pianura alessandrina le fasce di modellamento tendono a rastremarsi con sviluppo di superfici terrazzate gradualmente convergenti verso il settore in cui attualmente si registrano tassi di subsidenza media pari a 1,76 mm/anno (DEVOTI *et alii*, 2011).

X - ASSETTO GEOMORFOLOGICO

Il Foglio Acqui Terme copre una superficie di 587 km², estendendosi a cavallo delle province di Asti ed Alessandria, e si articola in quattro settori:

- il tratto più meridionale della pianura alessandrina, localizzato tra gli abitati di Cassine, Sezzadio e Predosa, percorso dagli alvei del F. Bormida e del T. Orba;
- la fascia di raccordo tra la pianura alessandrina ed i rilievi collinari, costituita da una serie di estesi altopiani (Rocca Grimalda, Mantovana-Castelferro e Bandiasso tra il F. Bormida ed il T. Orba; Gavonata, Fontanile e S. Rocco tra il F. Bormida e il T. Belbo) localizzati a quote comprese tra i 140 e i 310 m s.l.m.;
- i rilievi collinari, con dorsali spartiacque che si collocano mediamente tra i 300 e i 550 m di quota;
- le ampie fasce di fondovalle percorse dal F. Bormida e dai torrenti Belbo, Erro ed Orba.

Il punto altimetricamente più elevato del Foglio (613 m s.l.m.) si situa in corrispondenza del Bric delle Forche, lungo lo spartiacque che separa i bacini del F. Bormida di Spigno e del T. Erro; il punto più basso (104 m s.l.m.) si localizza lungo l'alveo del F. Bormida, 2 km a Nord-Ovest dell'abitato di Sezzadio.

Il reticolo idrografico ha una configurazione piuttosto complessa sia in termini di gerarchizzazione, che di orientazione e di densità delle aste fluviali; esso fa capo ai bacini del T. Belbo, del F. Bormida e del T. Orba (Fig. 71).

Il bacino del T. Belbo occupa il settore nord-occidentale del Foglio. Il corso d'acqua principale, a canale singolo, è caratterizzato nel tratto compreso tra

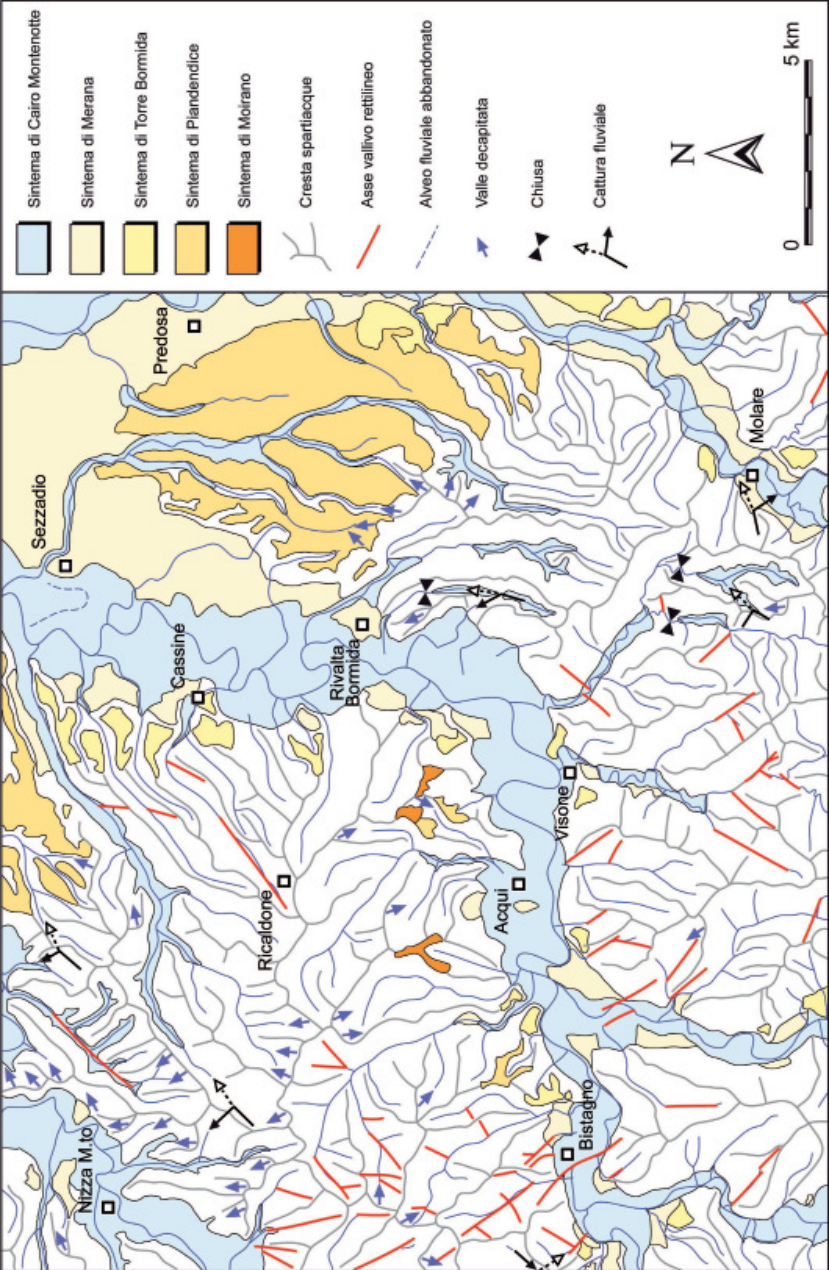


Fig. 71 - Schema geomorfologico del Foglio Acqui Terme.

Calamandrana e Castelnuovo Belbo da una morfologia sinuosa ed è debolmente incassato nei propri depositi fluviali. La fascia di divagazione attiva del corso d'acqua raggiunge in alcuni punti una larghezza di 1-1,5 km.

Il bacino del F. Bormida occupa il settore centrale del Foglio. Il corso d'acqua principale, a canale singolo, è contraddistinto dall'alternanza di tratti a morfologia sinuosa (ad esempio tra Bistagno e Terzo e tra Visone e Rivalta Bormida) con tratti spiccatamente meandriiformi. Esso è contraddistinto da un valore medio del *sinuosity index* (inteso come il rapporto tra la lunghezza dell'alveo e la lunghezza del corrispondente tratto di fondovalle) pari a 1,63 ed un gradiente di pendenza dell'asta fluviale di 1,31 m/km. L'alveo del F. Bormida di Spigno defluisce in direzione Sud-Nord fino all'abitato di Bistagno; a valle della confluenza con il ramo di Millesimo, assume una direzione WSW-ENE fino alla confluenza con il T. Caramagna e nell'ultimo tratto (fino a Sezzadio) defluisce in direzione Sud-Nord. L'alveo scorre incidendo per lunghi tratti il substrato pre-pliocenico fino a Monticello, nei pressi dell'abitato di Strevi; più a valle il corso d'acqua incide invece unicamente i depositi fluviali delle unità pliocenico-quadernarie. La fascia di divagazione attiva del corso d'acqua varia da poche centinaia di metri fino ad un massimo di 1,5-2 km nel tratto a Nord di Rivalta Bormida.

I principali affluenti del F. Bormida sono rappresentati: in sinistra dal T. Bolognina, dal Rio Medria e dal Rio Cervino; in destra dal T. Erro, dal T. Visone, dal T. Caramagna e dal T. Stanavazza. Ad esclusione di quest'ultimo, i tributari di destra del F. Bormida sono contraddistinti da una morfologia da sinuosa a spiccatamente meandriiforme con sviluppo di una fascia di divagazione che localmente può raggiungere ampiezze di diverse centinaia di metri.

Il settore orientale del Foglio ospita infine il bacino del T. Orba che defluisce in direzione Sud-Nord dall'abitato di Ovada a quello di Predosa. L'andamento è prevalentemente sinuoso con sviluppo di una fascia di divagazione ampia mediamente alcune centinaia di metri. Nell'area del Foglio il T. Orba riceve i contributi del T. Stura di Ovada (in corrispondenza dell'abitato di Ovada) e del T. Piota (nei pressi di Silvano d'Orba).

Il reticolato idrografico secondario evidenzia un forte condizionamento, in termini di gerarchizzazione, densità ed orientazione delle aste fluviali, nonché in termini di morfologia della aree di fondovalle, da parte delle unità del substrato pre-quadernario attraversato.

Nella fascia di affioramento dei termini messiniano-pliocenici (Gruppo della Gessoso-solfifera e Argille Azzurre) il reticolato si presenta scarsamente gerarchizzato e con ampi fondovali. In corrispondenza dei termini della successione oligo-miocenica compresi tra le marne di Rigoroso e le marne di S. Agata Fossili il reticolato appare sensibilmente più articolato ed inciso nel substrato; in questi settori è inoltre più evidente il controllo esercitato dalle discontinuità strutturali.

li (faglie e fratture) sull'orientazione degli assi vallivi, sia da parte del sistema NW-SE (es. Rio Medrio tra la stazione di Alice Bel Colle e Cascina Vallerana) e N-S (es. tratto del Rio Medrio a Nord di Acqui Terme, Rio Stanavazza a Sud di Montaldo Bormida). Numerosi segmenti vallivi mostrano inoltre un andamento rettilineo (Fig. 71) spesso correlabile con la presenza nel substrato di strutture disgiuntive. Faglie e fratture sembrano condizionare, quanto meno passivamente, anche la geometria e l'evoluzione di molti meandri, spesso caratterizzati da un andamento segmentato o poligonale con ripetute deviazioni di 60° - 120° della direzione di deflusso non giustificabili con la normale dinamica morfoevolutiva. Particolarmente significativo, in tal senso, è il tratto del F. Bormida immediatamente a valle della confluenza dei rami di Millesimo e di Spigno: dopo aver percorso un tratto ad andamento Est-Ovest il F. Bormida subisce una brusca deviazione verso SSE secondo una direttrice che coincide con la presenza di un lungo segmento di faglia che attraversa il fondovalle in corrispondenza dell'abitato di Bistagno.

Ancor più evidente il forte condizionamento sul reticolato idrografico imposto dalla presenza, nel settore meridionale del Foglio, del basamento metamorfico. L'elevata resistenza opposta all'approfondimento erosivo da parte delle metaofioliti dell'Unità Tettonometamorfica Voltri ha determinato lo sviluppo di vere e proprie "chiuse", in corrispondenza delle quali i corsi d'acqua scorrono profondamente incassati nelle rocce del basamento. Particolarmente significative le chiuse del T. Caramagna nei pressi dell'abitato di Prasco e del Rio Pobinno (affluente di destra del T. Caramagna) nei pressi della Madonna della Bruceta, a Sud delle quali si aprono estese pianure alluvionali. A monte ed a valle delle chiuse si osserva inoltre una netta variazione dell'acclività dell'asta torrentizia, chiara evidenza della difficoltà nell'incidere il substrato da parte del corso d'acqua.

I rilievi collinari ed i settori di altipiano maggiormente elevati costituiscono il risultato finale di una complessa, continua e prolungata interazione dinamica che ha visto e vede tuttora contrapposti l'attività geodinamica ed i fenomeni di modellamento superficiale. Fra questi ultimi preponderante è il ruolo svolto dai processi facenti capo all'acqua incanalata (cui si associano i fenomeni di degradazione di versante quali il ruscellamento diffuso e concentrato) e ai processi gravitativi. L'assetto morfologico nel suo complesso è quindi da ricondurre in primo luogo all'evoluzione del reticolato idrografico ed in particolar modo ai fenomeni di approfondimento erosivo, arretramento della testata e di proliferazione degli affluenti che ne hanno accompagnato, nel tempo, lo sviluppo.

In questo contesto morfodinamico un ruolo chiave è svolto dai fenomeni di antagonismo erosivo che accompagnano l'evoluzione dei bacini idrografici contigui, le cui tracce sono chiaramente visibili nel paesaggio attuale. Esse attestano la presenza di una serie di arretramenti delle creste spartiacque connessi alla progressiva variazione plano-altimetrica dei corsi d'acqua. Ne sono testimoni i

numerosi esempi di valli decapitate nei settori contraddistinti da un reticolato idrografico di recente impostazione, come ad esempio lungo le dorsali spartiacque comprese tra l'abitato di Quartino (in Valle Belbo) e Castel Rocchero, lungo le creste spartiacque della Valle Gherolobbia (affluente di destra del T. Belbo) ed al margine meridionale dell'altopiano di Bandiasso (Fig. 71).

Numerosi anche i fenomeni di cattura indotti dall'approfondimento erosivo del reticolato idrografico e dalla conseguente migrazione a ritroso delle testate dei bacini che hanno talvolta comportato importanti variazioni nella conformazione dei bacini idrografici coinvolti.

Il fenomeno di cattura più significativo si è sviluppato a spese del Rio Marenca, affluente di destra del F. Bormida la cui testata si spingeva, originariamente, fino all'abitato di Morsasco. La progressiva migrazione laterale verso Sud-Est della fascia di divagazione del F. Bormida nei pressi dell'abitato di Orsara Bormida, occorsa nelle fasi terminali del Pleistocene superiore e nell'Olocene, dopo aver smantellato parte dei rilievi collinari (in corrispondenza dei quali è scolpita un'ampia ansa di meandro visibile nei pressi di Lodrona Inferiore) ha successivamente innescato un forte approfondimento erosivo del Rio Valancone. L'arretramento della testata di questo corso d'acqua ha intercettato dapprima la cresta spartiacque su cui sorgono gli abitati di Morsasco e di Orsara Bormida, successivamente il Rio Marenca nei pressi della frazione Gana.

Un analogo meccanismo è alla base di un fenomeno di cattura verificatosi nei pressi di Molare, dove il Rio San Giuseppe, con deflusso originariamente diretto verso Nord-Est, ha subito una deviazione di 90° verso l'alveo del T. Orba.

L'elevata dinamicità morfoevolutiva che tuttora coinvolge i rilievi del Foglio Acqui Terme è evidenziata dalla presenza di numerosi fenomeni di cattura incipienti, il cui compimento determinerebbe sensibili variazioni nell'organizzazione del reticolato idrografico. Si citano a tal proposito i fenomeni di cattura attualmente in corso a Gianola (Comune di Castel Boglione), a spese del Rio Cervino, e di Cascina Vallerano (Comune di Cassinelle) a spese del Rio Pobinno.

Il settore delle Langhe compreso nel Foglio è caratterizzato da rilievi con uno sviluppo plano-altimetrico complesso, in stretto rapporto con la natura del substrato ed il suo assetto strutturale: ciò ha determinato una diversificazione dell'area collinare in due distinti settori, ciascuno dei quali evidenzia un ben preciso stile morfologico. Nell'area di affioramento della successione pre-messiniana uno dei caratteri dominanti nel paesaggio è dato dalla morfologia a *cuesta*, con i versanti immergenti verso i quadranti settentrionali debolmente inclinati di 5°-15° e controllati dall'assetto monoclinale delle superfici di strato delle unità; per contro i versanti esposti verso i quadranti meridionali mostrano valori di acclività ben maggiori (25°-35°) ed un andamento della stratificazione a reggipoggio.

La configurazione marcatamente asimmetrica dei rilievi collinari e dei solchi

vallivi è il risultato della diversa evoluzione che ha caratterizzato gli opposti versanti per effetto delle differenti condizioni giaciture del substrato. Contestualmente all'esumazione generalizzata del substrato ed all'approfondimento erosivo del reticolato idrografico, i versanti esposti a franappoggio si sono evoluti per effetto del periodico distacco e scivolamento lungo le superfici di strato di cospicui volumi di roccia, soprattutto in occasione di eventi pluviometrici particolarmente intensi (cfr. § XI). Le dimensioni dei fenomeni sono talvolta ragguardevoli, sia in termini di spessore che di volume della massa traslata, come nel caso dell'esteso fenomeno gravitativo visibile a Sud-Est di Ponti.

Il ripetuto distacco e scivolamento di porzioni di substrato ha dato luogo a versanti con un caratteristico profilo "a gradini": questi sono contraddistinti da altezze comprese tra qualche metro e le decine di metri e da un profilo da mediamente inclinato a subverticale. I gradini rappresentano la nicchia di distacco di antichi scivolamenti planari, privi tuttavia dei rispettivi accumuli in quanto rapidamente smantellati dall'erosione. L'andamento planimetrico dei gradini, talvolta arcuato ma il più delle volte "segmentato" (talvolta con angoli di 50°-90° tra i singoli tratti di scarpata), è connesso alla presenza nel substrato di faglie e/o fratture che costituiscono superfici di distacco gravitativo preferenziali.

I versanti a franappoggio sono inoltre frequentemente attraversati da altre scarpate ad andamento longitudinale od obliquo rispetto all'immersione del versante, alte decine di metri, che interrompono la continuità delle superfici delle *cuesta*: anche in questo caso appare evidente il controllo esercitato dai sistemi di fratture e faglie ad alto angolo che attraversano la successione oligo-miocenica. Particolarmente significativo in tal senso il versante destro del Rio dei Cotti, a Nord dell'abitato di Castelletto d'Erro, solcato da grandi scarpate impostate lungo un sistema di fratture di estensione chilometrica a direzione NNW-SSE.

L'evoluzione dei versanti a reggipoggio si esplica invece ad opera di fenomeni di crollo indotti dallo scalzamento alla base dei versanti operato dal reticolato idrografico. Più comunemente, tuttavia, questi sono interessati da superficiali quanto diffusi fenomeni di fluidificazione rapida (*soil slip*) delle coltri colluviali e detritico-colluviali, che dilavano i versanti mettendo in luce il substrato.

Il settore sud-occidentale del Foglio è interessato dalla presenza di estese aree a morfologia calanchiva (analogamente a quelle riconosciute nel contiguo Foglio Dego nell'areale di affioramento della formazione di Rocchetta-Monesiglio; GELATI *et alii*, 2010), caratterizzate da profonde incisioni a "V" separate da sottili creste che delimitano microversanti nudi in rapida evoluzione. L'area di distribuzione dei calanchi ricalca fedelmente l'area di affioramento della formazione delle marne di Rigoroso, costituita in buona parte da marne, marne siltose, siltiti e arenarie fini, litotipi particolarmente predisposti allo sviluppo di fenomeni di erosione accelerata.

XI - GEOLOGIA APPLICATA

1. - FENOMENI GRAVITATIVI

Metodologia di rilevamento

Il rilevamento dei fenomeni gravitativi si è basato sull'analisi fotointerpretativa integrata con le informazioni derivate dalla documentazione tecnica e storica disponibile e dalle indagini di terreno. In un ambiente collinare come quello analizzato, l'analisi fotointerpretativa di tipo multitemporale costituisce uno strumento fondamentale ed efficace nello studio dei fenomeni gravitativi. Tale ambiente, infatti, è caratterizzato da un'elevata velocità di rimodellamento che di fatto maschera in breve tempo i caratteri morfologici diagnostici dei dissesti. L'efficacia dei fenomeni di rimodellamento è dovuta sia alle peculiarità geologiche e geografiche di questo settore del Piemonte (litologia, dinamica quaternaria e recente, condizioni meteo-climatiche) e sia all'azione antropica (espansione edilizia, pratiche agricole). L'utilizzo di più voli aerei d'evento è risultato pertanto fondamentale per la corretta identificazione dei processi gravitativi. In tal senso sono stati utilizzati:

- il volo CGR Regione Piemonte "Alluvione 2000" - scala 1:15.000 circa;
- il volo Regione Piemonte "Ferretti" - anno 1978 - scala 1:13.000 circa;
- il volo CGR "Alluvione ovadese" - anno 1977 - scala 1:13.000 circa.

Il volo relativo all'evento alluvionale del 1977 ha permesso di individuare e perimetrare un elevato numero di dissesti oggi non più facilmente riconoscibili sul terreno.

Sono stati cartografati i principali elementi morfologici (nicchie di distacco, scarpate, rigonfiamenti, fratture/trincee, zone di ristagno, ecc.), gli accumuli di frana e, quando possibile, le aree di distacco e di transito della massa mobilizzata. Tutte queste informazioni sono confluite nel Sistema Informativo Frane di ARPA Piemonte (SIFraP). Data la finalità e il dettaglio cartografico richiesto nel Foglio Acqui Terme, sono stati rappresentati unicamente gli accumuli di frana con dimensione areale superiore a 1 ha, escludendo di fatto i depositi di frana legati a fenomeni legati alla fluidificazione della coltre superficiale e a crolli di limitate porzioni lapidee.

