



A P A T

Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Servizio Geologico d'Italia

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

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

foglio 248

LA SPEZIA

A cura di

**Ernesto Abbate⁽¹⁾, Francesco Fanucci⁽²⁾, Marco Benvenuti⁽¹⁾,
Piero Bruni⁽¹⁾, Nicola Cipriani⁽¹⁾, Paola Falorni⁽¹⁾, Milvio
Fazzuoli⁽¹⁾, Danilo Morelli⁽²⁾, Enrico Pandeli⁽¹⁾, Mauro Papini⁽¹⁾,
Mario Saggi⁽¹⁾, Viviana Reale⁽¹⁾ e Paola Vannucchi⁽³⁾**

Con contributi di:

Biostratigrafia radiolari: **Marco Chiari⁽¹⁾**

Sedimentologia marina: **Furio Finocchiaro⁽²⁾**

Geomorfologia e processi di versante: **Sandro Moretti⁽¹⁾**

Petrografia sedimentaria: **Massimo Nebbiai⁽¹⁾**

Paleontologia sedimenti marini: **Nevio Pugliese⁽²⁾**

Biostratigrafia ammoniti: **Federico Venturi⁽⁴⁾**

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Firenze

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine – Università degli Studi di Trieste

⁽³⁾ Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia

⁽⁴⁾ Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Perugia

Ente realizzatore



REGIONE LIGURIA

Dipartimento

Ambiente Edilizia e Lavori Pubblici

Settore Politiche dell'Assetto Territoriale

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Liguria: G. GORZIGLIA

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):

N. Accardi (presidente), **G. Arnone**, **A. Boscherini**, **S. Cocco**, **V. Coccolo**,
U. Crescenti, **L. Del Sordo**, **M. Grasso**, **P. Manetti**, **G. Mariotti**, **G. Pasquarè**,
R. Pignone, **R. Polino**, **A. Praturlon**, **M. Santantonio**, **F. Trincardi**

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico per il loro contributo scientifico

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

E. Chiarini, **G. Conte**, **L. Martarelli**, **R. Pichezzi**, **S. D'Angelo** (parte a mare)

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

R. Ventura, **F. Visicchio**

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

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

PER LA REGIONE LIGURIA

Allestimento editoriale e cartografico:

P. Falorni, **D. Morelli**, **E. Abbate**, **F. Fanucci**, **M. Costa**, **M. Papini**

Impaginazione:

E. Lepore

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

A. Cerrato, **G. Peverieri** (Aquateer Spa- Gruppo ENI)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
Centro Geotecnologie Università degli Studi di Siena

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia)

S. Oddone, **G. Gorziglia** (Regione Liguria)

Stampa: S.EL.CA. s.r.l., Firenze - 2005

INDICE

	ABSTRACT	Pag. 9
I	- INTRODUZIONE	13
1.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO	15
1.1.	- PARTE A TERRA	15
1.2.	- PARTE A MARE	16
2.	- STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA E SCELTA DEGLI SCHEMI BIOZONALI	17
3.	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	18
3.1.	- GEOMORFOLOGIA DELLE AREE EMERSE	18
3.2.	- GEOMORFOLOGIA DELLE AREE SOMMERSE	21
II	- CENNI STORICI	27
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE ...	35
1.	- LA SUCCESSIONE GEOMETRICA DELLE UNITA' TETTONICHE	36
2.	- LE FASI DEFORMATIVE	40
IV	- STRATIGRAFIA DELLE UNITA' TETTONICHE E DELLE COPERTURE NEOGENICO-QUATERNARIE ..	45
1.	- STRATIGRAFIA DELLE UNITA' TETTONICHE	46
1.1.	- DOMINIO LIGURE	46
	- DOMINIO LIGURE INTERNO	46
1.1.1	- <i>Unità tettonica del M. Antola</i>	46
1.1.1.1.	- "argilliti della Val Lavagna" (LVG)	46
1.1.1.2.	- "formazione del M. Antola" (FAN)	47
1.1.2.	- <i>Unità tettonica del M. Gottero</i>	48
1.1.2.1.	- "serpentiniti" (Σ)	48
1.1.2.2.	- "gabbri" (Γ)	48
1.1.2.3.	- "diaspri di M. Alpe" (DSA)	48
1.1.2.4.	- "argilliti della Val Lavagna" (LVG)	49
1.1.2.5.	- "arenarie di M. Gottero" (GOT)	50
	- DOMINIO LIGURE ESTERNO	53
1.1.3.	- <i>Unità tettonica di Ottone</i>	53
1.1.3.1.	- "arenarie di Casanova" (ACV)	53