L'analisi fotointerpretativa è stata successivamente confrontata ed integrata con le informazioni contenute nei piani regolatori dei comuni compresi nel Foglio, approvati ai sensi della circolare 7 LAP - L.R. n. 56 5/12/1977. È stata inoltre utilizzata la documentazione prodotta nell'ambito del progetto INTERREG IIC "Raccolta ed organizzazione di dati territoriali; valutazioni di pericolosità e rischio da fenomeni naturali e predisposizione piani comunali di protezione civile" (CONSORZIO ITALCOPÒ - AQUATER RISORSE IDRICHE, 2000) per l'ambito territoriale riferito alle valli Bormida e Belbo ed è stata condotta un'analisi della documentazione residente nell'archivio "Processi-Effetti" di ARPA Piemonte.

È stato fatto poi riferimento alla Rete Regionale di Controllo dei Movimenti Franosi (RERCOMF) di ARPA Piemonte per i fenomeni sui quali sono stati installati strumenti di controllo e monitoraggio quali inclinometri e piezometri, alcuni attualmente attivi, altri inattivi. I fenomeni monitorati sono ubicati nelle seguenti località: Bagni, Montagnola e Via Ariosto ad Acqui Terme, Masino a Cassine, Duglio a Castelletto d'Erro, Cascina San Nicola a Montabone, Chiesa Vecchia e Palaretta a Ponti, il concentrico di Rocca Grimalda e di Sessame, Cascina Buffa e il concentrico di Visone. Il sito di Sessame è quello dotato di un maggior numero di strumenti: oltre ad inclinometri e piezometri sono qui presenti un inclinometro fisso con sistema di teletrasmissione dei dati e un sistema di caposaldi per il monitoraggio topografico.

Nei casi di particolare interesse o complessità sono stati effettuati sopralluoghi finalizzati a risolvere dubbi interpretativi o ad acquisire gli elementi necessari a classificare o a delimitare porzioni di versante caratterizzate dalla presenza di accumuli di frana. In alcuni casi inoltre, a completamento delle informazioni raccolte, è stato fatto ricorso alle informazioni del *dataset* dei PS (*Permanent Scatterers* - diffusori permanenti) disponibili per questo settore del Piemonte. Il *dataset* deriva dall'analisi interferometrica satellitare *radar* InSAR. I PS (COLESANTI *et alii*, 2003) sono, in estrema sintesi, dei "riflettori" del segnale *radar* inviato ed acquisito da un sensore montato su un satellite; la caratteristica principale dei PS è quella di mantenere nel tempo la medesima "firma elettromagnetica" il che li rende facilmente individuabili in tutte le immagini dello stesso settore acquisite

dal satellite (tipici PS sono edifici, strutture metalliche, rocce esposte, per i quali non variano nel tempo le caratteristiche elettromagnetiche). Anche grazie a tale caratteristica è possibile stimare il disturbo atmosferico e, una volta eliminato con opportuni procedimenti, valutare, tramite un complesso sistema di algoritmi ed elaborazioni dei segnali *radar*, l'entità delle deformazioni superficiali (movimenti) di ciascun PS (componente di avvicinamento o di allontanamento lungo la congiungente sensore-PS detta LOS - *Line of Sight*). Si tratta di misure non assolute ma differenziali in quanto riferite ad uno o più punti di riferimento a terra di coordinate note e ipotizzati stabili. Dal *dataset* è possibile individuare PS o gruppi di PS con comportamento "anomalo" rispetto a quelli limitrofi, riconducibile, a seguito di osservazioni specifiche e verifiche, a movimenti di tipo gravitativo.

Sintesi storica dei principali danni causati da movimenti gravitativi

Le informazioni storiche su fenomeni di instabilità gravitativa per il settore del Foglio Acqui Terme sono numerose e di seguito vengono sintetizzate le più significative.

Le notizie storiche più antiche si riferiscono alla zona dei Bagni di Acqui Terme che fu interessata da una frana il 19 maggio 1481 e successivamente da una frana il 31 marzo 1769: quest'ultima, innescatasi lungo le pendici del Monte Stregone, travolse l'area delle terme e numerosi altri edifici causando numerose vittime. Sempre nella zona del Monte Stregone, vi sono testimonianze di una serie di movimenti franosi tra la fine del XIX e l'inizio del XX secolo; nella primavera del 1876 una frana ad Est della località Lussito distrusse numerose abitazioni provocando un numero imprecisato di vittime e nella primavera del 1905, una frana presso la località Cascina Palestro, provocò anch'essa un numero imprecisato di vittime. Durante l'evento del 6 aprile 1907, una frana in località Froncino, travolse un'osteria causando cinque vittime e presso Terzo una seconda frana causò la morte di una persona.

Altre segnalazioni storiche relative agli ultimi decenni del XIX secolo e i primi del XX secolo riferiscono del decesso di 6 persone a Visone il 19 aprile 1861 a causa del crollo delle case del vecchio borgo per il cedimento della rocca sovrastante il F. Bormida e di 4 vittime il 16 gennaio 1897 per una frana che investì un'abitazione nel territorio comunale di Melazzo, poco a monte del centro abitato. Sempre nel comune di Melazzo, nel marzo 1901, in località Tinazza, una frana di 2.000 m³ seppellì due abitazioni minacciandone una terza. Nel 1902, sulle colline tra Acqui e Melazzo e tra Melazzo e Ponti si verificarono numerose frane tra cui la più significativa si registrò ad aprile, in regione Canaretta presso la collina di Montecrescente, che causò la morte di 4 persone e la distruzione di due cascine.

Durante l'evento alluvionale di fine maggio 1917 una frana in località Asinara nel Comune di Rocchetta Palafea investì un'abitazione causando la morte di una

persona.

Il 2 maggio 1928 due persone perirono ad Acqui Terme a causa di un colamento rapido di 400 m³.

Nel 1948 l'Acquese fu colpito da una serie di eventi meteorologici tra cui i principali furono quello del 6 febbraio e quello del 4 agosto che causarono danni rispettivamente a Mombaruzzo, in località Castello, e a Calamandrana, in località Quartino.

L'11 novembre 1951 un evento alluvionale interessò i bacini dei torrenti Belbo e Bormida e causò numerosi danni soprattutto lungo la rete idrografica; in occasione di tale evento una frana coinvolse due edifici presso Borgo Stazione di Pasco, ad Ovada crollò il muro di sostegno di Piazza Castello e crollarono i muri della cinta quattrocentesca di Strevi Alta.

Numerosi gli eventi meteorologici negli anni '60, a partire da quello del 27 maggio 1961 in cui una frana a Maranzana causò il crollo di due edifici e ne lesionò altri due. Nel 1963, in località Cavalleri, tra Acqui Terme e Ricaldone, si riattivò una frana di 4 ha di estensione e a Carpeneto una frana danneggiò un edificio. Nel 1964, una serie di frane causò il crollo di parte del muro di sostegno della chiesa di Ricaldone (febbraio), gravi lesioni a due abitazioni a Calamandrana (1 aprile) e danni al muro di sostegno di una piazza a Montaldo Bormida (12 aprile). La successiva ondata di maltempo del 16 ottobre 1966 produsse gravi effetti oltre che lungo la rete idrografica principale e minore, anche lungo i versanti con l'innescò e la riattivazione di numerosi fenomeni gravitativi, alcuni di dimensioni considerevoli, come ad esempio a Cremolino, dove la chiesa di San Biagio subì una traslazione. Il 2 novembre 1968 un evento alluvionale interessò in particolare i bacini del T. Belbo e del T. Nizza e un vasto movimento gravitativo coinvolse il centro abitato di Sessame. L'anno seguente, il 5 aprile 1969, numerose frane si innescarono lungo i versanti collinari presso Nizza.

Nel 1972, tra febbraio e metà marzo, un'ondata di maltempo causò nella sola zona di Acqui Terme centinaia di frane. Si attivarono e riattivarono movimenti gravitativi di dimensioni anche significative, il più vasto in regione Montegrosso, di 3,7 ha di estensione che coinvolse edifici ed infrastrutture. Nel territorio comunale, decine di abitazioni furono sgomberate. Oltre ad Acqui, frane si registrarono anche a Calamandrana, Castel Rocchero, Mombaruzzo, Montabone (due cascinali pericolanti) e Rocchetta Palafea (sgomberate otto abitazioni). A Sessame, in località Asinari, una frana distrusse un cascinale e una seconda determinò lo sgombero di tre abitazioni. A Bistagno, Denice, Melazzo, Ponti e Terzo si registrarono danni a fabbricati.

Un evento alluvionale di portata considerevole si abbatté il 7 ottobre 1977. A causa di frane furono danneggiati la parte alta di Rivalta Bormida, il cimitero della frazione Sant'Andrea di Cassine, le frazioni Aurina e Laquina di Cremolino

e fu interrotta la linea ferroviaria Acqui - Ovada - Genova per l'ostruzione dell'ingresso di alcune gallerie. Sempre a causa di frane una cascina in regione Cravezza di Ponti subì dei danni, alcuni edifici furono danneggiati a Rocca Grimalda e ad Orsara Bormida un crollo distrusse un edificio rurale sottostante il castello. Frane furono poi segnalate in regione Pian dei Verdi.

Tra gennaio e marzo del 1978 altre frane si verificarono a Castel Boglione, Montabone, Ponti, Mombaruzzo, Canelli e Nizza.

Nel gennaio 1985, alcune frane colpirono i territori dei comuni di Castel Boglione, Castel Rocchero, Acqui Terme, Orsara Bormida e a settembre dello stesso anno ad Ovada una frana minacciò alcuni cascinali.

Durante l'evento del 28 agosto 1987 venne segnalato l'aggravarsi di un movimento franoso in prossimità di Case Froncino e furono segnalate frane ad Orsara Bormida e Rocca Grimalda.

L'evento alluvionale del 23 settembre 1993 provocò, oltre a numerose inondazioni, frane essenzialmente di tipo superficiale che determinarono danni o interruzioni della viabilità in particolare a Calamandrana, Rocchetta Palafea, Castel Boglione, Castelletto Molina, Fontanile, Maranzana, Mombaruzzo, Monastero Bormida, Montabone, Visone e Sessame.

Il catastrofico evento alluvionale del 5 novembre 1994, che interessò in particolare il Piemonte meridionale, colpì la rete idrografica principale e secondaria, e si innescarono numerose frane che interessarono principalmente la rete viaria nei territori di Bruno, Calamandrana, Mombaruzzo, Nizza, Rocchetta Palafea. Nel bacino del F. Bormida subirono danni alla viabilità i settori già interessati dall'evento del 1993 e furono colpiti i comuni di Quaranti, Acqui Terme, Cavatore, Grogna, Melazzo, Morsasco, Ponti, Prasco, Ricaldone, Terzo, Trisobbo e Castelletto d'Erro. Nel bacino del T. Orba, frane interessano la viabilità a Cremolino, Ovada, Rocca Grimalda e Pedrosa.

L'evento alluvionale dell'11-14 novembre 2002 provocò una diffusa instabilità dei versanti, con danni alla viabilità a Bistagno, Cassine, Cremolino, Denice, Molare, Montaldo Bormida, Orsara Bormida, Prasco, Monastero Bormida e Calamandrana. Alcuni giorni dopo, tra il 23 e il 26 novembre, una seconda perturbazione provocò, oltre alla riattivazione di fenomeni innescatisi nei giorni precedenti, nuove frane che produssero danni nei comuni di Cremolino, Denice, Molare, Ovada, Prasco, Strevi, Acqui Terme, Castelletto d'Erro, Melazzo e Ponti.

Il 1 aprile 2003, la stessa zona fu ancora colpita da un evento meteorologico che riattivò le frane precedenti e innescò nuovi fenomeni gravitativi nei comuni di Bistagno, Melazzo, Molare e Ovada.

Nel periodo dicembre 2008 - aprile 2009 si verificarono una serie di eventi meteorologici che causarono dissesti nei territori di Cassinasco, Monastero Bormida, Acqui Terme e Ricaldone. Il vasto movimento gravitativo di Sessame, mo-

nitorato da ARPA Piemonte, ha subito in questo periodo un'accelerazione che ha compromesso la funzionalità delle sonde.

Analisi statistica

Nell'area del Foglio Acqui Terme sono stati cartografati 617 accumuli di frana relativi a fenomeni di diversa tipologia: scivolamenti di tipo traslativo e rotazionale (*translational* e *rotational slide*), colamenti (*flow*) e sprofondamenti (*sinkhole*). Inoltre, sono state rilevate 416 frane per fluidificazione rapida dei terreni sciolti superficiali (*shallow landslide / rapid earth-debris flow*), sia come singoli fenomeni, sia raggruppate in “*Aree soggette a frane superficiali diffuse*”. I fenomeni di tipo “superficiale”, sebbene siano stati inseriti all'interno della banca dati SIFraP di ARPA Piemonte e siano stati considerati nelle elaborazioni statistiche (vedi *infra*), non sono stati riportati nel Foglio in quanto coinvolgono per lo più limitati volumi di terreno e formano depositi generalmente di modesta entità che vengono completamente rimodellati in breve tempo.

Le aree in frana coprono una superficie totale di 36,8 km², pari al 9,6% del territorio collinare. L'estensione areale dei singoli fenomeni è molto variabile (0,1÷100 ha) e la maggioranza di essi (1022) ha un'estensione inferiore a 20 ha, con un massimo di frequenza di 1÷2 ha (327 casi). I fenomeni gravitativi di dimensioni più significative corrispondono in genere a tipologie complesse (combinazione di differenti tipologie di movimento), come quello di località Masino in Comune di Cassine (superiore a 100 ha) e località Case Rosi in Comune di Ponti (~ 50 ha). In questi casi, i fenomeni sono caratterizzati prevalentemente da scivolamenti roto-traslativi che evolvono con meccanismi di colamento. Sono comunque presenti anche colamenti lenti (es. in località Cascina Sarogna nel Comune di Ricaldone) e scivolamenti (es. in località concentrico, Comune di Castel Boglione) con superficie superiore a 20 ha.

In Tab. 2 sono riportate le aree degli accumuli di frana distinte per i litotipi affioranti nell'area del Foglio e all'interno dei quali si sviluppano i fenomeni gravitativi stessi. La formazione di Cassinasco è quella al cui interno si riscontra la maggior superficie in frana (2.240 ha), seguita dal Gruppo della Gessoso-Solfifera (602 ha), dalle marne di Rigoroso (260 ha) e dai depositi pliocenici (250 ha); nelle altre unità, la superficie in frana è inferiore a 100 ha.

Nella stessa tabella è inoltre riportato l'Indice di Franosità litologico (IF) che rappresenta il rapporto percentuale tra area in frana ed area totale per ogni unità litologica affiorante. La Formazione di Visone presenta il valore di IF più elevato (15,4%), seguita dalla formazione di Cassinasco (9,8%), dal Gruppo della Gessoso-solfifera (9,0%) e dai complessi appartenenti alla Unità tettono-metamorfica di Valosio (8,7%).

In Tab. 3 sono riportati il numero di accumuli di frana cartografati (n°), l'area

Tab. 2 - Per ciascuna unità geologica, sono riportati: la somma delle superfici in frana senza distinzione tipologica (Area in frana), la superficie di distribuzione dell'unità nel Foglio (Area unità) e l'indice di franosità (IF) dato dal rapporto tra Area in frana e Area unità espresso in %.

Unità	Area in frana (km ²)	Area unità (km ²)	IF %
Formazione di Cassinasco	22,40	229,90	9,8
Gruppo Gessoso-Solfifera	6,02	66,90	9,0
Marne di Rigoroso	2,60	39,70	6,5
Successione pliocenica	2,50	165,60	1,5
Formazione di Molare	0,90	23,50	3,8
Unità di Voltri	0,60	12,60	4,7
Formazione di Visone	0,20	13,70	15,4
Unità di Valosio	0,19	22,30	8,7
F. di Montechiaro d'Acqui	0,16	45,30	3,7

totale in frana (Area) e la percentuale areale relativa (%) per le diverse tipologie di fenomeni gravitativi censiti. Come evidenziato nella tabella, all'interno del Foglio le tipologie di frana preponderanti risultano essere gli scivolamenti (traslativo e rotazionale) e le "Aree soggette a frane superficiali diffuse", che insieme rappresentano circa il 66% delle frane rilevate.

La distribuzione delle diverse tipologie di frana presenta una marcata disomogeneità spaziale all'interno del Foglio in quanto fortemente dipendente dalle caratteristiche geomeccaniche delle unità litologiche affioranti. I fenomeni di scivolamento di tipo traslativo si concentrano all'interno delle formazioni oligo-mioceniche caratterizzate da alternanze di livelli arenaceo-sabbiosi e marnosi presenti nella porzione centro-meridionale del Foglio, e si sviluppano con maggior frequenza lungo i versanti a franappoggio e con esposizione prevalente verso NW, N e secondariamente verso NE. I valori di inclinazione media dei versanti sono compresi tra gli 8° ed i 30°, con una media di poco inferiore ai 15°. Le caratteristiche morfologiche di tali versanti evidenziano un modellamento dovuto a fenomeni successivi di scivolamento che si ripetono nel tempo, generalmente in concomitanza con eventi pluviometrici significativi.

I fenomeni di scivolamento rotazionale si concentrano nella porzione settentrionale del Foglio, dove sono presenti prevalentemente i litotipi del complesso caotico della Valle Versa ed i diversi termini della successione pliocenica. Le

Tab. 3 - *Tabella di sintesi delle frane nel Foglio distinte per tipologia. Per ciascuna tipologia, sono riportati: il numero complessivo di frane cartografate (n.°), l'area totale (Area in km²) e la percentuale tipologica (%) ottenuta dal rapporto tra Area e la somma totale delle superfici in frana del Foglio.*

Tipologia	n.°	Area (km ²)	%
N.D.	28	0,89	2,4
Scivolamento rotazionale/traslativo	343	12,81	34,8
Colamento lento	163	6,87	18,7
Colamento rapido (fluidificazione terr. sup.)	3	0,03	0,1
Sprofondamento	1	0,03	0,1
Complesso	82	4,70	12,8
Area soggetta e frane superficiali diffuse	413	11,45	31,1

caratteristiche morfologiche dei versanti in cui si sviluppano tali fenomeni sono eterogenee ed analogamente agli scivolamenti traslativi si osservano frequentemente più generazioni di accumuli, talora coalescenti, con evoluzione parossistica in occasione di eventi meteorologici intensi. Lo spessore dei materiali coinvolti negli scivolamenti rotazionali è generalmente inferiore rispetto a quello degli scivolamenti traslativi. Inoltre, i fenomeni gravitativi censiti all'interno del Complesso caotico (41% dei fenomeni) e delle unità plioceniche a composizione marnoso-argillosa (58% dei fenomeni) sono caratterizzati prevalentemente da meccanismi di tipo colamento lento (con tassi di movimento in genere dell'ordine dei cm/anno).

Nell'areale di affioramento del Gruppo della Gessoso-solfifera è stato inoltre rilevato l'unico fenomeno di sprofondamento, osservabile presso Cascina Garretto, nel Comune di Nizza Monferrato. Verosimilmente, tale fenomeno è associato al cedimento di una cavità sotterranea la cui evoluzione è legata alla dissoluzione dei litotipi solubili (gessi) presenti all'interno di tale unità litologica.

Infine, i fenomeni di colamento rapido di tipo "superficiale" interessano generalmente tutti i settori dove sono presenti coperture eluvio-colluviali incoerenti in cui prevale la frazione argilloso-siltoso-sabbiosa. Le nicchie di distacco sono per lo più associate a bruschi cambiamenti di pendenza, in versanti con inclinazione medio-alta (> 25-30°) ed esposizione prevalente verso SE, S e secondariamente verso SW. La maggior parte dei fenomeni censiti nel corso del rilevamento si è innescata in occasione dell'evento pluviometrico che ha colpito l'Alessandrino nell'ottobre del 1977 e, secondariamente, in occasione degli eventi del novembre

1994 e dell'ottobre 2000. In questi casi, la quasi totalità dei fenomeni è concentrata nel settore centro-meridionale del Foglio, in corrispondenza dei sedimenti miocenici. In considerazione della scarsa conservabilità nel tempo degli accumuli e delle evidenze morfologiche associate a tali fenomeni, non è stato possibile perimetrare colamenti rapidi verificatisi nel corso di eventi alluvionali non documentati da voli aerei post-evento.