1.1.3.2.	- “complesso di M. Veri” (MVE)	»	54
1.1.3.3.	- “flysch di Ottone” (OTO)	»	55
1.2.	- DOMINIO SUBLIGURE	»	56
1.2.1.	- <i>Unità tettonica di Canetolo</i>	»	56
1.2.1.1.	- “argille e calcari di Canetolo” (ACC)	»	57
1.2.1.2.	- “calcari di Groppo del Vescovo” (CGV)	»	58
1.2.1.3.	- “arenarie di Ponte Bratica” (ARB)	»	59
1.2.2.	- <i>Unità tettonica di Marra</i>	»	60
1.2.2.1.	- “marne del Torrente Pignone” (MTP)	»	60
1.3.	- DOMINIO TOSCANO	»	61
1.3.1.	- <i>Falda Toscana</i>	»	62
1.3.1.1.	- “dolomie di Coregna” (DCR)	»	62
1.3.1.2.	- <i>Formazione di La Spezia</i> (LSP)	»	63
	“membro dei calcari e marne di M. S. Croce” (LSP₁)	»	63
	“membro dei calcari di Portovenere” (LSP₂)	»	66
1.3.1.3.	- “portoro” (PRT)	»	68
1.3.1.4.	- “dolomie del M. Castellana” (DMC)	»	69
1.3.1.5.	- “formazione di Biassa” (FBS)	»	70
1.3.1.6.	- “formazione di Ferriera” (RER)	»	71
1.3.1.7.	- <i>Rosso Ammonitico</i> (RSA)	»	73
1.3.1.8.	- <i>Calcare selcifero di Limano</i> (LIM)	»	74
1.3.1.9.	- <i>Marne a Posidonia</i> (POD)	»	75
1.3.1.10.	- “diaspri” (DSD)	»	76
1.3.1.11.	- <i>Maiolica</i> (MAI)	»	77
1.3.1.12.	- <i>Scaglia Toscana</i> (STO)	»	78
	“membro delle marne del Sugame” (STO₂)	»	78
	“membro delle argilliti di Brolio” (STO₁)	»	79
	“membro delle marne di Rovaggio” (STO₅)	»	80
1.3.1.13.	- <i>Macigno</i> (MAC)	»	80
1.3.2.	- <i>Brecce tettoniche interposte tra la Falda Toscana e la Successione Metamorfica di Punta Bianca</i>	»	83
1.3.2.1.	- “brecce di Lerici” (BLE)	»	83
1.3.2.2.	- “brecce di Maralunga” (BML)	»	85
1.3.3.	- <i>Successione Metamorfica di Punta Bianca</i>	»	86
	<i>Basamento Ercinico</i>	»	89
1.3.3.1.	- “filladi e quarziti di Buti” (BUT)	»	89
	<i>Ciclo Sedimentario Medio Triassico</i>	»	90
1.3.3.2.	- “metaconglomerati, metarenarie e metapeliti” (MAP)	»	90
	“metaconglomerati”	»	91
	“metaconglomerati e metapeliti”	»	91