Esempi di frane significative nel territorio acquese

Frana di Cascina Palestro (Comune di Acqui Terme, AL)

La frana di Cascina Palestro, localizzata a Sud di Acqui Terme, è un tipico esempio di scivolamento traslativo in cui sono state riconosciute e documentate almeno due attivazioni principali, rispettivamente nel 1905 e nel 1972. Tali eventi hanno portato alla progressiva retrogressione della scarpata principale ed all'isolamento di alcune zolle immediatamente a valle della scarpata principale, ancora oggi ben preservate. Il volume roccioso mobilizzato nel corso dell'evento del 1972 ha una lunghezza di circa 300 m, una larghezza di 120 m (misurata lungo la nicchia di distacco) e uno spessore di 6 m, con una cubatura superiore a 200.000 m³. Le nicchie di distacco hanno un andamento rettilineo (con direzione NE) e spaziatura di circa 50-60 m, impostate lungo un importante sistema di discontinuità strutturali. La superficie di scivolamento è impostata lungo la superficie di stratificazione che immerge di 16° verso N14°. Lateralmente, il fenomeno è delimitato da due incisioni torrentizie che svincolano completamente il versante che presenta diffusi indizi di instabilità pregressa.

Frana di Cascina Piazzolo (Comune di Ovada, AL)

Il settore di versante, ubicato a circa 2 km a N di Ovada, è stato interessato nel 1981-1982 da uno scivolamento traslativo che ha coinvolto circa 60.000 m³ di materiale (80 m di lunghezza, 100 m di larghezza e 7 m di altezza). L'analisi fotointerpretativa di voli pre-evento ha evidenziato che l'area era già stata interessata in passato da fenomeni analoghi che nel tempo sono stati resi poco riconoscibili dal rimodellamento naturale ed antropico.

La frana, durante la fase parossistica del 1981-1982, ha effettuato una rotazione in senso orario, il cui centro di rotazione è posto sull'estremità destra della scarpata di coronamento (impostata lungo una discontinuità strutturale sub-verticale con direzione N10°). La superficie di scorrimento è coincidente con la superficie di stratificazione immergente di 8° verso N14°.

La frana di Sessame (AT)

Storicamente, il concentrico comunale di Sessame risulta interessato da un

dissesto di tipologia “incerta” e con modalità di movimento complesse e atipiche per il territorio delle Langhe. Infatti, nonostante fosse stata interpretata in passato come frana per scivolamento traslativo, tale fenomeno non presenta i caratteri tipici di tale cinematismo ed anche le evidenze morfologiche non suffragano questa ipotesi. Il Bric del Castello, considerato in passato come “zolla relitta” dell’ipotetico scivolamento planare, è attualmente ritenuto in posto e non interessato dal dissesto. Negli studi più recenti (BATTINI, 1999) viene esclusa la possibilità che il movimento si sia impostato per scorrimento lungo le superfici di strato. Viene piuttosto ipotizzata una evoluzione gravitativa “profonda”, in cui un ruolo fondamentale sembra essere stato giocato dall’assetto tettonico locale ed in particolare dalla scarpata principale di Cascina Poggio, impostata lungo un lineamento strutturale con direzione circa N-S.

Il concentrico di Sessame è localizzato su depositi interpretati come accumuli di frana interessati da estesi fenomeni di colamento lento e da localizzati fenomeni di scivolamento rotazionale che negli anni hanno causato numerose lesioni agli edifici. A partire dal 1995 l’evoluzione cinematica del versante viene costantemente monitorata da ARPA Piemonte, con l’utilizzo di inclinometri in foro, piezometri e analisi topografiche di dettaglio. L’inclinometro più meridionale indica un movimento significativo a 8,4 m di profondità con tassi di circa 8 mm/anno per il periodo settembre 2007 - dicembre 2008 e di 62 mm/anno per il periodo dicembre 2008 - maggio 2009.

La frana di Ponti (AL)

L’intero versante destro del T. Bormida di Spigno posto immediatamente a Sud dell’abitato di Ponti è contraddistinto da morfologie riconducibili a fenomeni gravitativi pregressi e in atto. I movimenti più frequenti e più sviluppati arealmente sono riconducibili agli scivolamenti traslativi impostati lungo le superfici di stratificazione.

In base alle evidenze morfologiche, l’area è stata interpretata come il risultato del rimodellamento di antiche frane di scivolamento planare, alcune delle quali anche di notevoli dimensioni, in parte interessate da riattivazioni localizzate e recenti. Secondo tale modello interpretativo l’antico evento franoso avrebbe coinvolto il versante sinistro della valle del Rio Biaschi; il rio avrebbe successivamente inciso il corpo di frana, isolando sul versante destro la porzione di rilievo dove attualmente sorge il campanile di Ponti (località Chiesa Vecchia).

Al fine di valutare l’evoluzione nel tempo dei fenomeni franosi, di verificare l’efficacia di eventuali interventi di sistemazione e di informare le autorità competenti circa lo stato di evoluzione dei fenomeni franosi, a partire dagli anni ’90 del secolo scorso sono stati installati alcuni strumenti per il monitoraggio geotecnico da parte di ARPA Piemonte. La strumentazione ha evidenziato la presenza di

due superfici di scivolamento collocate a 25 e a 35 m di profondità. Lo strumento collocato nei pressi del campanile di Ponti (che risulta inclinato), invece, presenta delle curve con andamenti molto irregolari che potrebbero essere dovuti da un lato alla presenza di superfici di scivolamento più profonde della base del tubo inclinometrico, dall'altro a fenomeni di instabilità ad incerta direzione legati al rimodellamento della zolla isolata su cui è stata eretta la chiesa stessa.

La frana di Rocca Grimalda (AL)

Il centro storico di Rocca Grimalda sorge su un terrazzo che si affaccia sul T. Orba, con ripide scarpate costituite prevalentemente da bancate rocciose sub-verticali con direzione circa E-W. Sulla scarpata meridionale del terrazzo sono particolarmente diffusi i fenomeni di crollo di limitate porzioni rocciose mentre la scarpata settentrionale è soggetta a fenomeni diffusi di scivolamento rotazionale e di colamento rapido. Tali fenomeni si sono particolarmente accentuati durante l'evento pluviometrico dell'ottobre 1977 causando il forte arretramento del ciglio del terrazzo su cui sorge l'abitato, nonché minacciando e danneggiando numerosi edifici.

Al fine di monitorare i movimenti gravitativi nell'area del concentrico è stato installato un sistema di monitoraggio inclinometrico e piezometrico a partire degli anni '80 del secolo scorso. I dati inclinometrici dei primi anni di monitoraggio segnalavano movimenti dell'ordine dei 12 mm/anno a profondità comprese tra i 9 ed i 14 m. Successivamente, alcuni strumenti sono stati danneggiati e non più sostituiti, mentre per quelli ancora disponibili non vengono segnalati movimenti significativi in atto. Tuttavia, tenuto conto delle condizioni di instabilità potenziale e della presenza di numerosi elementi antropici nell'area, l'abitato di Rocca Grimalda è inserito nell'elenco dei siti RME (aree a Rischio Molto Elevato) secondo la L. 267/1998 e sue successive modificazioni e integrazioni.

2. - PROCESSI FLUVIO-TORRENTIZI

Analizzando le informazioni relative ai fenomeni di instabilità naturali residenti nella banca dati geologica di ARPA Piemonte, senza tenere in considerazione la loro tipologia o intensità in termini di effetti, danni indotti e di estensione delle aree colpite, a partire dal 1850 si è verificato un evento naturale in media ogni 1,1 anni, con il 72% degli intervalli tra un fenomeno e l'altro inferiori a 12 mesi ed il 59% inferiore a sei mesi.

Per quanto riguarda la distribuzione mensile degli eventi, si osserva un andamento con due massimi stagionali: uno primaverile, con un picco a marzo, ed uno tardo estivo-autunnale, con una prevalenza dei processi a settembre.

Se si analizzano separatamente le informazioni relative ai movimenti di versante ed ai processi fluvio-torrentizi, i secondi mostrano un maggiore accadimento nel periodo compreso tra agosto e novembre, un minimo nel mese di dicembre, ed una distribuzione abbastanza omogenea nei restanti mesi. Tra gli eventi di instabilità naturali associati ai corsi d'acqua, sono da ricordare i seguenti:

- 4/10/1744, il T. Belbo invade Nizza Monferrato e causa il crollo di parecchie abitazioni.

- 28/09/1728, il T. Medrio inonda, ad Acqui Terme, la zona del Getto, la Contrada Nuova e Borgo San Pietro. Nel 1791 il letto del torrente era stato ristretto e tominato. Il T. Medrio inonderà l'abitato ancora nel 1896 e nel 1972.

- Febbraio 1796, una piena del F. Bormida inonda l'abitato di Bistagno.

- 06/08/1847, il T. Ravagnasco inonda lo stabilimento termale di Acqui con danni ad edifici ed a infrastrutture. Durante lo stesso evento, il T. Crosio inonda la parte bassa dell'abitato di Strevi. Altre inondazioni dello stabilimento termale di Acqui Terme, per opera del T. Ravagnasco, si verificheranno il 13/08/1850, il 3/08/1874 e l'08/10/1878. Nel 1949, dopo gli eventi dell'agosto 1947 e del 18/07/1949 in cui sarà danneggiato nuovamente lo stabilimento termale, verrà proposta dal genio Civile di Alessandria la deviazione del torrente in un alveo artificiale.

- 21/10/1857, a Nizza Monferrato una piena del T. Belbo causa 5 vittime per il crollo di un ponte. Durante lo stesso evento, il F. Bormida inonda Bistagno e Castelnuovo Bormida dove crolla un edificio.

- 17/9/1867, 6 vittime per la piena dell'Orba a Predosa. Nell'autunno di due anni prima una piena del T. Ritortino aveva inondato parte della frazione Castelferro.

- 1/07/1868, due morti ad Acqui Terme per una piena del F. Bormida. 08/10/1878, l'abitato di Bistagno viene inondato dal F. Bormida. Secondo alcuni autori (TROPEANO, 1989) la piena fu superiore a quella del 1857.

- Estate 1882, a Cassine il Rio Biconio danneggia gravemente alcune case e il cimitero.

- 25/09/1915, il T. Orba inonda i borghi Ghiaie e Gorino di Ovada.

- 28/05/1917, il T. Nizza ed il T. Belbo invadono la parte bassa di Nizza Monferrato.

- 19/11/1926, ennesima grave inondazione di Nizza Monferrato per le piene del T. Belbo e del T. Nizza, con danni stimati dell'ordine di un paio di milioni di Euro. Durante lo stesso evento il T. Bormida inonda alcune abitazioni nella regione Bagni di Acqui Terme e molti edifici a Sezzadio.

- 13/08/1935, tra le catastrofi più gravi che hanno colpito il Piemonte nel XX secolo, è da ricordare quella dovuta alla piena del T. Orba, causata dalla rottura della diga secondaria dell'invaso di Ortiglieto, al confine tra il Piemonte e la

Liguria.

Nel mezzo di un'estate particolarmente secca, verso le 6,30 del 13 agosto 1935, sulla zona di Molare si abbatté un nubifragio di inusitata intensità. Nel bacino del T. Orba in otto ore cadono 386 mm di pioggia. In località Lavagnina (comune di Mornese) se ne registrano 554 mm, 182 in 2 sole due ore.

L'invaso di Ortiglieto si riempie nel giro di poche ore e le acque cominciano a tracimare dai due sbarramenti. La diga secondaria, di lunghezza pari a 114 m e con altezza massima di 14 m, costruita lungo la Sella Zerbino per portare il livello della sella stessa a quello di massima ritenuta dell'invaso, cede verso le 13,15. Lo sbarramento non è il solo a non resistere all'imponente massa d'acqua, anche la sella morfologica cede, permettendo all'invaso di svuotarsi rapidamente. La piena che si crea è devastante ed inarrestabile.

Per prima viene spazzata una cascina "con licenza d'ostello", poi la centrale elettrica che si trova tre chilometri a valle dell'invaso. In meno di un'ora l'onda di piena passa Molare e raggiunge Ovada (Fig. 72), circa 13 km più a valle. A monte di Ovada, oltre alla centrale, l'onda di piena spazza via numerose abitazioni, con un numero di vittime stimato di circa 35. A Ovada i morti accertati sono 65. Le ultime vittime, quattro, secondo le cronache dell'epoca, sono nelle cascate travolte di Capriata d'Orba.

La rottura di Sella Zerbino causa profonde modificazioni dell'alveo del T. Orba che si accorcia di circa 1,8 km, in conseguenza del taglio del meandro incassato per mezzo del quale il torrente aggirava il Bric Zerbino. Oggi Orba scorre ad Ovest della piccola altura, sito in cui una volta si sviluppava la sella tra i due crinali, lasciando la diga principale isolata lungo l'alveo abbandonato.

La diga principale era fondata su serpentiniti compatte, mentre, lungo la sella su cui era stato costruito lo sbarramento secondario, in anni più recenti vennero osservati livelli milonitici (CAPPONI *et alii*, 1988) la cui presenza, poco tempo dopo la sua costruzione, fu già causa di infiltrazioni e perdite d'acqua.

Tra le cause della rottura, però, la componente geologica non venne presa in considerazione. Secondo le perizie dell'epoca, fu la spinta idraulica a provocare il cedimento dello sbarramento, favorito dallo scalzamento al piede della fondazione per l'erosione dovuta allo stramazzo dell'acqua sulla diga.

L'evento meteorologico fu indubbiamente di portata eccezionale. Secondo le stime dei periti (DE MARCHI, 1937) il volume liquido che, in poco più di otto ore si abbatté sull'area sottesa dalla diga, fu di circa 54 milioni di m³, tre volte la capacità utile del lago artificiale, con una portata affluente nell'invaso compresa tra i 2.500 e i 3.000 m³s⁻¹.

- Novembre 1935, una piena del T. Bormida interessa la frazione Pinesca del comune di Bistagno, la parte bassa di Castelnuovo Bormida e Strevi, dove sono invase dalle acque numerose abitazioni.



Fig. 72 - Ovada in una ripresa dell'epoca. Il ponte sul T. Orba asportato dall'onda di piena provocata dalla rottura della diga, il 13 agosto 1935 (ACCADEMIA URBESE, 2005).

- 07/04/1941, una piena del T. Belbo inonda le campagne e la parte bassa di Nizza Monferrato.

- 04/09/1948, un evento alluvionale colpisce il bacino del Belbo. Tra Canelli e Incisa Scapaccino, la piena del torrente causa la morte di quattro persone. Nizza Monferrato è nuovamente inondata dai torrenti Belbo e Nizza (Fig. 73).

- Luglio 1949, oltre ai danni causati dal T. Ravello allo stabilimento termale di Acqui Terme (18 luglio 1949), a Strevi il Rio Crosio inonda la parte bassa dell'abitato. Il giorno 20 dello stesso mese, la località Arzello del comune di Melazzo è interessata dalla piena di un rio minore, con alluvionamento di un edificio. Nello stesso anno, il 21 settembre, a Strevi la piena di un rio investe un edificio e causa la morte di una persona.

- 21/09/1949, una piena del Rio Basso causa una vittima a Strevi.

- Tra il mese di febbraio e quello di novembre, il 1951 è stato un anno ricco di eventi alluvionali. A febbraio sono interessati i bacini del T. Belbo e del F. Bormida. Nizza Monferrato è inondata dai torrenti Belbo e Nizza. Il 16 luglio il T. Nizza esonda tra le vie di Nizza Monferrato.

- A novembre, tra il 7 e il 27, con picco tra il 10 e il 12, sono interessati da piene e da movimenti di versante oltre i bacini centro settentrionali, anche quelli sud-orientali compresi tra il F. Tanaro e il T. Scrivia.

- Nel settore oggetto del presente studio, a novembre si registrano piene significative del T. Belbo e del F. Bormida. Il T. Belbo ed il T. Nizza inondano la parte bassa dell'abitato di Nizza Monferrato, con danni strutturali ad edifici ed in-

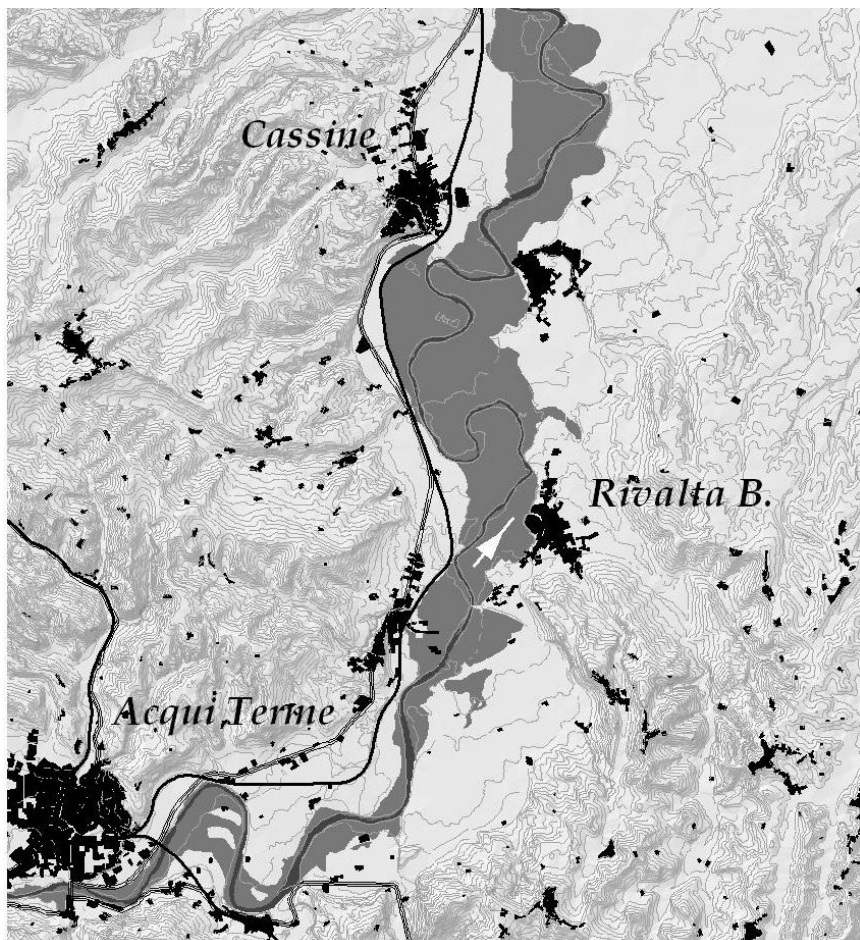


Fig. 74 - Evento alluvionale del 4-6 novembre 1994. Aree inondate dal F. Bormida tra Acqui Terme e Cassine (da GIAMPANI et alii, 1995, semplificato).

l'inondazione della stazione ferroviaria. A Visone la piena del T. Visone provoca gravi danni all'abitato. Ad Acqui il T. Medrio inonda l'intera cittadina; il F. Bormida in piena non ha favorito il deflusso del suo affluente, amplificando gli effetti della piena. Il F. Bormida di Spigno inonda l'abitato di Ponti mentre, Rivalta Bormida, in località San Remigio, è colpita dalla piena del Rio Budello. La località Arzello di Melazzo è colpita dalla piena del T. Erro, con molti edifici danneggiati anche gravemente. Il T. Orba inonda parte dell'abitato di Ovada.

- 02/11/1968. L'abitato di Nizza viene nuovamente inondato dal T. Belbo e dal T. Nizza che lesionano una sessantina di edifici. Durante lo stesso evento il F. Bormida inonda parte della frazione Gallone di Sessame. Lo stesso fiume, a Bistagno pervade alcune vie nella zona bassa dell'abitato e la parte bassa di Castelnuovo Bormida, mentre a Cassine esonda il T. Biconio. Visone subisce gli effetti della piena del T. Bormida. Il T. Orba danneggia alcuni edifici in località Carlovini di Ovada, tra cui uno stabilimento. Infine, in località Ponte San Paolo nel medesimo comune, alcune case sono gravemente danneggiate dal T. Orba stesso.

- Settembre 1973 e febbraio 1974, allagamenti a Nizza Monferrato ad opera del T. Nizza (1973), del T. Belbo e del T. Nizza (1974).