1.3.3.3.	- “marmi di Punta Bianca” (MPU)	92
	- “metacalcari, calcescisti e filladi”	93
	- “marmi di Punta Bianca”	94
1.3.3.4.	- “metabrecce poligeniche, metavulcaniti, filladi e calcescisti” (VMP)	96
	- “metabrecce poligeniche”	96
	- “metavulcaniti”	97
	- “filladi e calcescisti”	98
	- <i>Gruppo del Verrucano</i>	98
1.3.3.5.	- “filladi violette” (FVE)	99
1.3.3.6.	- “anageniti” (ATI)	100
1.3.3.7.	- “quarziti e filladi” (QFL)	100
1.3.3.8.	- “scisti di San Terenzo” (SSZ)	102
2.	- STRATIGRAFIA DELLE COPERTURE NEOGENICO-QUATERNARIE	103
2.1.	- DEPOSITI DEL MIOCENE SUPERIORE? - PLEISTOCENE	103
2.1.1.	- <i>Bacino di Sarzana</i>	103
2.1.1.1.	- “sintema di Sarzana” (ASZ)	103
	- “subsintema di Sarzanello-Caniparola” (ASZ ₁)	105
	- “subsintema di Ponzano Magra” (ASZ ₂)	109
	- “subsintema di M. Darma” (ASZ ₃)	112
	- “subsintema della Faggiada” (ASZ ₄)	114
2.1.1.2.	- “sintema della bassa Valdimagra” (BVM)	116
	- “subsintema di San Bartolomeo” (BVM ₁)	117
	- “subsintema di Santo Stefano Magra” (BVM ₂)	118
	- “subsintema di Ceparana” (BVM ₃)	119
	- “subsintema di Posticcio” (BVM ₄)	120
2.1.2.	- <i>Paleovalle di Pian di Barca</i>	122
2.1.2.1.	- “sintema di Pian di Barca” (PBR)	122
2.2.	- DEPOSITI QUATERNARI	123
2.2.1.	- <i>Depositi delle aree emerse</i>	124
2.2.1.1.	- Depositi di frana (a ₁ , a _{1a})	124
2.2.1.2.	- Detriti di falda (a ₃)	124
2.2.1.3.	- Coltri eluvio colluviali (b ₂)	125
2.2.1.4.	- Depositi alluvionali terrazzati (b _{n1-4})	125
2.2.1.5.	- Depositi alluvionali dei corsi d’acqua attuali (b)	128
2.2.1.6.	- Depositi di spiaggia attuale (g ₂)	129
2.2.2.	- <i>Depositi superficiali delle aree sommerse</i>	129
2.2.2.1.	- Sistema deposizionale di Foce del Fiume Magra (g ₆)	130
2.2.2.2.	- Sistemi deposizionali sublitoranei (g ₇)	130

2.2.2.3.	- Sistema deposizionale del Golfo di La Spezia (g8)»	130
2.2.2.4.	- Sistema deposizionale di piattaforma interna (g9)»	130
2.2.2.5.	- Sistema deposizionale di piattaforma esterna e scarpata (g10)»	132
V	- SISMOSTRATIGRAFIA DELLA PARTE MARINA»	133
1.	- SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO»	133
2.	- EVOLUZIONE DELLA PIATTAFORMA»	134
3.	- LA SUCCESSIONE TARDO-QUATERNARIA»	135
VI	- TETTONICA»	143
1.	- DESCRIZIONE SINTETICA DELL'ASSETTO TETTONICO»	143
2.	- IL DOMINIO LIGURE INTERNO»	150
2.1.	- UNITÀ TETTONICA DEL M. GOTTERO»	150
2.2.	- UNITÀ TETTONICA DEL M. ANTOLA»	151
3.	- IL DOMINIO LIGURE ESTERNO»	151
3.1.	- UNITÀ TETTONICA DI OTTONE»	151
4.	- IL DOMINIO SUBLIGURE»	152
4.1.	- UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO»	152
4.2.	- UNITÀ TETTONICA DI MARRA»	154
5.	- IL DOMINIO TOSCANO»	154
5.1.	- FALDA TOSCANA»	154
5.2.	- SUCCESSIONE METAMORFICA DI PUNTA BIANCA»	162
5.2.1.	- <i>La megapiega di Punta Bianca</i>»	162
5.2.2.	- <i>Horst di Ameglia</i>»	167
6.	- NEOTETTONICA: SIGNIFICATO TETTONICO- SEDIMENTARIO DEI DEPOSITI NEOGENICO- QUATERNARI»	168
6.1.	- IL BACINO DELLA BASSA VAL DI MAGRA»	168
6.2.	- L'AREA TRA IL TORRENTE RICCÒ ED IL FIUME VARA»	171
6.3.	- AREA DI LA SPEZIA»	172
7.	- LA TETTONICA FRAGILE NEOGENICO-QUATERNARIA NELLA PARTE A MARE»	172
8.	- RAPPORTI TRA NEOTETTONICA DEL MARGINE CONTINENTALE E DELL'AREA EMERSA»	176
9.	- SISMICITA'»	178
VII	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE»	179
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE»	179

1.1.	- ROCCE LAPIDEE	»	179
1.2.	- INERTI	»	180
1.3.	- MINIERE	»	181
2.	- ACQUE SORGIVE ED ACQUIFERI	»	181
VIII	- DISSESTO IDROGEOLOGICO	»	183
	RINGRAZIAMENTI	»	187
	BIBLIOGRAFIA	»	189

PROGETTO
CARG

ABSTRACT

Many of the tectonic units recognized in the Northern Apennines crop out in La Spezia 1:50,000 Geological Sheet: from bottom to top, the Metamorphic Succession of Punta Bianca (Early Paleozoic to Late Triassic), the Tuscan Nappe (Late Triassic to Oligocene), the Marra Unit (Oligocene), the Canetolo Complex (Paleogene), the Ottone Unit (Late Cretaceous), the Mt. Gottero Unit (Jurassic to Paleocene), the Mt. Antola Unit (Late Cretaceous).

The first three units developed above the continental margin of the Adria plate, the remaining four had a substratum ranging from transitional (the Subligurid Canetolo Complex) to oceanic (Ligurid Units) and are considered representative of the so-called Tethyan realm.

The Metamorphic Succession of Punta Bianca crops out in the eastern promontory of La Spezia gulf. It is made of by Early Paleozoic fine-grained clastic sediments metamorphosed during a Late Paleozoic (Hercynian) event and by two sedimentary (continental to shallow marine) cycles of Middle to Late Triassic age. The Triassic basins are probably related to early rifting stages connected with the Tethys opening. During the Miocene the whole succession underwent "Alpine" greenschist facies metamorphism.

Lenses of discontinuous thickness of cataclastic carbonate breccias (Maralunga and Lerici breccias) are interposed between the Metamorphic Succession of Punta Bianca and the overlying Tuscan Nappe.

The Tuscan Nappe sedimentary formations were deposited on a carbonate platform in progressive drowning after the Early Jurassic and in deep-sea envi-

ronment since the latest Jurassic. New units of different rank, from members to lithofacies, have been mapped within the Formazione di La Spezia, Scaglia Toscana and Macigno. The total thickness of the Tuscan Nappe reaches 3,500 m and more than 2,000 m are represented by the Oligocene Macigno turbidite grey-wacke sandstones.

Discontinuous lenses of Oligocene marls and silts (Marra Unit) of probable slope environment are geometrically interposed between the Tuscan Nappe and the overlying Canetolo Complex. The latter is a Paleogene highly deformed assemblage of prevailing shales with subordinate limestones and sandstones, whose original stratigraphy is obliterated. When it was possible to distinguish discrete bodies of uniform lithology, the “Gropo del Vescovo limestone” (**CGV**) and the “Ponte Bratica sandstones” (**ARB**) have been mapped.

The tectonic units overlying the Canetolo Complex can be attributed to the External Ligurids, which were originally closer to the Adria margin and include the Ottone Unit, and to the Internal Ligurids, which were originally closer to the conjugate European margin and include the Mt. Gottero Unit and the Mt. Antola Unit. All the Ligurid units have a similar sedimentary succession since they consist of Late Cretaceous shales topped by turbidites, that can be calcareous (Ottone and Mt. Antola) or arenaceous (Mt. Gottero). Some peculiarities can be pointed out. In the Ottone Unit the shaly portion beneath the calcareous turbidites (“Ottone flysch”, **OTO**) is stuffed by olistoliths derived from the ophiolitic suite. The Mt. Gottero Unit includes some chunks of serpentinites and gabbros which are regarded as the original substratum of the sedimentary succession, which at its top reaches the Paleocene.

Along the northeastern flank of the Sarzana basin the highly deformed Ligurid units are sealed by a thick cover of continental deposits ranging in age from a possible Late Miocene to the Holocene. Unlike the lithostratigraphical criteria that ruled the mapping of older deposits, unconformity-bounded stratigraphic units were recognized and mapped in the Neogene sedimentary succession. The Sarzana Synthem (**ASZ**), the Low Magra Valley Synthem (**BVM**) and the Pian di Barca Synthem (**PBR**) have been established together with associated subsynthem and lithofacies.