- 07/10/1977, piena del T. Cervino che, a Mombaruzzo, entra in località Stazione e, in località Fornaci di Quaranti, in uno stabilimento (danni per un centinaio di milioni di lire dell'epoca). Il F. Bormida esonda in corrispondenza della periferia di Acqui Terme (altezze d'acqua anche di due metri). Rivalta Bormida viene inondata nella parte bassa dell'abitato. A Visone, in località Piano, il F. Bormida inonda numerosi fabbricati. La piena interessa anche Bistagno con danni ad infrastrutture ed edifici. Carpeneto e Sezzadio subiscono la piena del T. Stanavazzo, mentre a Cassine è il T. Biconio ad invadere la parte bassa dell'abitato per un'area complessiva di 5 km² circa. Il T. Stura di Ovada esonda ad Ovada, nell'abitato.

- 16/10/1980, ad Ovada, il T. Stura di Ovada inonda una decina di laboratori presso la confluenza con il T. Orba, il quale, a sua volta, esonda nella parte bassa del comune di Pedrosa.

- 28/08/1987, la parte bassa di Acqui Terme è interessata dall'esondazione del T. Bormida. A Melazzo è il T. Erro a recar danni. A Sezzadio, una piena del T. Stanavazzo danneggia alcuni edifici.

- 23/09/1993, nel bacino del T. Belbo alcuni piccoli corsi d'acqua in piena causano danni soprattutto alla viabilità ed alle infrastrutture a rete: a Bruno, il Rio Gherlobbia ed il Rio San Marzano, a Calamandrana, il Rio Garbazzola. Il T. Nizza in piena allaga via Tacca a Nizza Monferrato. La cittadina è interessata anche dalle piene del Rio Serenella e del Rio Colonia. Nello stesso comune altre piene di rii secondari causano interruzioni e danni alla viabilità.

- 5/11/1994, un nuovo evento alluvionale colpisce il Piemonte sud-orientale. L'alluvione del novembre 1994 può essere definita una delle più catastrofiche per il bacino del F. Tanaro e dei suoi principali affluenti, almeno per il XX secolo, sia per la gravità dei danni e degli effetti, sia per il numero di vittime (più di sessanta sull'intero territorio piemontese, la maggior parte nel bacino del F. Tanaro e dei suoi affluenti). L'evento è stato caratterizzato dalle piene dell'idrografia sia maggiore, sia minore. Nel settore qui analizzato, la piena del T. Belbo occupa ampi settori di fondovalle a Calamandrana, a Nizza Monferrato, a Castelnuovo Belbo

ed a Bruno. La piena coinvolge anche aree edificate a Calamandrana, caschine isolate ed edifici in diverse frazioni. Settori del centro abitato di Nizza Monferrato sono inondati dai torrenti. Belbo e Nizza. Per tentare di limitare il rischio causato dalle continue esondazioni dei due torrenti saranno realizzate, negli anni successivi, opere di sistemazione idraulica: una vasca di laminazione a monte dell'abitato, lungo il T. Nizza ed un sifone di sottopasso che dovrebbe scongiurare fenomeni di rigurgito, portando le acque del torrente a immettersi nel Belbo più valle delle due anse che il torrente disegna. Il F. Bormida esonda in modo pressoché continuo lungo il tratto compreso tra Monastero Bormida e Sezzadio, con ampiezze delle aree inondate che superano i 1500 m, nei comuni di Strevi, Rivalta Bormida, Cassine, Sezzadio e Castelnuovo Bormida e con altezze idrometriche sul piano campagna anche superiori a 4-5 m, nel tratto meridionale intravallivo (comuni di Bistagno e Sessame, fortunatamente, in aree non urbanizzate) (Fig. 74). I danni causati dal fiume, ad eccezione delle difese idrauliche e di situazioni isolate e localizzate (un ponte crollato a Sessame), nel complesso hanno interessato soprattutto il comparto agricolo, essendo state modellate dagli effetti della piena soprattutto aree coltivate. L'altro ramo del F. Bormida, quello di Spigno, inonda alcune zone del concentrico di Ponti. Si segnalano, infine, danni anche ad opera del T. Caramagna e del T. Stanavazzo. A Pedrosa la piena del T. Orba interessa la zona del campo sportivo e quella di Cascina Colombara, per la quale il Sindaco emette un'ordinanza di sgombero. A Predosa si segnalano anche danni causati da processi legati all'idrografia secondaria, così come ad Ovada.

- Novembre 2002, un periodo di precipitazioni particolarmente significative causa, tra l'11 ed il 14, l'esondazione del Rio Valancone, in regione Moglia di Orsara Bormida. Limitati fenomeni di esondazione interessano anche i comuni di Strevi e Rivalta Bormida.

- Nei giorni tra il 23 ed il 26 novembre una seconda perturbazione causa piene della rete idrografica minore a Castellazzo Bormida (Rio Bozzole), a Ricaldone ed a Rocca Grimalda.

- 16/08/2006, il T. Orba, in piena ordinaria, causa limitate inondazioni a Ovada ed a Capriata d'Orba. In località Olbicella di Molare, un gruppo di campeggiatori sorpresi dalla piena del T. Stura, sono stati tratti in salvo dai Vigili del Fuoco.

- 26/04/2009, il F. Bormida è esondato in più punti lungo il suo percorso interessando soprattutto terreni agricoli.

3. - IDROGEOLOGIA

Dal punto di vista idrogeologico, le formazioni geologiche affioranti nell'area compresa nel Foglio possono essere raggruppate nei seguenti quattro Complessi

idrogeologici in base al grado ed al tipo di permeabilità oltre che alle modalità di circolazione idrica:

- Complesso idrogeologico dei depositi alluvionali di fondovalle;
- Complesso dei depositi dei terrazzi alluvionali antichi del bacino del F. Bormida e i depositi grossolani più recenti della successione paleogenico-neogenica;
- Complesso dei depositi delle aree collinari di affioramento della successione paleogenico-neogenica;
- Complesso delle rocce cristalline delle unità tettonometamorfiche Valosio e Voltri.

Questi complessi possono essere inquadrati anche in termini idrostratigrafici, al fine di attribuire un valore idrogeologico ai sintemi che caratterizzano le loro successione (Fig. 75). Viene utilizzata, a tale scopo, la suddivisione in Gruppi Acquiferi operata da IRACE *et alii* (2009). Secondo tale lavoro un Gruppo Acquifero è costituito da gruppi di strati con geometria e litologia variabili, depositi in contesti deposizionali contigui ed in continuità di sedimentazione; i limiti di un Gruppo Acquifero, coincidono con le superfici di discontinuità stratigrafica a base ed a letto dei sintemi. Il Gruppo Acquifero, inoltre, mostra caratteristiche distintive a grande scala (distribuzione delle associazioni di facies, geometria esterna, giacitura, tessitura, geometria ed organizzazione interna, permeabilità) tali da comportare omogeneità nella risposta al flusso idrico nel modello idrogeologico concettuale.

All'interno dei Gruppi acquiferi sono state distinte delle Unità Idrogeologiche. Esse corrispondono ad una singola associazione di litofacies o a raggruppamenti (/associazioni) di associazioni di litofacies con caratteristiche idrogeologiche (grado e tipo di permeabilità) omogenee a scala regionale (FRANCANI, 1985).

In base al ruolo idrogeologico (acquifero monostrato, acquifero multistrato discontinuo, acquifero multistrato continuo, acquitardo/acquicludo) sono state distinte 4 classi di unità idrogeologiche, a configurare quattro classi a diverso potenziale di sfruttamento idrico, decrescente dalla classe I alla classe IV.

3.1. - COMPLESSO DEI DEPOSITI FLUVIALI DI FONDOVALLE

Tale complesso comprende le formazioni affioranti lungo le fasce alluvionali dei maggiori corsi d'acqua (F. Bormida e T. Belbo).

Le aree di fondovalle sono caratterizzate da una successione pleistocenico-superiore - olocenica con spessore metrico di depositi alluvionali relativi al sintema di Cairo Montenotte (CMT) disposti in diversi ordini di terrazzo (anche sospesi tra i 15-20 m dall'alveo); la granulometria prevalente è ghiaioso-sabbiosa a sup-

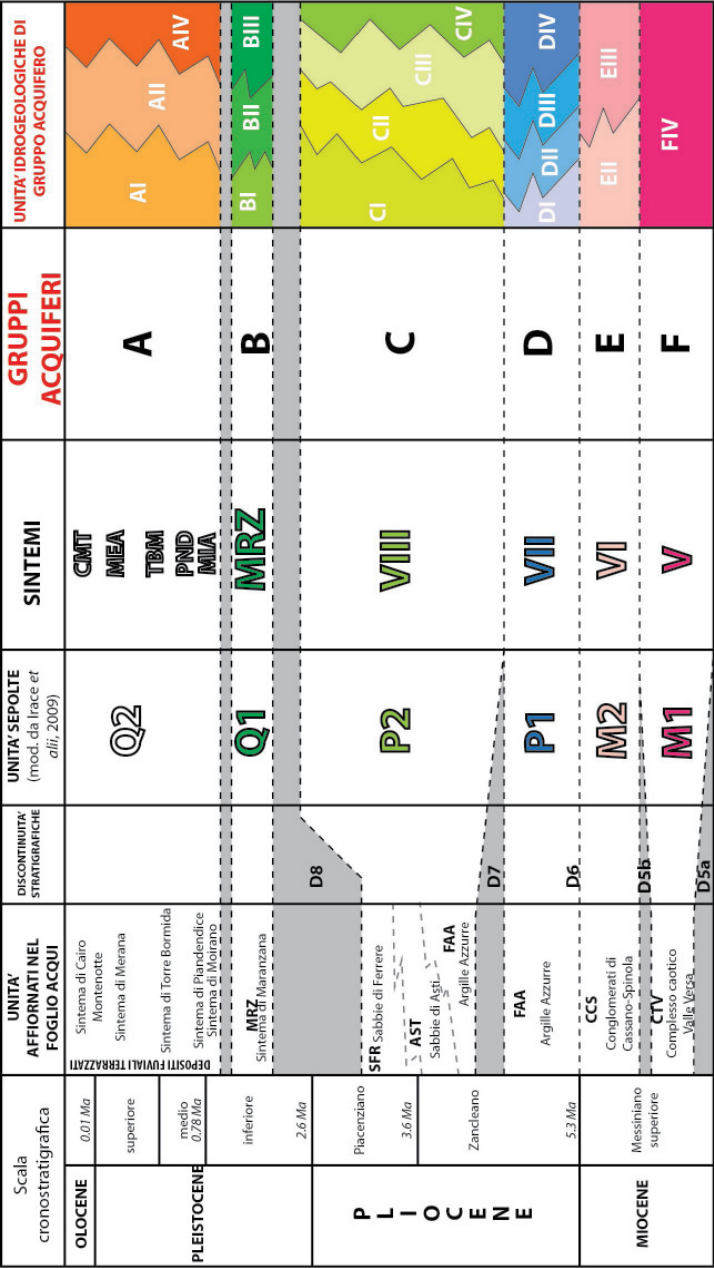


Fig. 75 - Schema riassuntivo dei Gruppi Acquiferi e delle Unità idrogeologiche di gruppo Acquifero presenti nel Bacino di Alessandria (modificata da Irace et alii, 2009). Esso mostra la corrispondenza con le unità litostratigrafiche e sintemiche presenti nel Foglio Acqui Terme. I rapporti tra le Unità Idrogeologiche sono puramente schematici.

porto di clasti. Tali depositi, dotati di elevata permeabilità, sono caratterizzati da una falda di subalveo a superficie libera con soggiacenza ridotta (< 5 m); tale falda è in diretta connessione idraulica con il corso d'acqua principale ed è alimentata dalle acque superficiali e sotterranee provenienti dai versanti adiacenti.

Dal punto di vista idrostratigrafico tale Complesso corrisponde al Gruppo Acquifero A, che nell'area in esame è contraddistinto dall'Unità Idrogeologica AI, corrispondente ad un acquifero monostrato.

3.2. - COMPLESSO DEI DEPOSITI FLUVIALI ANTICHI E DEI DEPOSITI PIÙ RECENTI DELLA SUCCESSIONE PALEOGENICO-NEOGENICA

In questo complesso vengono compresi i sedimenti fluviali terrazzati pleistocenici ghiaioso-sabbiosi (sintema di Merana - MEA; sintema di Torre Bormida - TBM; sintema di Piandendice - PND; sintema di Moirano - MIA), i sedimenti fluviali pleistocenici ghiaiosi e sabbioso-ghiaiosi del sintema di Maranzana (MRZ), i depositi pliocenici marino marginali, delle sabbie di Ferrere (SFR) e quelli di ambiente da infralitorale a circalitorale delle sabbie di Asti (AST).

La granulometria di tali depositi è prevalentemente grossolana con una locale presenza di alternanze di livelli pelitici a tetto delle sabbie di Ferrere; la permeabilità è alta nei termini più grossolani e privi di matrice fine. Talora, specie nei livelli più alti della serie, i depositi presentano una significativa alterazione che conferisce loro una permeabilità medio-bassa. In tali depositi, ove privi di livelli fini con spessore e continuità significativi, si può riscontrare una falda a superficie libera; dove questi sedimenti presentano facies di alternanze tra livelli ghiaioso-sabbiosi e livelli pelitici le caratteristiche idrogeologiche sono tipiche di un complesso multifalda in pressione.

In corrispondenza dell'area di affioramento di tale complesso si collocano le aree di ricarica dei circuiti idrici profondi che contraddistinguono la pianura alessandrina antistante.

Idrostratigraficamente questo complesso può essere suddiviso nei tre Gruppi Acquiferi A, B, C. In base alle associazioni di litofacies e alla loro distribuzione è possibile distinguere all'interno di ognuno dei tre Gruppi Acquiferi una Unità Idrogeologica di tipo I.

3.3. - COMPLESSO DEI DEPOSITI DELLE AREE COLLINARI DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE PALEOGENICO-NEOGENICA

In questo complesso sono stati inclusi i depositi relativi all'intervallo Rupeliano-Pliocene inferiore della successione paleogenico-neogenica.

Questa successione è caratterizzata prevalentemente da granulometrie fini (marne e siltiti) che attribuiscono al complesso un basso grado di permeabilità, che si manifesta generalmente per fratturazione nei termini cementati.

Fa parte di questo complesso la successione pliocenica marina profonda delle Argille Azzurre (FAA), che funge da acquitardo/acquiclude basale (Unità Idrogeologiche CIV e DIV) alle unità sabbiose plio-pleistoceniche sovrastanti (vedi § 3.2).

La permeabilità per porosità è generalmente ridotta e legata ad alcuni livelli della successione, caratterizzati da bassa cementazione e granulometrie prevalentemente sabbiose-arenacee e ghiaiose-conglomeratiche (es. formazione di Molaré, formazioni di Cassinasco e Serravalle e i conglomerati di Cassano-Spinola).

Degna di nota è la presenza del Gruppo acquifero F, che può essere assimilato ad un'unica Unità Idrogeologica (FIV), con ruolo di acquitardo/acquiclude, sebbene localmente siano presenti settori contraddistinti da permeabilità elevata per carsismo (blocchi di gesso nel complesso caotico della Valle Versa - CTV).

In tale complesso, a seconda delle litologie, si possono principalmente riscontrare tre differenti modalità di circolazione idrica.

Circolazione nella copertura eluvio-colluviale

La copertura eluvio-colluviale delle formazioni affioranti è costituita da granulometria eterogenea variabile dalle sabbie alle argille con spessore metrico. La permeabilità è da bassa a medio-bassa e questi depositi contengono una falda superficiale direttamente alimentata dalle acque di infiltrazione meteorica.

Poiché la circolazione idrica è relativamente superficiale, la superficie piezometrica risente, oltre che della morfologia del substrato, anche dell'andamento della topografia. Ciò comporta un recapito preferenziale delle acque nei fondovalle, in prossimità dei quali la superficie piezometrica intercetta la superficie topografica dando origine ad emergenze molto diffuse e generalmente di bassa portata ed estremamente variabile.

L'area di alimentazione è rappresentata da tutta la zona immediatamente a monte dell'emergenza, fino alla cresta topografica che coincide generalmente con lo spartiacque sotterraneo.

Circolazione idrica lungo strato in livelli permeabili per porosità

La circolazione idrica lungo strato in livelli permeabili per porosità avviene nei litotipi a prevalente composizione arenacea. Sebbene la permeabilità generale del complesso sia globalmente bassa, i livelli arenacei presentano un grado di maggiore permeabilità. In tali livelli è, infatti, possibile riscontrare la presenza di circolazione sotterranea significativa relativamente profonda che si instaura lungo i giunti di stratificazione e fratturazione e nei pori dei livelli meno cementati.

L'entità della circolazione in tali livelli è condizionata dal tasso di infiltrazione, dallo spessore e dalla permeabilità e avviene dai punti più elevati di affioramento in giacitura a reggipoggio, verso i versanti ove esse affiorano in giacitura a franapoggio, ed ove le acque emergono lungo fronti sorgivi diffusi o a formare delle vere e proprie sorgenti per limite di permeabilità. Le portate di queste sorgenti sono comunque limitate.

Circolazione idrica nel fessurato

L'attività tettonica che ha interessato l'area riveste una notevole importanza per l'idrogeologia locale in quanto ha determinato nelle formazioni marnoso-siltose e arenacee delle reti di discontinuità che rappresentano delle zone di circolazione idrica preferenziale. In tali settori il deflusso sotterraneo, generalmente molto ridotto, avviene lungo percorsi condizionati dalla distribuzione ed orientazione delle fratture e che portano spesso all'emergenza delle acque sotterranee lungo i versanti delle valli.

3.4. - COMPLESSO DELLE ROCCE CRISTALLINE DELLE UNITÀ TETTONOMETAMORFICHE VOLTRI E VALOSIO

Il complesso delle Unità Tettonometamorfiche Voltri e Valosio, caratterizzato da rocce cristalline, presenta un tipo di permeabilità per fessurazione e un grado di permeabilità da basso a molto basso.

Localmente è possibile osservare limitati fenomeni di carsismo all'interno del complesso carbonatico-metapelitico dell'Unità tettonometamorfica Valosio.

Le principali discontinuità tettoniche impostate in corrispondenza delle unità cristalline creano settori a permeabilità più elevata che favoriscono la risalita di fluidi termali in superficie nell'area di Acqui Terme - Visone. Le emergenze calde (18-40° C) a chimismo cloruro-sodico-solfato-calcico rappresentano il recapito di circuiti idrici di originarie acque meteoriche infiltratesi in aree di ricarica collocabili nelle Alpi Liguri, nelle unità intensamente fratturate dell'Unità tettonometamorfica Voltri, ad un'altitudine di circa 1200 m. Tali acque meteoriche acquisiscono caratteristiche termali in profondità e poi risalgono in superficie attraverso le discontinuità tettoniche della zona.

3.5. - LA ZONA GEOTERMALE DI ACQUI TERME

Le acque termali di Acqui Terme e di Visone sono conosciute sin dai tempi dei Romani, come testimoniato da documentazioni scritte e dai resti dell'acquedotto

che portava le acque fredde alla zona delle emergenze termali.

L'origine delle acque termali non sembra connessa alla presenza di una anomalia geotermica profonda, ma è interpretata come il risultato della risalita in superficie di acque meteoriche profonde attraverso superfici di faglia che metterebbero a contatto le rocce fratturate dell'Unità di Voltri con le successioni marnose della successione oligocenico-miocenica (ed in particolare le marne di Rigoroso). La zona di ricarica sarebbe costituita dai rilievi delle Alpi Liguri dalle quali le acque si sarebbero infiltrate, a partire da un'altitudine di circa 1200 m, attraverso i reticoli interconnessi di fratture delle unità metaofiolitiche.

Dopo avere acquisito caratteristiche termali in profondità (BORTOLAMI *et alii*, 1984; MARINI *et alii*, 2000), tali acque raggiungerebbero il sottosuolo della zona di Acqui Terme-Visone a profondità mediamente comprese tra i 400 ed i 600 m, con locali variazioni dovute al rigetto combinato dei diversi sistemi di faglie presenti. Tali faglie non sono state rappresentate nel Foglio Acqui Terme in quanto sepolte dai depositi alluvionali del T. Bormida, ma alcune di esse possono essere "immaginate" estrapolandone i diversi segmenti affioranti su entrambi i versanti dell'alveo del T. Bormida.

Le emergenze calde (18-40° C nella zona Bagni-Visone e circa 70° C nel concentrico di Acqui Terme, in corrispondenza della sorgente "La Bollente") presentano chimismo cloruro-sodico-solfato-calcico e sono il prodotto di riequilibrazioni geochimiche avvenute in *reservoirs* profondi alle temperature di 120-130° C (MARINI *et alii*, 2000).