Fluvial and alluvial fan sediments prevail in the Low Magra Valley Synthem (**BVM**) and the Pian di Barca Synthem (**PBR**). Fluvio-lacustrine deposits with lignite seams occur in the basal portion of the Sarzana Synthem (**ASZ**). Along the NE slopes of the Sarzana basin the same lower units of the Sarzana Synthem (**ASZ**) are tilted toward SW and juxtaposed by faults to the Ligurids. Tilting decreases progressively moving basinward.

The marine area of La Spezia Sheet is almost entirely occupied by a continental shelf with an extremely regular morphology. It is constituted by some

Plio-Quaternary sedimentary sequences that cover an Apenninic substratum faulted and sunk. One morphological peculiarity is represented by the active head of the Levante Canyon that cuts the shelf in its southwestern part. This feature does not bear any relationships with the subaerial drainage network or tectonic structures.

With reference to various types of shelves of sedimentary construction, this shelf belongs to a category in which progradation and aggradation assume comparable importance on the whole, even if their relationship was different in the various phases of development. The seismostratigraphical analysis has confirmed the presence of a notable reflector with regional continuity and characters of an erosive surface. This reflector divides the sedimentary prism in two parts. The upper sedimentary complex is organized in manifold complete sequences, bounded by unconformities, as a classical expression of cycles of sea level changes, due to glacioeustatism. The remarkable thickness of the whole sedimentary prism, that increases toward SE, underlines the importance of the subsidence related to the disjunctive tectonics that has given origin to the basins of the Northern Tyrrhenian Sea.

The Upper Pleistocene-Holocene succession is mainly characterized by a transgressive sequence formed by at least three bodies. The widest and thickest body corresponds to the Younger Dryas and represents the fluvial deposit of an extended coastal plain with a well-developed hydrographic network.

An acoustically semitransparent layer with typical characters of an highstand deposit rests above all the described bodies. It reaches considerable, but extremely varying, thickness (max 30 m).

The structural framework of La Spezia Sheet is dominated by the superposition of Ligurid "Tethyan" units above Adria plate units (Punta Bianca and Tuscan Nappe). In turn, each of these major assemblages includes tectonically stacked units. The main stacking events can be dated Early to Middle Miocene.

From a structural point of view, five areas can be distinguished from west to east:

- continental margin. Its framework is determined by different brittle structures, mainly referable to the "Tyrrhenian" disjunctive tectonics active since the Late Miocene. As to importance and frequency, step faults of Apenninic trend, which lower the substratum towards SW, prevail. They are intersected by NE-trending transfer lines. E-W trending normal faults are more rare. A narrow belt of the substratum is deformed by some listric reverse faults, which also displace part of the sedimentary cover, producing large thrusts. Trend and continuity of these structures parallel those of the Apenninic step faults;

- western promontory of La Spezia gulf: The Tuscan Nappe, the Marra Unit and the Canetolo Complex are here involved in a large, SW verging, overturned fold ("La Spezia fold") which can be traced southward beyond the La Spezia gulf.

This “Tyrrhenian” vergence, opposite to the common “Adriatic” vergence of the northern Apennine structures, has been tentatively related to a backthrust in the generally Adriatic-oriented displacement of the tectonic units.

- eastern promontory of La Spezia gulf and La Spezia hinterland: in the southernmost portion of the promontory the Metamorphic Succession of Punta Bianca and the overlying Tuscan Nappe are antiformally folded. The Tuscan Nappe is involved also in low-angle normal faulting. To the North, a large slab of “Mt. Gottero sandstone” (**GOT**) is locally involved in N to NE verging recumbent folding. A major NW-trending, high-angle normal fault (“La Spezia fault”) juxtaposes the Tuscan Nappe of the western promontory against the Mt. Gottero tectonic unit.

- the Sarzana basin: like many other similar Neogene structures in the Apennines, this basin is a half graben bounded by NW trending border faults, the master fault being adjacent to the Punta Bianca promontory. It is possible that these pronounced NW/SE Apenninic lineaments were acquired during rather late stages of the basin development.