I caratteri geochimico-isotopici delle acque indicano una loro contaminazione da sostanza organica (idrocarburi?) con successiva riduzione della componente solforica da parte di agenti batterici. Inoltre, è da sottolineare che la concentrazione di carbonato di calcio che esse presentano richiederebbe un attraversamento non solo delle metaofioliti dell'Unità Voltri, ma anche di ipotetiche successioni carbonatiche profonde. Non è da escludere però che gli ingenti fenomeni di carbonatazione sin-tettonica e paleo-idrotermale subiti dalle metaofioliti dell'unità Voltri ("listveniti" ben evidenti ad es. nella zona di taglio di Grogna) possano giustificare la presa in carico di una non trascurabile componente carbonatica da parte delle acque circolanti.

3.6. - GEOTURISMO

3.6.1. - *L'Ecomuseo della Pietra e della Calce di Visone* (a cura di Paola Allemani, responsabile dell'Ecomuseo)

L'Ecomuseo della Pietra e della Calce di Visone nasce con l'obiettivo di va-

lorizzare l'ex-area industriale delle cave di pietra calcarea situate a Sud-Ovest di Visone e di mettere in luce gli aspetti relativi all'identità territoriale e alla lunga tradizione della lavorazione della Pietra di Visone.

Il progetto dell'ecomuseo, tuttora in corso di completamento, è inserito dal 2004 nella Rete degli Ecomusei della Regione Piemonte e prevede la riqualificazione delle cave e il restauro conservativo della Fornace Canepa. Un percorso museografico nell'area di estrazione permette di visitare i monumenti e i manufatti in Pietra di Visone diffusi sul territorio e di ripercorrere i tragitti degli scalpellini e dei minatori e le fasi della produzione della calce.

La Pietra di Visone, utilizzata fin dall'epoca romana in virtù della facile lavorabilità e relativa accessibilità degli affioramenti, ha orientato l'economia del paese di Visone nei secoli successivi. L'impiego di questo materiale è stato però discontinuo nel corso dei secoli: la Pietra di Visone ricorre maggiormente nei manufatti d'epoca romana e rinascimentale e sembra essere stata particolarmente apprezzata in queste epoche, considerato che rientra quasi sempre all'interno di apparati decorativi.

Esempi significativi sono alcuni reperti archeologici conservati al Museo Archeologico ed elementi architettonici presenti nel Duomo, in molti palazzi signorili del centro storico di Acqui Terme e nella Basilica di Santa Croce di Bosco Marengo, dove la Pietra di Visone è impiegata accanto alle varietà più pregiate di materiali, tra cui marmo cipollino e africano. Durante il Medioevo, per il quale si riscontra principalmente l'uso di arenarie e generalmente di materiale non di cava, la Pietra di Visone fu però assai poco utilizzata.

Più recentemente, l'impiego della Pietra di Visone per la produzione di calce ha fortemente caratterizzato l'identità del territorio, come testimoniato dai resti degli impianti industriali del XIX e XX secolo, tuttora visibili in regione Chiodi e in regione Groppi. In particolare, l'attività delle ditte Canepa e Zanoletti realizzò una situazione di convivenza tra metodi tradizionali per la produzione della calce, con uso di carri e cavalli per il trasporto dei semifiniti (ditta Canepa) e impiego di mezzi meccanizzati di taglio "industriale" (ditta Zanoletti).

3.6.2. - *Museo Paleontologico "G. Maini" di Ovada.*

Il Museo Paleontologico di Ovada, dedicato a Giulio Maini, naturalista ovaese, è ospitato nella chiesa di Sant'Antonio, di origine trecentesca. La collezione fu donata da Giulio Maini alla città di Ovada che, in collaborazione con la Soprintendenza per i Beni Archeologici e la Regione Piemonte, ha realizzato il Museo. L'esposizione, che abbina alla valenza scientifica una forte impronta didattica, prende avvio dall'illustrazione delle principali tematiche connesse allo studio dei

fossili, per poi passare alla descrizione delle diverse ere geologiche. Di queste sono sintetizzati i caratteri generali, soprattutto in riferimento alla storia evolutiva dei diversi organismi viventi e del loro paleoambiente naturale. Si segnala la presenza di molteplici resti fossili provenienti dalla regione di Ovada, quali esemplari di alcuni granchi fossili, tra cui la specie *Calappilia mainii* (scoperta dallo stesso Maini), oltre a molluschi, coralli e fossili di specie vegetali.

XII - ABSTRACT

The n. 194 “Acqui Terme” sheet of the Geological Map of Italy is located in the “Alto Monferrato” geographical region, that corresponds to the south-eastern sector of the geological domain known as Tertiary Piedmont Basin (TPB). The TPB consists of a sedimentary succession of mainly terrigenous deposits that unconformably overlies non-metamorphic Ligurian units as well as tectono-metamorphic units of the Ligurian Alps.

The stratigraphic succession of the “Acqui Terme” sheet spans in age since Early Oligocene to Quaternary and rests onto a metamorphic basement made up of metaophiolites and relative metasediments (Voltri tectonometamorphic Unit) which includes tectonic slices of polymetamorphic continental crust (Valosio tectonometamorphic Unit).

Within the stratigraphic succession, nine regional unconformities (D1 to D8) are recognized that allow to subdivide it into eight synthems.

The synthem I is introduced by continental and shallow water coarse-grained sediments of the Molare formation (Lower Oligocene), that are followed by slope fine-grained and silica-rich deposits of the Rigoroso formation and of the siliceous member of Montechiaro d’Acqui Formation (Oligocene - Lower Burdigalian).

The synthem II consists of shallow water bioclastic ramp deposits followed by outer ramp glauconitic sediment and emipelagic slope marls (Visone Formation) of Burdigalian age that pass toward basin to slope silica-rich marls (Montechiaro d’Acqui Formation - calcareous marly member).

The synthem III is introduced by turbidite deposits of Upper Burdigalian

and Lower Langhian age (Serole and Cortemilia formation), that are followed by Lower Langhian slope sediments (Bistagno Formation) and by outer shelf to slope sediments (Cessole formation). The synthem is closed, to the east, by Serravallian shelf deposits (Serravalle formation), to the west by Serravallian-Tortonian turbidite sediments (Cassinasco formation) and by slope sediments of the lower part of the marne di Sant'Agata Fossili (Tortonian).

The synthem IV is made up of Tortonian chaotic sediments (Complesso caotico di Rocca Grimalda), intra-slope resedimented carbonates (calcarenitic member of the marne di Sant'Agata Fossili; Tortonian), followed by- and heteropically grading into slope sediments of the upper part of the marne di Sant'Agata Fossili Formation (Tortonian-Lower Messinian) and is closed by the euxinic and evaporite slope deposits of the Nizza Monferrato member (Messinian).

The synthem V consists of Upper Messinian chaotic sediments (complesso caotico della Valle Versa).

The synthem VI consists of shallower Upper Messinian fluvio-deltaic deposits (conglomerati di Cassano-Spinola).

The synthem VII consists of Lower Pliocene bathyal sediments (lower portion of Argille Azzurre).

The synthem VIII consists of Lower Pliocene slope and outer shelf marine sediments (middle and upper portion of Argille Azzurre) followed by shallow water sands (Sabbie di Asti) and finally by tide-dominated delta front and delta plain sediments of Middle Pliocene age (sabbie di Ferrere).

In the Acqui Terme sheet Quaternary continental sediments, referred to Early Pleistocene-Holocene, widely occur. These consist both of vertically stacked, laterally continuous fluvial deposits and terraced fluvial sediments of ancient rivers, incised by present-day watercourses.

The structural setting of the "Foglio 194 Acqui Terme" is characterized in its southern part by the Voltri and Valosio Alpine tectono-metamorphic units, that are gently folded and locally thrust onto the Molare and Rigoroso formations by NW-SE transpressive fault systems that run for several kilometers and depict a mosaic-like fault pattern. These steep faults and their associated tight to open folds, induced a remarkable deformation of the synthem I. The synthem II to IV are affected by transtensive and strike-slip faults, with local remarkable offsets, while the synthems V to VIII are affected only by very poor brittle deformation, consisting of localized individual faults whose length rarely is more than one kilometer.

LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY UNITS

UNDIFFERENTIATED UNITS ACCORDING TO THE PERTAINING DRAINAGE BASIN

Ubiquitous units under deposition

Diamicton with silty-clayey and sandy-gravelly matrix including heterometric angular or rounded clasts and blocks; loosened portions of bedrock, sometimes of large dimensions (landslide deposits) (**UID_{a1}**). *HOLOCENE - PRESENT*

Fully-developed ubiquitous units

Diamicton with silty-sandy matrix, including heterometric angular clasts and blocks, sometimes of large dimensions, developed at expense of the other superficial deposits or bedrock (landslide deposits). In a few cases, the original litho-structural characteristics of the bedrock are still visible inside the landslide body (**UIN_{a1}**). *UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

MARANZANA SYNTHEM (Villafranchiano *Auct.*)

Lenticular braided bodies made up of coarse-tail graded, planar cross-bedded and weakly cemented gravels and sandy gravels. The well-rounded clasts mainly consist of serpentinites and metabasites (to the east) and quartzites (to the west). These sediments are severely weathered, in the southern belt. Clayey lenticular bodies are also present (**MRZ**). Braided stream and flood plain deposits. *LOWER PLEISTOCENE (CALABRIAN) ?*

DIFFERENTIATED UNITS ACCORDING TO THE PERTAINING DRAINAGE BASIN

Belbo, Bormida and Orba basins

CAIRO MONTENOTTE SYNTHEM

Rocchetta Cairo Subsynthem

Clast-supported gravelly and gravelly-sandy fluvial deposits, locally matrix-supported, fresh or slightly weathered (2.5Y 6/3-4/3). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size; blocks of pluridecimetre size occasionally occur. Gravelly deposits are covered by a few metres thick (1-4 m)

overbank deposits, made up of sands with planar to wavy lamination or massive silts and silty-sands with little clasts; overbank deposits contain decimetre clast-supported gravelly lenses. Deposits form the present flood-plains of the Belbo, Bormida and Orba River, or terraces perched less than 8 m above the streambeds. The maximum thickness of the deposits is 25 m. Fresh or slightly weathered silts, sandy silts and silty sands containing heterometric clasts, forming the present floodplains of the tributary streambeds (**CMT₃**). *HOLOCENE - PRESENT*

Dego Subsynthem

Fluvial deposits made up of clast-supported sandy gravels and matrix-supported gravelly sands, slightly weathered (2.5Y 4/4 - 10YR 4/4). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size (30-40 cm); blocks of pluridecimetre size (< 1 m) occasionally occur. Gravelly deposits are locally covered by a decimetre to metre thick overbank deposits, made up of silty sands with planar lamination or massive. Deposits form broad terraces perched 10-15 m above the streambeds. The maximum preserved thickness of the deposit is 25 m (**CMT₂**). *Uppermost part of the UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE*

Saliceto Subsynthem

Fluvial deposits made up of clast-supported sandy gravels and matrix-supported gravelly sands, crudely bedded and slightly weathered (10YR 4/6-4/3). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size; blocks of pluridecimetre size occasionally occur. Gravelly deposits are locally covered by a decimetre thick overbank sandy silty deposits. Deposits form broad terraces perched 15-25 m above the streambeds. The maximum preserved thickness of the deposits is 15 m (**CMT₁**). *Uppermost part of the UPPER PLEISTOCENE*

MERANA SYNTHM

Badia Vecchia Subsynthem

Fluvial deposits made up of clast-supported or matrix-supported sandy gravels and gravelly sands, slightly weathered (10YR 5/6 - 7.5YR 4/6). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size; several blocks of pluridecimetre size occur. Gravelly deposits are locally covered by a decimetre thick overbank sandy silty massive deposits. Deposits form terraces perched 25-30 m above the streambeds. The maximum preserved thickness of the deposits is 15 m (**MEA₄**). *UPPER PLEISTOCENE*

Pian del Gatto Subsynthem

Fluvial deposits made up of clast-supported and matrix-supported sandy

gravels and gravelly sands, moderately weathered (10YR 4/4 - 7.5YR 5/6). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size; several blocks of pluridecimetre size (< 1 m) occur. Gravelly deposits are locally covered by a decimetre-metre thick (max 1-2 m) overbank sandy silty sediments. Deposits form terraces perched 30-40 m above the streambeds. The maximum preserved thickness of the deposits is 20 m (**MEA₃**). *UPPER PLEISTOCENE*

Madonna della Neve Subsynthem

Fluvial deposits made up of clast-supported and matrix-supported sandy gravels, containing centimetre levels of sands with planar lamination, and gravelly sands. Moderately weathered (10YR 10/6 - 7.5YR 5/8), the deposits are occasionally covered by a metre thick overbank silty and sandy silty sediments. Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size; blocks of pluridecimetre size (< 80 cm) occasionally occur. Deposits form terraces perched 40-60 m above the streambeds. The preserved deposits are few metres thick (**MEA₂**). *UPPER PLEISTOCENE*

Acqui Subsynthem

Fluvial deposits made up of clast-supported and matrix-supported sandy gravels and gravelly sands, moderately weathered (10YR - 7.5YR). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size. Deposits form terraces perched 60-70 m above the streambeds. The preserved deposits are few metres thick (**MEA₁**). *Lowermost part of UPPER PLEISTOCENE*

TORRE BORMIDA SYNTHEM

Monte Subsynthem

Fluvial deposits made up of matrix-supported gravelly sands and sandy gravels, locally clast-supported, moderately weathered (7.5YR 5/8-4/6). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size; blocks of pluridecimetre size occasionally occur. Gravelly deposits are locally covered by a decimetre thick overbank silty and sandy silty sediments. Deposits form terraces perched 65-75 m above the streambeds. The maximum preserved thickness of the deposits is 3-4 m (**TBM₄**). *Lowermost part of UPPER PLEISTOCENE ?*

Cassine Subsynthem

Fluvial deposits made up of matrix-supported gravelly sands and sandy gravels, locally clast-supported, moderately weathered (7.5YR 5/8). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size. Deposits are locally covered by a decimetre thick overbank silty and sandy silty deposits.

Deposits form terraces perched 60-85 m above the streambeds. The preserved deposits are few metres thick (**TBM₃**). *MIDDLE PLEISTOCENE ?*

Mombaldone Subsynthem

Fluvial deposits made up of matrix-supported gravelly sands and sandy gravels, locally clast-supported, moderately weathered (7.5YR 5/8 - 5YR 5/8). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size; blocks of pluridecimetre size (< 60 cm) occasionally occur. Deposits are locally covered by a decimetre thick overbank silty and sandy silty deposits. Deposits form terraces perched 90-100 m above the streambeds. The preserved deposits are few metres thick (**TBM₂**). *MIDDLE PLEISTOCENE ?*

Spigno Monferrato Subsynthem

Fluvial deposits made up of matrix-supported gravelly sands and sandy gravels, locally clast-supported, moderately weathered (7.5YR - 5YR). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size. Deposits form terraces perched 115-125 m above the streambeds. The preserved deposits are few metres thick (**TBM₁**). *MIDDLE PLEISTOCENE ?*

PIANDENDICE SYNTHEM

Fluvial deposits made up of clast-supported sandy gravels, moderately or highly weathered (7.5YR 4/4 - 2.5YR 5/8), often crossed by veinlets of iron-manganese oxides. Clasts are well rounded with centimetre to decimetre size. Highly weathered silts (5YR 4/6 - 2.5YR 5/8) with carbonatic concretion. Deposits form terraces perched 60-180 m above the streambeds. The maximum preserved thickness of the deposits is few tens of meters (**PND**). *Upper part of LOWER PLEISTOCENE ?*

MOIRANO SYNTHEM

Fluvial deposits made up of clast-supported sandy gravels, locally matrix-supported, moderately or highly weathered (7.5YR 4/6 - 5YR 6/8). Clasts are subrounded to well rounded with centimetre to decimetre size. Deposits form terraces perched 160-245 m above the streambeds. The maximum preserved thickness of the deposits is 3-4 m (**TBM₄**). *Upper part of LOWER PLEISTOCENE ?*

Discontinuity surface (D8)

PALEOGENE-NEOGENE SUCCESSION

Sabbie di Ferrere (Villafranchiano *Auct.*)

Alternation of decimetre-thick beds of partially cemented, trough or planar (herring-bone) cross-bedded, sands and gravelly sands, with layers of silty clays in the uppermost portion of the unit. Flaser-bedding is a remarkable feature of sandy deposits. The lower-middle portion of the unit is characterized both by well developed burrows, referable to the ichnogenus *Ophiomorpha* and canalized, cross-bedded gravel bodies. Planar-parallel and wavy-bedded clayey layers are scarcely bioturbated. Clasts mainly consist of sepiolites and quartzites. Littoral, tide-dominated delta front and delta plain deposits (**SFR**). *PIACENZIAN*

Sabbie di Asti

Yellowish to grey coloured, fine to coarse-grained bioturbated sands. They are locally cemented and show peculiar (locally concreted) concentrations of bivalves and gastropods. Planktonic foraminifers biozone MP14. Outer to inner shelf deposits (**AST**). *ZANCLEAN-PIACENZIAN* ?

Argille Azzurre

Beige to grey-light-blue, poorly bedded and bioturbated marls. Fossil content mainly consists of bivalves, gastropods, echinoids, pteropods, benthonic and planktonic foraminifers, and abundant plant debris. The uppermost part of the succession shows a gradual increase in the terrigenous fraction. Planktonic foraminifer biozones MP11-MP14a. Bathyal, slope to outer-shelf deposits (**FAA**). *ZANCLEAN*

These include the Discontinuity surface D7 that however can not be mapped since it cannot be clearly distinguished in outcrop.

Discontinuity surface (D6)

GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA

Conglomerati di Cassano Spinola

Alternation of homogeneous and graded (decimetre to metre) sandy beds and thinly laminated (decimetre) clayey beds, locally yielding brackish-water mollusks (*Theodoxus* sp.) (**CCS**). Both scattered and laterally persistent coarse-grained (conglomeratic and arenitic) bodies are present (**CCS_a**). Fan-delta deposits. *UPPER MESSINIAN*

Discontinuity surface (D5b)

Complesso caotico della Valle Versa

Chaotic complex consisting of blocks of different composition and size (from decimetres up to some hundreds of metres) floating in a fine-grained clayey matrix (**CTV**). The blocks consist of both cemented masses and slightly deformed slabs of unconsolidated sediments. The cemented blocks are composed of: primary selenitic and laminated gypsum and gypsumrudites (**gs**); dolostones and vuggy dolomitic limestones (“evaporitic carbonates”, **ce**); fossils-bearing micritic limestones (**mf**), methane-derived carbonates (**md**); trough cross-bedded hybrid arenites, referable to the calcarenitic Member of the “marne di Sant’Agata Fossili” (**sf**). The slabs of unconsolidated sediments consist of: thinly bedded clays and silty clays of the Nizza Monferrato member of the Vena del Gesso Formation (**ge**); planktic foraminifer-rich marls, referable to the “marne di Sant’Agata Fossili” (**sa**); alternation of marls and sandstone, referable to the “marne di Cessole” (**cd**). The matrix in which the blocks are enclosed, generally poorly exposed, consists of mud breccias with millimetre to centimetre-sized non cemented clasts of marls and mudstones.

Mass transport deposits, related to sedimentary instability, triggered by tectonic deformation, probably accompanied by gas-hydrates dissociation. *UPPER MESSINIAN*

Discontinuity surface (D5a)

Formazione della Vena del Gesso

Nizza Monferrato member

Thinly stratified and laminated clayey to sandy deposits, in which a primary laminated microcrystalline gypsum bed (only 2.5 m thick) is recognizable, that wedges out eastwards.

Slumped intervals are widespread within the shales both below and above the gypsum bed; scattered irregular carbonate and sulphate diagenetic masses are present throughout the succession. Fossil content mainly consists of abundant and perfectly preserved leaves, fish remains and dragonfly larvae. Millimetre diatomitic laminae are also present. Euxinic and evaporite slope deposits (**VGS₃**).

MESSINIAN P.P.

Marne di Sant’Agata Fossili

Bioturbated grey foraminifers-rich marls, showing a gradual transition, toward the top, into a rhythmic alternation of marls and organic-rich extremely laminated mudstones (**SAF**). In the lower part of the Formation decimetre-thick beds of diatomites and centimetre-thick thinly laminated and silicified horizons (containing abundant fish plates and plant debris) are present. These

characteristic sediments are especially abundant below the basal surface of the calcarenitic member (**SAF₁**), in the eastern sector, where siliceous arenites (spongolites) and primary dolomite beds, are strictly associated with diatomites. Calcareous nannofossils biozones MNN8-MNN11. Slope emipelagic deposits.