- northeastern areas (Mt. Grosso/Mt. Tanna ridge): the core of this ridge is a Tuscan Nappe anticline. On both limbs of the anticline repeated thrusts of Ligurid and Subligurid units make up a belt of highly deformed rocks.

A schematic structural history of the region includes the following succession of events:

- in connection with a subduction zone dipping beneath the Europe plate, begin since the Late Cretaceous the consumption of the Tethys realm and the stacking of the Ligurid units and their progressive translation onto the Adria plate margin. At the end of the Paleogene their superposition on the Tuscan domain is achieved; end of Paleogene/beginning of Miocene intense shortening in the Adria continental crust and ensialic subduction produce greenschist metamorphism of the Punta Bianca succession and strong folding with large backthrusts;

- since the Late Miocene a part of the region is uplifted and emerged with development of continental intermontane basins, bounded by normal high-angle faults particularly active during the Quaternary;

- during the same time the continental margin is rifted and lowered as consequence of Tyrrhenian Basin formation;

- some compressive events temporarily interrupt the disjunctive tectonics during the Late Pliocene-Early Pleistocene.

I – INTRODUZIONE

Il Foglio 248 La Spezia della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 305/89) a seguito di Convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Regione Liguria, che, in data 10/7/95, ha affidato a Aquater S.p.A. (Gruppo ENI) l'incarico di eseguire le attività previste dalla suddetta Convenzione.

Il Foglio 248 La Spezia è stato realizzato tramite la seguente struttura organizzativa e scientifica:

Responsabile del Progetto: Dr.ssa Giovanna Gorziglia (Regione Liguria)

Responsabile dell'esecuzione del Progetto: Dr. Mario Costa (Aquater S.p.A.)

Coordinatori scientifici: Prof. Ernesto Abbate (Università di Firenze) per la parte a terra; Prof. Francesco Fanucci (Università di Trieste) per la parte a mare.

Direttori di rilevamento: Prof. Piero Bruni, Prof. Milvio Fazzuoli e Prof. Mario Sagri (Università di Firenze) per la parte a terra; Prof. Mauro Piccazzo (Università di Genova) per la parte a mare.

Esperti: Prof. Giovanni Sguazzoni e Dr.ssa Paola Vannucchi (Università di Firenze) per gli aspetti strutturali;

Rilevatori: Dr. Giuseppe Aruta, Dr. Marco Benvenuti, Dr.ssa Gabriella Burchietti, Dr.ssa Barbara Cattaneo, Dr.ssa Paola Falorni, Prof. Enrico Pandeli, Dr. Mauro Papini e Dr. Alessandro Robbiano per la parte a terra; Dr. Danilo Morelli per la parte a mare.

Analisti: Dr. Marco Chiari, Prof.ssa Marta Marcucci, Prof.ssa Simonetta

Monechi e Dr.ssa Viviana Reale (Università di Firenze) per gli aspetti biostratigrafici; Prof. Nicola Cipriani e Dr. Massimo Nebbiai (Università di Firenze) per gli aspetti petrografici; Prof. Nevio Pugliese (Università di Trieste) per gli aspetti biostratigrafici relativi alla parte a mare, Dott. Furio Finocchiaro (Università di Trieste) per la sedimentologia marina.

Inoltre il Dr. Marco Benvenuti, il Prof. Enrico Pandeli, il Dr. Mauro Papini e la Dr.ssa Paola Vannucchi hanno curato l'acquisizione e l'interpretazione dei dati relativi, rispettivamente, alla stratigrafia delle coperture neogenico-quadernarie, alla stratigrafia ed analisi strutturale della Successione Metamorfica di Punta Bianca, alla stratigrafia delle successioni torbiditiche, all'analisi strutturale della piega di La Spezia; il Dr. Marco Chiari (Università di Firenze), il Prof. Sandro Moretti (Università di Firenze) e il Prof. Federico Venturi (Università di Perugia) hanno curato rispettivamente gli aspetti relativi alla biostratigrafia dei radiolari, alle frane e alla biostratigrafia delle ammoniti.