TORTONIAN - LOWER MESSINIAN

Calcarenitic member

Alternation of bed sets consisting of chaotic intervals and rudstones-grainstones and bed sets made up of diatomites, siliceous arenites (spongolites) and primary dolomite beds. Chaotic layers (maximum thickness 10 m) consist of blocks of rudstones and diatomitic intraclasts, floating in a sandy matrix; in the rudstones and grainstones, that form planar-parallel bedded tabular bodies or cross-bedded lenticular bodies, bioclasts mainly consist of fragments of bivalves, gastropods, bryozoa, calcareous red algae, echinoids, corals, annelids, benthonic and planktonic foraminifers. Carbonate ramp - basin transition resedimented deposits (**SAF₁**). *TORTONIAN*

Complesso caotico di Rocca Grimalda

Chaotic complex consisting of a predominant poorly consolidated “groundmass” (**CGF**), and of subordinated cemented blocks. The groundmass is composed of markedly deformed slabs of marly-arenaceous sediments (mostly referable to the “marne di Cessole”) and locally of breccias with arenitic cemented clasts floating in a sandy to marly matrix. The blocks (**CGF_{se}**), that range in size from few meters up to several hundreds of meters, are composed of cemented cross-bedded hybrid arenites, referable to the Serravalle formation. Mass transport deposits, related to sedimentary instability, triggered by local tectonic deformation. *TORTONIAN*

Discontinuity surface (D4)

Formazione di Cassinasco

Thick and very thick beds of medium to coarse-grained arenites; they are mainly amalgamated and locally separated by thin mudstone divisions. Subordinated of regular alternations of medium and thick beds of arenites and mudstones are present. The amalgamated arenaceous beds generally show normal graded bedding. The Formation consists, as a whole, of metre to pluridecametre-thick arenaceous tabular sedimentary bodies separated by alternations of medium to thick sandy and muddy beds. The arenite/mudstone ratio decrease toward the top. Calcareous nannofossils biozones MNN6-MNN8a. Overfed outer fan and/or slope apron turbidite deposits (**CSI**). *SERRAVALLIAN - LOWER TORTONIAN*

Formazione di Serravalle

Crudely bedded alternation of medium beds, made up of well-bioturbated medium to coarse-grained arenites and siltites. Single beds are 10-20 cm thick and form pluridecametre-thick bed sets. Arenitic beds are sharp-based, they show normal grading, but a crude plane-parallel bedding. In the finer-grained silty divisions isolated ripple sets are recognizable. Abundant bioclasts, represented by bivalves and scaphopods, are present within the coarse-crained divisions. Calcareous nannofossils biozones MNN6-MNN7. Inner shelf deposits (**SEV**). *SERRAVALLIAN*

Marne di Cessole

Marls and homogeneous silty-marls, bioturbated, with a decimetre to metre bedding and silty-sandstones in centimetre-decimetre thick beds, that are more abundant at the top of the formation. In the Estern part of the sheet, in the upper part of the formation are present decimetre to metre-thick beds of fine to middle sandstones, normally graded and bioturbated. Calcareous nannofossils biozone MNN5a-MNN5b. Outer shelf deposits (**CES**). *UPPER LANGHIAN P.P.*

Formazione di Bistagno

Thin bedded marly and silty-marls with different degree of silicification, characterized by a typical brownish to reddish alteration coat. Middle to fine sandstones in decimetre to metre-thick beds are also present. The silicified levels are localized at the bottom and the top of the formation. Calcareous nannofossils biozones MNN4b-MNN5a. Slope deposits (**BIG**). *LOWER LANGHIAN P.P.*

Formazione di Cortemilia

Middle to fine sandstones and silty marls in decimetre to metre-thick beds, locally amalgamated. The sandstone beds show normally gradation, planar parallel lamination and are characterized by an abundant content in plant remains. Calcareous nannofossils biozones MNN3b-MNN4b. Outer fan, basin plain deposits (**COM**). *UPPER BURDIGALIAN P.P. - LOWER LANGHIAN P.P.*

Formazione di Serole

Fine to very fine sandstones in dm-thick beds and silty marls in decimetre-thick beds. The sandstone beds, normally graded, show a sharp, erosional base. Calcareous nannofossils biozones MNN3a-MNN3b. Outer fan and slope turbidite deposits (**SEO**). *UPPER BURDIGALIAN P.P.*

Discontinuity surface D3

Formazione di Visone

Marly-glaucinitic member

Homogeneous calcareous marls, bioturbated (*Zoophycos*), with echinids, bivalves, *Teredo*. At the base is present a 1 to 2 metre-thick level of hybrid arenites with glaucony and glauconarenites strongly bioturbated. In the Western sector (Cavatore, Calionga Valley) decimetre-thick beds of hybrid arenites with glaucony and glauconarenites are present also in the upper part of the member. Calcareous nannofossils biozones MNN3a-MNN3b. Outer ramp deposits, with low sedimentation rate, evolving in the upper part in hemipelagic slope deposits (**VIS₂**). *UPPER BURDIGALIAN P.P.*

Calcareous member

Biocalcirudites and biocalcarenites in dm-thick beds. The fossil content is represented by larger foraminifera (*Operculina*, *Miogypsina*, *Amphistegina*), calcareous red algae, echinoderms, bivalves, bryozoa, balanids and serpulids. This member is present exclusively in the Acqui Terme area where reaches a maximum thickness of 22 m. Carbonate ramp deposits with heterozoan association (**VIS₁**). *BURDIGALIAN*

Formazione di Montechiaro d'Acqui

Calcareous-marly member

Calcareous marls with a roughly metre-bedding, locally silicified. At the bottom decimetre to metre-thick beds of resedimented glauconarenites, hybrid arenites with glaucony and biocalcarenites rich in larger foraminifera (*Amphistegina*, *Operculina*, *Sphareogypsina*), calcareous red algae, and bivalves are present (**cg**). At the top thin bedded marls and silicified marls are present. Calcareous nannofossil biozones MNN2a-MNN3a. Slope deposits (**MTH₂**). *BURDIGALIAN P.P.*

Discontinuity surface D2

Siliceous member

Thin bedded marls and silicified silty-marls, characterized by a typical reddish alteration coat. The fossil content is represented by pteropods, radiolarians and sponge spicules. Sandstones in centimetre to decimetre-thick beds, normally graded, are also present. Calcareous nannofossils biozones MNN1d-MNN2a.

Hemipelagic slope deposits with a significant biogenic silica content (**MTH₁**).
BURDIGALIAN P.P. - LOWER BURDIGALIAN P.P.

Marne di Rigoroso

Marly member

Marls and silty marls organized in decimetre-thick beds. Locally, decimetre-thick layers of sandstones characterized by sharp base, normally graded and with parallel lamination at the top occur. In the Western part of the sheet lenticular bodies are present; they are continuous for tens of meters and consist of middle to coarse sandstones organized in decimetre-thick beds in alternances with cm-thick beds of marls. Calcareous nannofossils biozones MNP23-MNN1. Hemipelagic slope deposits (**RIO₃**). *RUPELIAN P.P. - AQUITANIAN P.P.*

Cassinelle sandstone member

Middle to coarse grained sandstones, organized in decimetre-thick beds, normally graded. Only in the South-Eastern part of the sheet the sediments are frequently strongly bioturbated (icnogenera *Thalassinoides*, *Chondrites* and *Zoophycos*). At the base of the member conglomerates can be present (Cassinelle area) containing levels rich in larger foraminifera (*Lepidocyclina*). Larger foraminifera biozone SB22a. Platform resedimented deposits (**RIO₂**). *RUPELIAN P.P.*

Silty-arenitic member

Decimetre to metre-thick bedded sandstones and siltstones, locally bioturbated, with fossils (*Operculina complanata*, *O. gr ammonoides*, gastropods and bivalves). Calcareous nannofossils biozone MNP23. Outer platform deposits (**RIO₁**). *RUPELIAN P.P.*

Formazione di Molare

Arenaceous-microconglomeratic member

Middle to coarse grained sandstones and bioclastic sandstones, bioturbated, organized in decimetre to metre-thick normally graded beds. Conglomerates and microconglomerates in cm-dm beds are present. The clasts consists of metabasites, serpentinites, micascists and quartz. Locally parallel laminations and hummocky cross stratification can be recognized. The fossil content is represented by larger foraminifera (*Nummulites fichteli*, *N. vascus*, *N. bouillei*, *Operculina complanata*), bivalves, gastropods, echinoderms, bryozoa, calcareous red algae, scaphopods and single corals. Larger foraminifera biozone SB22a. Mixed carbonate-siliciclastic ramp deposits (**MOR₃**). *RUPELIAN P.P.*

Conglomeratic member

Conglomerates characterized by a various amount of sandy matrix, organized in metre beds normally graded. Discontinuous coarse sandstone bodies can occur. The cm to m clasts consist of metabasites, serpentinites, micascists and only near the Orba valley, of dolostones, limestones and chert. Locally dm-thick beds rich in carbonified and carbonised plant remains are present. Alluvial deposits (**MOR₂**). *RUPELLAN P.P.*

Ciglione breccias member

Roughly metre bedded monogenic breccias characterized by a various amount of sandy-silty matrix. The clasts, cm to dm in diameter, consists of metabasites and serpentinites. This member occurs only in the Ciglione sector. Continental slope breccias (**MOR₁**). *RUPELLAN P.P.*

Discontinuity surface D1

VOLTRI TECTONOMETAMORPHIC UNIT

Turchino calcschists

Phyllitic to calcareous calcschists associated to meter-wide intercalations of impure marbles (**TUR**), with mineral assemblages characterized by white micas ranging from phengitic to muscovitic composition and sometimes by tourmaline, chloritoid, chlorite and pyrite. The schistosity surfaces can be related to several deformative events. *UPPER JURASSIC ? - UPPER CRETACEOUS ?*

Rossiglione metabasites

Massive to layered metabasalts and meta pillow-breccias with greenschist assemblages characterized by albite, epidote, chlorite and actinolite (**MIV**) with preserved relics of older high-pressure low-temperature metamorphic assemblages. *MALM ?*

Bric Mazzapiede metagabbros

Massive to flaser meta Mg-gabbros, pervasively re-equilibrated under greenschists metamorphic conditions, with variably preserved magmatic fabric (**MBM**). *MALM ?*

Bric del Dente serpentine schists

Antigoritic serpentine schists, associated to bodies of massive serpentinites,

pervasively re-equilibrated under greenschists metamorphic conditions (SNV). Mineral assemblages are defined by antigorite, magnetite \pm chlorite \pm diopside \pm tremolite \pm ankerite \pm Ti-clinohumite. Locally, due to hydrothermal alteration by carbonaceous fluids, they have been transformed into carbonatised serpentinites (listvenites). *DOGGER ? - MALM ?*

VALOSIO TECTONOMETAMORPHIC UNIT

Carbonaceous-metapelitic complex

Micaschists to impure marbles with mylonitic fabrics and mineral assemblages characterized by quartz, white micas, albite, chlorite, carbonate, chloritoid, garnet and biotite (UVL); intercalations of metabasites (UVL_m) and calc-micaschists with levels of impure marbles (UVL_c). Locally, hydrothermal carbonaceous fluids have transformed these rocks into carbonatised micaschists. *PRE-UPPER CARBONIFEROUS*

Gneissic complex

Undifferentiated acid gneiss and paragneiss, micaceous quartzites and quartz-micaschists, with mylonitic fabrics and pervasive greenschist metamorphic re-equilibration (UVV). Augen orthogneisses (UVV_g), quartzites and metaconglomerates (UVV_q), metabasites boudins (UVV_m) and levels of impure marbles. Locally, the quartzites have been transformed in carbonatised quartzites by hydrothermal carbonaceous fluids. *PRE-UPPER CARBONIFEROUS*

BIBLIOGRAFIA

- ALLASINAZ A., GELATI R., GNACCOLINI M., MARTINIS B., OROMBELLI G., PASQUARÈ G. & ROSSI P.M. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1/100.000 - Foglio 82 Genova (scala 1:100.000)*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 134 pp.
- AMOROSI A., RICCI LUCCHI F. & TATEO F. (1995) - *The Lower Miocene siliceous zone: a marker in the palaeogeographic evolution of the northern Apennines*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **118**: 131-149.
- AMENDOLIA M. & CAPPONI G. (1985) - *Fasi deformative ed interpretazione strutturale del Gruppo di Voltri: primo contributo*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**: 297-309.
- ARGAND E. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **14**: 145-192.
- BACKMAN J. & SHACKLETON N.J. (1983) - *Quantitative biochronology of Pliocene and Early Pleistocene calcareous nannoplankton from Atlantic, Indian and Pacific Oceans*. *Marine Micropaleontology*, **8**: 141-170.
- BADLEY M.E. (1987) - *Practical seismic interpretation*. AGIP: 274 pp.
- BASILICI G., MARTINETTO E., PAVIA G. & VIOLANTI D. (1997) - *Paleoenvironmental evolution in the Pliocene marine-coastal succession of Val Chiusella (Ivrea, NW Italy)*. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **35** (1): 25-32.
- BATTINI F. (1999) - *Analisi Geologica e Morfodinamica di Sessame (At), finalizzata allo studio della paleofrana del concentrico e di altri dissesti periferici*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università di Genova (inedita).
- BELLARDI L. & SACCO F. (1872-1904) - *I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria*. *Mem. R. Acc. Sc. Torino*.
- BELLARDONE G. (1997) - *5-6 novembre 1994. La piena del torrente Belbo*. *Struttura Studi e Ricerche Banca dati Geologica, Quaderno 9*: 39 pp.
- BELLINI A. (1966) - *La geologia del Monte Laione*. *Atti Ist. Geol. Univ. Genova*, **4**: 3-41.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. & AUBRY M.P. (1995) - *A revised geochronology and chronostratigraphy*. In: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBRY & J. HARDENBOL (Eds.), *Geochronology, times scales and global stratigraphic correlation*. *SEPM, Spec. Publ.*, **54**: 129-212.

- BIELLA G., POLINO R., DE FRANCO R., ROSSI P.M., CLARI P., CORSI A. & GELATI R. (1997) - *The crustal structure of the western Po plain: reconstruction from the integrated geological and seismic data*. Terra Nova, **9**: 28-31.
- BIELLA G.C., GELATI R., LOZEJ A., ROSSI P.M. & TABACCO I. (1988) - *Sezioni geologiche nella zona limite Alpi occidentali-Appennino settentrionale ottenute da dati geofisici*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 287-292.
- BOANO P. & FORNO M.G. (1999) - *La successione "villafranchiana" nell'area di Castelnuovo Don Bosco (Asti)*. Il Quaternario, **12** (2): 161-194.
- BOHRMANN G., GREINERT J., SUESS E. & TORRES M.E. (1998) - *Authigenic carbonates from the Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate instability*. Geology, **26** (7): 647-650.
- BONI A. & CASNEDI R. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Fogli 69 e 70 Asti e Alessandria*. Poligrafica & Carvalori, Ercolano: 64 pp.
- BONI A. & SELLI R. (1971) - *Serravallian*. Giorn. Geol., **37**: 181-188.
- BORTOLAMI G., CRAVERO M., OLIVERO G.F., RICCI B. & ZUPPI G.M. (1983) - *Chemical and isotopic measurements of geothermal discharges in the Acqui Terme district, Piedmont, Italy*. Geothermics, **12**: 185-197.
- BOZZO E., CAMPI S., CAPPONI G. & GIGLIA G. (1992) - *The suture between the Alps and the Apennines in the Ligurian sector based on geological and geomagnetic data*. Tectonophysics, **206**: 159-169.
- BROOKS J.M., FIELD M.E. & KENNIKUTT M.C. (1991) - *Observations of gas hydrates in marine sediments, offshore northern California*. Mar. Geol., **96**: 103-109.
- BRUNO E. (1965) - *Ricerche petrografiche sugli scisti cristallini affioranti nella Valle del Visone*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **99**: 785-802.
- CABELLA R., CORTESOGNO L. & GAGGERO L. (1991) - *Il basamento cristallino del torrente Visone*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 29-33.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168**: 155-169.
- CANDE S. & KENT D.V. (1992) - *A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. Jour. Geoph. Res., **13**: 917-971.
- CAPELLINI G. (1862) - *Le schegge di diaspro dei monti della Spezia e l'epoca della pietra*. Tip. G. Vitali, Bologna: 14 pp.
- CAPPONI G. (1987) - *Alcune considerazioni sul Massiccio di Voltri (Alpi Liguri)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 633-645.
- CAPPONI G. (1991) - *Megastructure of the South-Eastern part of the Voltri Group (Ligurian Alps): a tentative interpretation*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 391-403.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (1990) - *Chloritoid bearing assemblages in metagabbros from the Erro-Tobbio Unit (Voltri Massif, Ligurian Alps): preliminary data*. Ofioliti, **15** (2): 327-332.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (1997) - *Progressive shear deformation in the metasediments of the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy): occurrence of structures recording extension parallel to the regional foliation*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 267-277.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (2002) - *Structural and metamorphic signature of alpine tectonics in the Voltri Massif (Ligurian Alps, northwestern Italy)*. Ecl. Geol. Helv., **95**: 31-42.
- CAPPONI G., CRISPINI L., PIAZZA M. & AMANDOLA L. (2001) - *Field constraints to the Mid-Tertiary kinematics of the Ligurian Alps*. Ofioliti, **26** (2b): 409-416.
- CAPPONI G., CRISPINI L., SILVESTRI R. & VIGO E. (1999) - *The role of Early Miocene thrust tectonics in the structural arrangement of the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy): evidence from the Bandita area*. Ofioliti, **24** (1): 13-19.
- CAPPONI G. & GIAMMARINO S. (1982) - *L'affioramento oligocenico del Rio Siria (bacino di Santa Giustina, provincia di Savona), nel quadro dei movimenti tardivi della falda di Montenotte*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **89**: 101-113.

- CAPPONI G., SCAMBELLURI M. & TALLONE S. (1988) - *Distinzione di fasi tettoniche al contatto tra le Unità Ponzema, Voltri-Rossiglione e la falda Erro-Tobbio, Gruppo di Voltri, Alpi Liguri*. Ofioliti, **11** (3): 221-234.
- CAPPONI G., GOSSO G., SCAMBELLURI M., SILETTO G. & TALLONE S. (1994) - *Carta geologico-strutturale del settore centro meridionale del Gruppo di Voltri (Alpi Liguri) e note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 383-394.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (con la collaborazione di: BONCI M.C., BRUZZO D., CORTESOGNO L., DEL TREDICI S., FIRPO M., GAGGERO L., GAROFANO M., GIAMMARINO S., LANO M., PACCIANI G., PIAZZA M., PERILLI N., PICCAZZO M., RAMELLA A., VANNUCCI G. & VIGO E.) (2008) - *Foglio 213-230 "Genova" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Apat - Regione Liguria, Selca, Firenze.
- CAPRARA L., GARZANTI E., GNACCOLINI M. & MUTTI L. (1984) - *Shef-basin transition: sedimentology and petrology of the Serravallian of the Tertiary Piedmont Basin (Northern Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **90** (4): 545-564.
- CARRARO F. (1996) - *Revisione del Villafranchiano nell'area-tipo di Villafranca d'Asti*. Il Quaternario, **9** (1): 119 pp.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1969) - *Foglio 70 "Alessandria" alla scala 1:100.000. II edizione*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1971) - *Foglio 82 "Genova" alla scala 1:100.000. II edizione*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana: Interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. 73° Congr. Soc. Geol. Ital.: 1-27.
- CASTELLARIN A. (1994) - *Strutturazione eo-e mesoalpina dell'Appennino settentrionale attorno al "nodo ligure"*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., CROP 1-1A: 99-108.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstone*. Mem. Sc. Geol., **49**: 207-253.
- CHANG K.H. (1975) - *Unconformity bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Amer. Bull., **86**: 1544-1552.
- CHARRIER G., FERNANDEZ D. & MALARODA R. (1964) - *La formazione di Pianfolco (Bacino Oligocenico Ligure-Piemontese)*. Mem. Atti Acc. Naz. Lincei, Serie VIII, **7** (2): 23-81.
- CHIESA S., CORTESOGNO L. & FORCELLA F. (1977) - *Caratteri e distribuzione del metamorfismo alpino nel Gruppo di Voltri e nelle zone limitrofe della Liguria Occidentale con particolare riferimento al metamorfismo di Alta Pressione*. Rendiconti Soc. It. Min. Petr., **33** (1): 253 - 279.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., FORCELLA F., GALLI M., MESSIGA B., PASQUARÈ G., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B. & ROSSI P.M. (1975) - *Assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. Ital., **94** (3): 555-582.
- CHIESA S., CORTESOGNO L. & LUCCHETTI G. (1976) - *Metasedimenti quarziticici di differente pertinenza paleogeografica nel Gruppo di Voltri*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (3/4): 759-765.
- CHIESA S. & ROSSI P.M. (1976) - *Osservazioni geologiche sulle prasiniti dell'unità tettonica Voltri - Rossiglione (Gruppo di Voltri)*. Ofioliti, **1** (2): 319-322.
- CIESM (2008) - *The Messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology - a consensus report*. In: BRIAND F. (Ed.), CIESM Workshop Monographs, Monaco, **33**: 168 pp.
- CIMMINO F. & MESSIGA B. (1979) - *I calcescisti del Gruppo di Voltri (Liguria Occidentale): le variazioni composizionali delle miche bianche in rapporto alla evoluzione tettonico-metamorfica Alpina*. Ofioliti, **4** (3): 269-294.
- CIMMINO F., MESSIGA B. & PICCARDO G. (1981) - *Le caratteristiche paragenetiche dell'evento eo-alpino di alta pressione nei diversi sistemi (pelitici, femici, ultrafemici) delle ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri (Liguria Occidentale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **37** (1): 419-446.
- CITA M.B. (1971a) - *Langhian*. Giorn. Geol., **37**: 107-116.
- CITA M. B. (1971b) - *Tortonian*. Giorn. Geol., **37**: 199-208.

- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record*. Riv. It. Paleont. Strat., **81**: 527-544.
- CLARI P., DELA PIERRE F. & MARTIRE L. (1995) - *Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples*. Sedim. Geol., **100**: 97-121.
- CLARI P., FORNARA L., RICCI B. & ZUPPI G.M. (1994) - *Methane-derived carbonates and chemosymbiotic communities of Piedmont (Miocene, Northern Italy): an update*. Geo-Marine Letters, **14**: 201-209.
- CLARI P., BERNARDI E., CAVAGNA S., DELA PIERRE F., IRACE A., LOZAR F., MARTINETTO E., TRENKWALDER S. & VIOLANTI D. (2008) - *Alba e tramonto della Crisi Messiniana*. Alba, 10-11 ottobre 2008. Escursione post-riunione: 43 pp.
- CLARI P., CAVAGNA S., MARTIRE L. & HUNZIKER J. (2004) - *A Miocene mud-volcano and its plumbing system: a chaotic complex revisited (Monferrato, NW Italy)*. Jour. of Sed. Res., **74** (5): 662-676.
- COLESANTI C., FERRETTI A., NOVALI F., PRATI C. & ROCCA F. (2003) - *SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, **41** (7): 1685-1701.
- CONSORZIO ITALCOPO - AQUATER RISORSE IDRICHE (2000) - *Raccolta ed organizzazione di dati territoriali; valutazioni di pericolosità e rischio da fenomeni naturali e predisposizione piani comunali di protezione civile*. Progetto INTERREG IIC.
- CONTI S. (1950) - *Un grande massiccio frammentario gneissico granitico nelle Alpi Liguri*. Atti Acc. Naz. Lincei, serie 8: 45-69.
- CONTI S. (1955) - *Studi geologici sulle Alpi Occidentali (III contributo): la formazione dei calcescisti nei suoi rapporti stratigrafici e tettonici con i complessi basali e marginali della Alpi Liguri, Marittime e Cozie*. Boll. Serv. Geol. It., **77**: 1-44.
- CORTEMIGLIA G.C. (1963) - *La serie dei calcescisti nel Gruppo di Voltri*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **1** (1): 94-143.
- CORTESOGNO L. (1984) - *Metamorfismo e magmatismo prealpini nel basamento e nel tegumento delle Alpi Liguri*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 79-94.
- CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L. & VANOSI M. (1993) - *Elements for the Paleozoic history of the Ligurian Alps*. In: VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York: 258-276.
- CORTESOGNO L., DI BATTISTINI G., LUCCHETTI G. & VENTURELLI G. (1979) - *Metamorphic assemblages of two high pressure - low temperature ophiolitic units of central - western Liguria: mineralogical and chemical features and tectonic significance*. Ofioliti, **4** (2): 121-156.
- CORTESOGNO L., ERNST W.G., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M. & PICCARDO G.B. (1977) - *Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite, Gruppo di Voltri, Ligurian Alps*. J. Struct. Geol., **85**: 255-277.
- CORTESOGNO L. & HACCARD D. (1984) - *Note illustrative alla carta geologica della zona Sestri-Voltaggio*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 115-150.
- CORTESOGNO L. & VENTURELLI G. (1978) - *Metamorphic evolution of the ophiolites sequence and associated sediments in Northern Apennines - Voltri Group, Italy*. In: H. CLOSS, D. ROEDER & K. SCHMIDT (Eds.), *Alps, Apennines, Hellenides: geodynamic investigation along geotraverses by an international group of geoscientists*. E. Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart, **18**: 620 pp.
- CRISPINI L. & CAPPONI G. (1997) - *Quartz fabric and strain partitioning in sheath folds: an example from the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy)*. J. Struct. Geol., **19** (9): 1149-1157.
- CRISPINI L., FEDERICO L., CAPPONI G. & SPAGNOLO C. (2009) - *Late orogenic transpressional tectonics in the "Ligurian Knot"*. Boll. Soc. Geol. It., **128** (2): 433-441.
- CRISPINI L. & FREZZOTTI M.L. (1998) - *Fluid inclusion evidence for progressive folding in metasediments of the Voltri Group (Western Alps, Italy)*. J. Struct. Geol., **20** (12): 1733-1746.

- DALLA S., ROSSI M., ORLANDO M., VISENTIN C., GELATI R., GNACCOLINI M., PAPANI G., BELLI A., BIFFI U. & CATRULLO D. (1992) - *Late Eocene-Tortonian tectono-sedimentary evolution in the western part of the Padan basin (northern Italy)*. Paleontologia I Evolució, **24-25**: 341-362.
- DAL PIAZ G.V. (1974a) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique (1^{ère} partie: consideration paleogeographiques)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 437-468.
- DAL PIAZ G.V. (1974b) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique (2^e partie)*. Schweiz Min. Petr. Mitt., **54**: 399-424.
- D'ANTONIO D., GOSSO G., MESSIGA B., SCAMBELLURI M. & TALLONE S. (1984) - *Analisi strutturale e ricostruzione litostratigrafica al margine sud-occidentale del Massiccio di Voltri, zona piemontese-ligure, Alpi liguri*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 447-460.
- D'ATRI A. (1990a) - *Analisi sedimentologica, biostratigrafica e sequenziale della successione del Miocene inferiore tra le valli Lemme e Bormida di Spigno (margine sudorientale del Bacino terziario ligure-piemontese)*. Tesi di Dottorato, Università di Torino: 143 pp.
- D'ATRI A. (1990b) - *Facies e sequenze deposizionali nella Formazione di Visone (Miocene inferiore, Bacino terziario ligure piemontese)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 723-729.
- D'ATRI A. (1995) - *Biostratigrafia della Formazione di Visone (Miocene inferiore, Bacino terziario ligure-piemontese)*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, **13**: 345-375.
- D'ATRI A., PIANA F., TALLONE S., BODRATO G. & ROZ GASTALDI M. (1997) - *Tettonica oligo-miocenica nell'Alto Monferrato (Bacino Terziario Piemontese) e nel settore nord-occidentale del Gruppo di Voltri (Acqui Terme - Cassinelle, AL)*. Atti Tic. Sc. Terra, Ser. Spec., **5**: 85-100.
- D'ATRI A., DELA PIERRE F., FESTA A., GELATI R., GNACCOLINI M., PIANA F., CLARI P. & POLINO R. (2002) - *Tettonica e sedimentazione nel retroforeland alpino*. 81^o Riunione Estiva della Società Geologica Italiana, Escursione post-riunione: 114 pp.
- DE ALESSANDRI G. (1900) - *Appunti di geologia e di paleontologia sui dintorni di Acqui*. Atti Soc. Geol. Ital. Sc. Nat., **39**: 1-176.
- DELA PIERRE F., CLARI P., CAVAGNA S. & BICCHI E. (2002) - *The Parona chaotic complex: a puzzling record of the Messinian (Late Miocene) events in Monferrato (NW Italy)*. Sedim. Geol., **152**: 289-311.
- DELA PIERRE F., PIANA F., FIORASO G., BOANO P., BICCHI E., FORNO M.G., VIOLANTI D., CLARI P. & POLINO R. (2003) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 157 Trino*. APAT Roma: 147 pp.
- DELA PIERRE F., BERNARDI E., CAVAGNA S., CLARI P., GENNARI R., IRACE A., LOZAR F., LUGLI S., MANZI V., NATALICCHIO M., ROVERI M. & VIOLANTI D. (2011) - *The record of the Messinian salinity crisis in the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): The Alba section revisited*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **310**: 238-355.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPPPELLI G. & PETTI F.M. (2002) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Fascicolo III - Unità Validate*. Quad. Serv. Geol. d'It., Serie III, 7 (III): 206 pp.
- DE MARCHI G. (1937) - *Relazione tecnica nel processo penale sulla rottura della diga di Sella Zerbino (Molare 13 Agosto 1935) redatta dal Prof. Giulio De Marchi nel Settembre 1937*.
- DE STEFANI C. (1881) - *Quadro comprensivo dei terreni che costituiscono l'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., **5**: 206-253.
- DEVOTI R., ESPOSITO A., PIETRANTONIO G., PISANI A.R. & RIGUZZI F. (2011) - *Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*. Earth and Planetary Science Letters, **311**: 230-241.
- DI GIULIO A. & GALBIATI B. (1995) - *Interaction between tectonics and deposition into an episutural basin in the Alps-Apennine knot*. Acc. Naz. Scienze, Scritti e Documenti, 14, Atti Convegno Rapporti Alpi-Appennino, Peveragno 1994: 113-128.

- DRURY M.R., HOGERDUIJN STRATING E.H. & VISSERS R.L.M. (1990) - *Shear zone structures and microstructures in mantle peridotites from the Voltri massif, Liguria Alps, N.W. Italy*. *Geologie en Mijnbouw*, **69**: 3-17.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **12**: 359-375.
- FALLETTI P., GELATI R. & ROGLEDI S. (1995) - *Oligo-Miocene evolution of Monferrato and Langhe, related to deep structures*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Ed.) *Atti Convegno Rapporti Alpi-Appennino*. *Acc. Naz. Sci., Sc. Doc.*, **14**: 1-19.
- FALORNI P., PETTI F.M. & D'AMBROGI C. (2007) - Argille Azzurre. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M., *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. *Quad. Serv. Geol. d'It.*, serie III, **7**: 382 pp.
- FANTONI R., BELLO M., RONCHI P. & SCOTTI P. (2002) - *Po Valley oil play: from the Villafortuna-Treccate field to South Alpine and Northern Apennines exploration*. EAGE Conf. Florence, Extended Abstracts Book: 4 pp.
- FANTONI R., LOVATI I. & ROSSI P.M. (1982) - *La successione oligocenica tra Ovada e Cassinelle (Alessandria). Evoluzione paleogeografica ed implicazioni strutturali*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **88**: 251-270.
- FEDERICO L., CAPPONI G., CRISPINI L., SCAMBELLURI M. & VILLA I.M. (2005) - *³⁹Ar-⁴⁰Ar dating of high-pressure rocks from the Ligurian Alps: evidence for a continuous subduction - exhumation cycle*. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **240**: 668-680.
- FEDERICO L., CRISPINI L., SCAMBELLURI M. & CAPPONI G. (2009) - *Exhumation in a fossil subduction channel: an example from the Ligurian Alps*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **128** (2): 455-465.
- FESTA A., BOANO P., IRACE A., LUCCHESI S., FORNO M.G., DELA PIERRE F., FIORASO G. & PIANA F. (2009a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 156 Torino Est*. ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca ambientale, Roma.
- FESTA A., DELA PIERRE F., IRACE A., PIANA F., FIORASO G., LUCCHESI S., BOANO P. & FORNO M.G. (2009b) - *Note Illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 156 Torino Est*. ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca ambientale, Roma: 143 pp.
- FORCELLA F. (1976) - *Avanzamento delle ricerche sull'assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri*. *Ofioliti*, **1** (2): 243-254.
- FORCELLA F. & ROSSI P.M. (1980) - *Tettonica sinsedimentaria oligocenica nei dintorni di Moretti-Cimaferle (margine meridionale del Bacino Terziario Piemontese)*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **86**: 187-202.
- FORCELLA F., MOTTANA A. & PASQUARÈ G. (1973) - *Il massiccio cristallino interno di Valosio*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**: 485-528.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**: 1-36.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42**: 37-63.
- FORNACIARI E., IACCARINO S., MAZZEI R., RIO D., SALVATORINI G., BOSSIO A. & MONTEFORTI B. (1997a) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Langhian historical stratotype*. In: MONTANARI A., ODIN G.S. & COCCIONI R. (Eds.), *Miocene stratigraphy. An integrated approach*. Elsevier: 89-96.
- FORNACIARI E., RIO D., GHIBAUDO G., MASSARI F. & IACCARINO S. (1997b) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Serravallian (Middle Miocene) stratotype section (Piedmont Tertiary Basin, NW Italy)*. *Mem. Sc. Geol.*, **49**: 127-144.
- FOURTANIER E., GAUDANT J. & CAVALLO O. (1991) - *La diatomite de Castagnito (Piémont): une nouvelle preuve de l'existence d'oscillations modérées du niveau marin pendant le Messinien évaporitique*. *Boll. Soc. Pal. It.*, **30**: 79-95.

- FRANCESCHETTI B. (1967) - *Studi geologici sulla regione ad ovest di Ovada (Provincia di Alessandria)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 379-420.
- FRANCHI S. (1896) - *Prasiniti ed anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pegli, nelle isole Giglio e Gorgona ed al Capo Argentario*. Boll. Soc. Geol. It., **15**: 169-181.
- FRANCHI S. (1898) - *Sull'età mesozoica delle pietre verdi nelle Alpi occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **29**: 326-482.
- FRANCHI S. (1900) - *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi Occidentali e nell'Appennino ligure*. Boll. R. Comit. Geol. It., **31**: 119-158.
- FRANCHI S. (1902) - *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure e alpina occidentale*. Boll. R. Comit. Geol. It., **33**: 255-318.
- FRANCHI S. (1906) - *Zona delle Pietre Verdi fra l'Ellero e la Bormida*. Boll. R. Comit. Geol., **37**: 89-117.
- FRANCHI S. (1915) - *Sull'età delle Pietre Verdi del Gruppo di Voltri nell'Appennino Genovese*. Boll. Soc. Geol. It., **34**: 305-310.
- FRANCHI S. (1918) - *I supposti ricoprimenti del massiccio cristallino savonese*. Boll. Soc. Geol. It., **37**: 31-38.
- GAGGERO L., CORTESOGNO L. & BERTRAND J.M. (2004) - *The pre-Namurian basement of the Ligurian Alps: a review of the lithostratigraphy, pre-Alpine metamorphic evolution, and regional comparison*. Per. Min., **73**: 85-96.
- GALBIATI B. (1977) - *La successione oligo-miocenica tra Rigoroso e Carroso (Bacino ligure-piemontese)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **26**: 30-48.
- GASTALDI B. (1862) - *Sugli elementi che compongono i conglomerati miocenici del Piemonte. Lettera del Socio Bartolomeo Gastaldi al professore E. Cornalia*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **4**: 34-38.
- GASTALDI B. (1871) - *Studi geologici sulle Alpi Occidentali*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **1**: 1-36.
- GASTALDI B. (1872) - *Cenni sulla costituzione geologica del Piemonte*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **3**: 14-32.
- GELATI R. (1967) - *Osservazioni stratigrafiche sull'Oligo-Miocene delle Langhe (Piemonte-Italia)*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Milano, **236**: 1-18.
- GELATI R. (1968) - *Stratigrafia dell'Oligo-Miocene delle Langhe tra le valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Spigno*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **74**: 865-967.
- GELATI R. (1969) - *Il Calcare di Acqui*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **75**: 761-830.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (1988) - *Sequenze deposizionali in un bacino episuturale, nella zona di raccordo tra Alpi ed Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**: 340-350.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (con contributi di PETRIZZO M.R.) (1998) - *Synsedimentary tectonics and sedimentation in the Tertiary Piedmont Basin, Northwestern Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., **104**: 193-214.
- GELATI R., GNACCOLINI M., FALLETTI P. & CATRULLO D. (1993) - *Stratigrafia sequenziale della successione oligo-miocenica delle Langhe, Bacino terziario ligure-piemontese*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**: 425-452.
- GELATI R., GNACCOLINI M., POLINO R., MOSCA P., PIANA F. & FIORASO G. (2011) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 211 Dego*. ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Roma: 128 pp.
- GELATI R., ROGLEDI S. & ROSSI M.E. (1987) - *Significance of the Messinian unconformity-bounded sequences in the Apenninic margin of the Padan foreland basin, northern Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 319-323.
- GERMANI D., ANGIOLINI L. & CITA M.B. (2003) - *Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica*. APAT. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici. Quaderni Serie III, **9**: pp. 155.
- GHIBAUDO G., CLARI P. & PERELLO M. (1985) - *Litostratigrafia, sedimentologia ed evoluzione tettonico-sedimentaria dei depositi miocenici del margine Sud-Orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese (Valli Borbera, Scrivia e Lemme)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 349-397.

- GHIELMI M., MINERVINI M., NINI C., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2010) - *Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)*. In: SASSI F.P. (Ed.), *Nature and Geodynamics of the Lithostere in Northern Adriatic*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **21**: 131-166.
- GHIELMI M., MINERVINI M., NINI C., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2012) - *Late Miocene-Middle Pleistocene sequences in the Po Plain - Northern Adriatic Sea (Italy): The stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin*. Marine and Petroleum Geology, **42**: 50-81.
- GHIELMI M., NINI C., ROGLEDI S., MINERVINI M. & ROSSI M. (2008) - *Tectono-stratigraphic framework of the Pliocene-to-Pleistocene succession in the Po Plain-Adriatic Foredeep (Italy)*. 84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sassari (Italy), 15-17 September 2008, Riassunti, Rend. Online della Soc. Geol. It., **3** (2): 425-426.
- GHIELMI M., ROGLEDI S. & ROSSI M. (1998) - *Studio stratigrafico-sedimentologico dell'area padana: sedimentologia, stratigrafia fisica e play concept della successione messiniano-pleistocenica*. Eni-Agip Internal Report, San Donato Milanese (Italy): 72 pp.
- GHIELMI M., ROGLEDI S., VIGNA B. & VIOLANTI D. (2002) - *Evoluzione tettono-sedimentaria della successione plio-pleistocenica nel settore del Piemonte centro-meridionale*. Cinematiche collisionali: tra esumazione e sedimentazione, 81° Riunione Estiva della Società Geologica Italiana, Torino, 10-12 settembre 2002, Riassunti: 181-182.
- GIAMPANI C., RAMASCO M., ALIATTA P. & SUSELLA G. (1995) - *Carta del campo di inondazione ed effetti indotti dalla piena del torrente Bormida. Scala 1:10.000*. Regione Piemonte, Settore Prevenzione del Rischio Geologico, Meteorologico e Sismico - Banca Dati Geologica - CSI Piemonte.
- GINSBERG G.D., SOLOVIEV V.A., CRANSTON R.E., LORENSON T.D. & KVENVOLDEN K.A. (1993) - *Gas hydrates from the continental slope offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea*. Geo-Marine Lett., **13**: 41-48.
- GNACCOLINI M., GELATI R., CATRULLO D. & FALLETTI P. (1990) - *Sequenze deposizionali nella successione oligo-miocenica delle Langhe: un approccio alla stratigrafia sequenziale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 671-686.
- GNACCOLINI M., GELATI R. & FALLETTI P. (1999) - *Sequence Stratigraphy of the "Langhe" Oligo-Miocene Succession, Tertiary Piedmont Basin, Northern Italy*. In: DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM, Spec. Publ., **60**: 233-244.
- GNACCOLINI M. & ROSSI P.M. (1995) - *Sequenze deposizionali e composizione delle arenarie nel Bacino terziario ligure-piemontese: osservazioni preliminari*. Atti Tic. Sc. Terra, **37**: 3-15.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G. & SMITH A.G. (Eds.) (2004) - *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, UK: 500 pp.
- GUILLAUME A. (1969) - *Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises*. Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon, **30**: 1-658.
- HAQ B.U. (1993) - *Deep-sea response to eustatic change and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **18**: 93-106.
- HENRIET J.P. & MENIERT J. (1998) - *Gas hydrates. Relevance to world margin stability and climatic changes*. Geol. Soc. Spec. Publ., **137**: 338 pp.
- HOOGERDUIN STRATING E.H. (1990) - *Folding of lithosphere in the Piemonte-Ligurian ocean*. Geol. en Mijnbouw, **69**: 31-41.
- HOOGERDUIN STRATING E.E., PICCARDO G.B., RAMPONE E., SCAMBELLURI M. & VISSERS R.L.M. (1990) - *The structure and petrology of the Erro-Tobbio peridotite, Voltri Massif, Ligurian Alps. Guidebook for a two-day-excursion with emphasis on processes in the upper mantle (Voltri Massif, June 26-28, 1989)*. Ofioliti, **15** (1): 119-184.
- HOOGERDUIN STRATING E.H. (1994) - *Extensional faulting in an intraoceanic subduction complex - working hypothesis for the Paleogene of the Alps-Apennine system*. Tectonophysics, **238**: 255-273.

- HUNZIKER J. & MARTINOTTI G. (1984) - *Geochronology and evolution of the Western Alps: a review*. Mem. Soc. Geol. It., **29**: 43-56.
- KOBER L. (1927) - *Beitrage zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen*. Sitzber. Ak. Wiss. Math. Nat. Kl., **136**: 281-291.
- KOUWENHOWEN T.J., MORIGI C., NEGRI A., GIUNTA S., KRIIGSMAN W. & ROUCHY J.M. (2006) - *Palaeoenvironmental evolution of the eastern Mediterranean during the Messinian: constraints from integrated microfossil data of the Pissouri Basin (Cyprus)*. Marine Micropalaeontology, **60**: 17-44.
- KRETZ R. (1983) - *Symbols for rock-forming minerals*. American Mineralogist, **68**: 277-279.
- IACCARINO S., CASTRADORI D., CITA M.B., DI STEFANO E., GABOARDI S., MC KENZIE J.A., SPEZZAFERRI S. & SPROVIERI R. (1999) - *The Miocene-Pliocene boundary and the significance of the earliest Pliocene flooding in the Mediterranean*. Mem. Soc. Geol. It., **54**: 109-131.
- IRACE A. (2004) - *Il Messiniano Piemontese: nuovi dati da due aree campione*. Tesi di Dottorato inedita. Università di Torino: 167 pp.
- IRACE A., DELA PIERRE F. & CLARI P. (2005) - « Normal » and « chaotic » deposits in the Messinian Gessoso-solfifera Fm. At the north-eastern border of the Langhe domain (Tertiary Piedmont Basin). Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale n. 4: 77-85.
- IRACE A., CLEMENTE P., NATALICCHIO M., OSSELLA L., TRENKWALDER S., DE LUCA D.A., MOSCA P., PIANA F., POLINO R. & VIOLANTI D. (2009) - *Geologia e idrostratigrafia profonda della Pianura Padana occidentale*. La Nuova Lito: 110 pp.
- IRACE A., CLEMENTE P., PIANA F., DE LUCA D.A., POLINO R., VIOLANTI D., MOSCA P., TRENKWALDER S., NATALICCHIO M., OSSELLA L., GOVERNA M. & PETRICIG M. (2010a) - *Hydrostratigraphy of the Late Messinian-Quaternary basins in southern Piedmont (northwestern Italy)*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **90**: 133-152.
- IRACE A., DELA PIERRE F., ROSSI M., ROGLEDI S. & PIANA F. (2010b) - *The Messinian deposits of the Alto-Monferrato (southern Tertiary Piedmont Basin): evidences of a margin-basin transition zone during the Messinian Salinity Crisis*. Atti del Convegno GEOSD, 19-25 settembre 2010, Torino, Riassunti: 36-37.
- ISSEL A. (1892) - *Liguria geologica e preistorica*. Donath Ed., Genova: 376 pp.
- JAMES N.P. (1997) - *The cool-water carbonate depositional realm*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **56**: 1-20.
- LABEN C.A. & BROWER B.V. (2000) - *Process for Enhancing the Spatial Resolution of Multispectral Imagery Using Pansharpening*, U.S. Patent No. 6,011,875, Eastman Kodak Company.
- LAGUZZI A., ESPOSITO FERRANDO C. & BONARIA V. (2005) - *13 agosto 1935. Il giorno della diga*. Memorie dell'Accademia Urbense (nuova serie), Tipografia Pesce, Ovada, **65**: 384 pp.
- LAUBSCHER H.P., BIELLA G.C., CASSINIS R., GELATI R., LOZEJ A., SCARASCIA S. & TABACCO I. (1992) - *The collisional Knot in Liguria*. Geol. Rund., **81**: 275-289.
- LORENZ C.R. (1968) - *Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inferieur des confins Liguro-Piemontais (Italie)*. Atti dell'Ist. di Geol. di Genova, **6** (2): 888 pp.
- LUGLI S., MANZI V., ROVERI M. & SCHREIBER B.C. (2010) - *The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: a new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **297**: 83-99.
- MARINI L., BONARIA V., GUIDI M., HUNZIKER J.C., OTTONELLO G. & VETUSCHI ZUCCOLINI M. (2000) - *Fluid geochemistry of the Acqui Terme-Visone geothermal area (Piemonte, Italy)*. Appl. Geochem., **15**: 917-935.
- MAYER-EYMAR C. (1877) - *Sur la carte géologique de la Ligurie centrale*. Bull. Soc. Géol. France, **3**: 282-297.
- MESSIGA B. & PICCARDO G.B. (1980) - *Eclogitic assemblages in Mg-gabbroic protoliths of the Voltri massif*. Ofioliti, **5** (1): 107-110.

- MESSIGA B., PICCARDO G. & MAZZUCCOTELLI A. (1977) - *Le prasiniti del Gruppo di Voltri: le caratteristiche petrografiche e chimiche*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **33**: 549-581.
- MESSIGA B., TRIBURZIO R. & SCAMBELLURI M. (1992) - *Mafic-eclogites from the Valosio crystalline massif (Ligurian Alps, Italy)*. Schweiz Mineral Petrogr. Mitt., **72**: 365-377.
- MIALI A.M. (1996) - *The geology of fluvial deposits*. Springer Verlag: 502 pp.
- MILETTO M. & POLINO R. (1992) - *A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte basin (Northwestern Italy)*. Tectonophysics, **212**: 243-256.
- MINERVINI M., GHIEMI M., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2008) - *Tectono-stratigraphic framework of the Messinian-to-Pleistocene succession in the Western Po Plain Foredeep (Italy)*. 84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sassari (Italy), 15-17 September 2008, Riassunti, Rend. Online della Soc. Geol. It., **3** (2): 562-563.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. & SANGREE J.B. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. In: *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. Mem. Am. Ass. Petr. Geol., **26**: 135-144.
- MOLLI G., CRISPINI L., MALUSÀ M.G., MOSCA P., PIANA F. & FEDERICO L. (2010) - *Geology of the Western Alps-Northern Apennine junction area: a regional review*. J. Virt. Expl., **36**, 10.
- MORELLI M. (2000) - *Analisi sulla possibilità di integrazione dei dati telerilevati in studi geologico strutturali: applicazione nel dominio del Monferrato e delle Langhe*. Tesi di Dottorato, Univ. di Torino, inedita: 168 pp.
- MORELLI M. & PIANA F. (2006) - *Comparison between remote-sensed lineaments and geological structures in intensively cultivated hills (Monferrato and Langhe domains, NW Italy)*. Int. J. Rem. Sens., **26**: 1463-1475.
- MOSCA P. (2006) - *Neogene Basin evolution in the western Po Plain (NW Italy): insights from seismic interpretation, subsidence analysis and low temperature (U-Th)/he thermochronology*. Tesi di Dottorato, Vrije University Amsterdam: 190 pp.
- MOSCA P., POLINO R., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2009) - *New data for the kinematic interpretation of the Alps-Apennines junction (Northwestern Italy)*. Int. J. Earth Sc., **99**, 833-849.
- MUTTI E., PAPANI L., DI BIASE D., DAVOLI G., MORA S., SEGADELLI S. & TINTERRI R. (1995) - *Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino*. Mem. Sci. Geol., **47**: 217-244.
- MUTTI E., DAVOLI G., TINTERRI R. & ZAVALA C. (1996) - *The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins*. Mem. Sci. Geol., **48**: 233-291.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI, F., & ROVERI, M. (2002) - *Revisiting turbidites of the Marnoso-arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problem with classic models*. Excursion Guidebook of Turbidite Workshop, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence, Italy, 27-30 May 2002, part II, 1-25.
- NICORA A. (1971) - *Biostratigrafia del limite Oligocene-Miocene nelle Langhe (Piemonte)*. Riv. It. Paleont. Strat., **77**: 157-262.
- PARETO L. (1846) - *Carta geologica della Liguria Marittima*. Tip. Ferrando, Genova.
- PASQUARÈ G. (1958) - *Contributo allo studio geologico del settore centro-settentrionale del Gruppo di Voltri*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **80** (2-3): 125 - 202, Roma.
- PASQUARÈ G. (1968) - *La "serie di Montenotte": un elemento alloctono sovrapposto al bacino oligocenico di Santa Giustina (Alpi Liguri)*. Riv. It. Paleont. Strat., **74**: 1257-1273.
- PASSCHIER C.W. (1991) - *Geometric constraints on the development of shear bands in rocks*. Geologie en Mijnbouw, **70**: 203-211.
- PAULL C.K., USSLER III W., BOROWSKY W.S. & SPEISS S.N. (1995) - *Methane-rich plumes on the Carolina continental rise: Associations with gas hydrates*. Geology, **23**: 89-92.

- PAULL C.K., BUELOW W.J., USSLER III W., BOROWSKY W.S. & SPEISS S.N. (1996) - *Increased continental-margin slumping frequency during sea-level lowstands above gas hydrate-bearing sediments*. *Geology*, **24**: 143-146.
- PELLATI N. (1881) - *Studi sulle formazioni ofiolitiche dell'Italia*. Boll. R. Com. Geol. It., **12**: 154-164.
- PERETTI L. (1935) - *Affioramenti di gneiss pretriassici presso Acqui*. Estr. Ren. R. Acc. Naz. Lincei, Roma, serie 6, **22**: 268-271.
- PIANA F. (2000) - *Structural features of Western Monferrato (Alps-Apennines junction zone, NW Italy)*. *Tectonics*, **19**: 943-960.
- PIANA F., D'ATRI A. & ORIONE P. (1997) - *The Visone Formation: a marker or the Early Miocene tectonics in the Alto Monferrato domain (Tertiary Piemonte Basin, NW Italy)*. *Mem. Sci. Geol.*, Padova, **49**: 145-162.
- PIANA F. & POLINO R. (1994) - *La zona transpressiva di Rio Freddo e l'evoluzione convergente del Monferrato e della Collina di Torino*. *Atti Tic. Sc. Terra*, ser. spec., **1**: 167-180.
- PIANA F. & POLINO R. (1995) - *Tertiary structural relationships between Alps and Apennines: the critical Torino Hill and monferrato area, Northwestern Italy*. *Terra Nova*, **7**: 138-143.
- PIANA F., TALLONE S., CAVAGNA S. & CONTI A. (2006) - *Thrusting and faulting in metamorphic and sedimentary units of Ligurian Alps: an example of integrated field work and geochemical analyses*. *Int. J. Earth Sci.*, **95**: 413-430.
- PICCARDO G.B. (1984) - *Le ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri, Alpi Liguri: caratteri primari ed interpretazione geodinamica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**: 95-114.
- PICCARDO G.B., MESSIGA B. & MAZZUCOTELLI A. (1979) - *Chemical petrology and geodynamic evolution of the ophiolitic metavolcanites (prasinities) from the Voltri Massif Piemontese ophiolite nappe (WestWestern Liguria, Italy)*. *Ofioliti*, **4** (3): 373-402.
- PICCARDO G.B., RAMPONE E. & SCAMBELLURI M. (1988) - *The alpine evolution of the Erro-Tobbio peridotites (Voltri Massif - Ligurian Alps): some field and petrographic constraints*. *Ofioliti*, **13** (2/3): 169-174.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*, Quad. CNR, Prog. Fin. Geodinamica, Roma: 1-13.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **49**: 1-26.
- REED D.L., SILVER E.A., TAGUDIN T.H., SHIPLEY T.H. & VROLIJK P. (1990) - *Relations between mud volcanoes, thrust deformation, slope sedimentation and gas hydrate, offshore Panama*. *Mar. Petr. Geol.*, **7**: 44-54.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. et alii, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **107**: 513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **100**: 103-124.
- ROSSI M. & ROGLEDI S. (1988) - *Relative sea-level changes, local tectonic setting and basin margin sedimentation in the interference zone between two orogenic belts: seismic stratigraphic examples from Padan foreland basin, northern Italy*. In: NEMEC W. & STEEL R.J. (Eds.), *Fan deltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie and Son, Glasgow: 368-384.
- ROSSI M., ROGLEDI S., BARBACINI G., CASADEI D., IACCARINO & S. PAPANI G. (2002) - *Tectono-stratigraphic architecture of Messinian piggyback basins of northern Apennines: the Emilia folds in the Reggio-Modena area and comparison with the Lombardia and Romagna sectors*. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. Spec. **1** (1): 437-447.

- ROSSI M., MOSCA P., POLINO R., ROGLEDI S. & BIFFI U. (2009) - *New outcrop and subsurface data in the Tertiary Piedmont Basin (NW-Italy): unconformity-bounded stratigraphic units and their relationships with basin-modification phases*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **115** (3): 305-335.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R.P. (1990) - *Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution*. Mém. Soc. Géol. France N. S., **156**: 309-322.
- ROURE F., BERGERAT F., DAMOTTE, B., MUGNIER, J.L. & POLINO R. (1996) - *The ECORS-CROP Alpine seismic traverse*. Mem. Soc. Géol. France, **170**: 1-113.
- ROVERETO G. (1891) - *La serie degli scisti e delle serpentine antichi in Liguria. Parte I*. Atti Soc. Ligustica Sc. Nat. Geogr., **2**: 339-345.
- ROVERETO G. (1893) - *La serie delle serpentine antiche e degli scisti in Liguria. Parte II*. Atti Soc. Ligustica Sc. Nat. Geogr., **4**: 97-141.
- ROVERETO G. (1939) - *Liguria Geologica*. Mem. Soc. Geol. It., **2**: 1-743.
- ROVERI M., BASSETTI M.A. & RICCI LUCCHI F. (2001) - *The mediterranean messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective*. Sedimentary Geology, **140**: 201-214.
- ROVERI M., LANDUZZI A., BASSETTI M.A., LUGLI S., MANZI V., RICCI LUCCHI F. & VAI G.B. (2004) - *The record of Messinian events in the Northern Apennines foredeep basins*. Pre-Congress Field Trip Guide Book - B19: 44 pp.
- ROVERI M., MANZI V., RICCI LUCCHI F. & ROGLEDI S. (2003) - *Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso Basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of the Messinian salinity crisis*. Geol. Soc. Am. Bull., **115**: 387-406.
- ROVERI M. & MANZI V. (2007) - *Gessoso-solfifera*. In: M.B. CITA, E. ABBATE, M. BALINI, M.A. CONTI, P. FALORNI, D. GERMANI, G. GROPELLI, P. MANETTI & F.M. PETTI (Eds.), *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Catalogo delle Formazioni. Unità tradizionali*. Quaderni SGI, Serie III, **7**: 303-310.
- SACCO F. (1889-90) - *Il bacino terziario e quaternario del Piemonte*. Tip. Bernardoni, Milano: 634 pp.
- SCAMBELLURI M., HOOGERDUIN STRATING E.H., PICCARDO G.B., VISSERS R.L.M. & RAMPONE E. (1991) - *Alpine olivine - and titanian clinohumite - bearing assemblages in the Err -Tobbio peridotite (Voltri Massif, NW Italy)*. J. Metamorphic Geology, **9**: 79-91.
- SCAMBELLURI M., MUNTENER O., HERMANN J., PICCARDO G.B. & TROMMSDORFF V. (1995) - *Subduction of water into the mantle: history of an alpine peridotite*. Geology, **23** (5): 459-462.
- SCHÜTTENHELM R.T.E. (1976) - *History and modes of Miocene carbonate deposition in the interior of Piedmont basin, NW Italy*. Utrecht Micropal. Bull., **14**: 13-207.
- SIGNORILE G. (1872) - *Studi sulle giaciture cuprifere e manganesifere nella Liguria e sulle rocce che le racchiudono, seguiti da alcune norme per la loro ricerca, con ragguagli sulla natura della serpentina e i suoi affini*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **7**: 33-114.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **99**: 371-414.
- STAUB R. (1932) - *Die bedeutung der Apuanische Alpen im Gedirgsbau der Toskana, nebst einigen Gedanken zur tektonik des Apennins*. Viertel. Nat. Ges., Zurich, **77**: 184-248.
- STAUB R. (1942) - *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. Viert. Naturf. Ges. Zurich, **87**: 1-278.
- STAUB R. (1951) - *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin Leitlinien Europas*. Ecl. Geol. Helv., **44**: 29-130.
- STEININGER F.F., AUBRY M.P., BERGGREN W.A., BIOLZI M., BORSETTI A.M., CATLIDGE J.E., CATI F., CORFIELD R. et al. (1997) - *The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. Episodes*, **20**: 23-28.

- STURANI C. (1973) - *A fossil eel (Anguilla sp.) from the Messinian of Alba (Tertiary Piedmontese Basin). Palaeoenvironmental and palaeogeographic implications*. Messinian events in the Mediterranean. K. Ned. Ak. Wetensch. - Amsterdam: 243-255.
- STURANI C. (1974) - *Relazione relativa al contratto di ricerca 73.01036.05. CNR Programma geodinamica. Il significato geodinamico della crisi di salinità del Miocene terminale nel Mediterraneo*. Relazione scientifica dell'attività svolta dal 1 Novembre 1973 al 31 Ottobre 1974: 50-63.
- STURANI C. (1975) - *Relazione scientifica relativa al contributo di ricerca 74.01479.05. CNR Programma geodinamica. Il significato geodinamico della crisi di salinità del Miocene terminale nel Mediterraneo*. Relazione scientifica dell'attività svolta dal 1 Novembre 1973 al 31 Ottobre 1974: 51-58.
- TREHU A.M., TORRES M.E., MOORE G.F., SUESS E. & BOHRMANN G. (1999) - *Temporal and spatial evolution of gas hydrate-bearing accretionary ridge on the Oregon continental margin*. Geology, **27** (10): 939-942.
- TROPEANO D. (1989) - *Eventi alluvionali e frane nel bacino della Bormida. Studio retrospettivo*. Ass. Min. Subalpina, Torino, Quaderni di studio e Doc., **10**, 1-155.
- TURCO E., DURANTI D., IACCARINO S. & VILLA G. (1994) - *Relationships between foraminiferal biofacies and lithofacies in the Oligocene Molare Formation and Rigoroso Marl: preliminary results from the Piota River section (Tertiary Piedmont Basin, NW Italy)*. Giorn. Geol., **56**: 101-117.
- VERVLOET C.C. (1966) - *Stratigraphical and micropaleontological data on the Tertiary of Southern Piedmont (Northern Italy)*. Schotanus & Jens (Eds.), Utrecht: 1-88.
- VIGNA B., FIORUCCI A. & GHIELMI M. (2010) - *Relations between stratigraphy, groundwater flow and hydrogeochemistry in Poirino Plateau and Roero areas of the Tertiary Piedmont Basin, Italy*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **90**: 267-292.
- VIOLANTI D. (2012) - *Pliocene Mediterranean Foraminiferal Biostratigraphy: A Synthesis and Application to the Palaeoenvironmental Evolution of Northwestern Italy*. In: ELITOK Ö. (Ed.), *Stratigraphic Analysis of Layered Deposits*. InTech, Rjecka: 123-160.