I rilievi geologici a terra sono stati eseguiti a scala 1:10.000 negli anni 1998-2000. I rilievi geofisici e i campionamenti a mare sono stati eseguiti nel corso dell'autunno 1998, con la collaborazione della Società G.A.S. di Bologna (Operatore) e con l'assistenza, durante le operazioni a bordo, del Dr. Danilo Morelli (Università di Trieste), del Dr. Marino Zuccolini e del Dr. Marco Ferrari (Università di Genova).

La Dr.ssa Paola Falorni ha curato l'*editing* grafico del Foglio e delle Note Illustrative.

L'area del Foglio ricade per la massima parte nella provincia di La Spezia e per alcune parti più orientali nella provincia di Massa-Carrara.

Per quanto riguarda la cartografia geologica ufficiale precedente, l'area del Foglio La Spezia 1: 50.000 è compresa quasi interamente nel Foglio 95 La Spezia (ZACCAGNA, 1928) alla scala 1: 100.000 ad eccezione di una ristretta fascia orientale che rientra nel Foglio 96 Massa (TREVISAN *et alii*, 1971).

Per la parte a mare esisteva una cartografia precedente costituita prevalentemente da mappe tematiche, a grandi linee e a varie scale. L'unica cartografia geologica ufficiale era rappresentata dallo STRUCTURAL MODEL OF ITALY e dalla NEOTECTONIC MAP OF ITALY edite, a scala 1:500:000, dal C.N.R.

L'area del Foglio, che nella parte prossima al mare costituisce l'estremità meridionale della Riviera di Levante, ha nella sua parte centrale il golfo di La Spezia limitato ad est dal promontorio di Lerici-Montemarcello e ad ovest da quello di Portovenere con le isole Palmaria e Tino. Il promontorio di Portovenere prosegue verso nordovest con una dorsale con quote massime sui 700 m. Lungo la costa, ai piedi di questa dorsale, sono situati i centri di Riomaggiore, Manarola, Corniglia e Vernazza appartenenti al comprensorio delle Cinque Terre. Verso l'estremità orientale l'area del Foglio lambisce la parte meridionale

di un terzo alto morfologico, quello della dorsale di Calice al Cornoviglio con creste intorno ai 900 m

La porzione orientale del Foglio entra in Lunigiana dove sono situate Sarzana e S.Stefano Magra, mentre verso nord l'area del Foglio tocca Beverino.

La rete idrografica è caratterizzata dalla confluenza del Vara nel Magra a Ceparana nell'angolo nordorientale del Foglio e dal tratto terminale del Magra tra Ceparana e la foce a Bocca di Magra.

I principali elementi geomorfologici sono rappresentati dalle dorsali dei promontori occidentale ed orientale del golfo di La Spezia, dalle dorsali di Polverara e di M. Grosso-M. Tanna, e dall'estese pianure alluvionali del Magra e del Vara.

1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

1.1. - PARTE A TERRA

Il criterio di rilevamento è risultato duplice in quanto sono state cartografate unità litostratigrafiche (gruppi, formazioni e membri) ed unità stratigrafiche a limiti inconformi (sintemi e subsintemi, le cosiddette UBSU, *Unconformity Bounded Stratigraphic Units*, SALVADOR, 1987; COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA, 1992; INTERNATIONAL SUB-COMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION, 1994). Le prime, rispondenti agli orientamenti che hanno uniformato la cartografia geologica ufficiale sin dagli anni '60, sono state utilizzate per le unità del substrato pre-plio-quadernario, le seconde per la copertura plio-quadernaria. Questa scelta è stata motivata dalle caratteristiche proprie dei depositi plio-quadernari. Questi ultimi presentano alternanze di eventi deposizionali e fasi erosive stratigraficamente comprese tra superfici di inconformità significative a livello di bacino e distinguibili dal punto di vista cartografico. Dato che si sviluppano attraverso litologie piuttosto uniformi (conglomerati con livelli sabbiosi), secondo l'approccio litostratigrafico sarebbero state da accorpate in un'unica unità. In questo caso non sarebbero stati messi in evidenza elementi particolarmente utili per ricostruire la storia ed il significato di questi depositi.

Si deve comunque sottolineare che per queste unità a limiti inconformi le correlazioni interbacinali sono problematiche e spesso non si trovano corrispondenze nemmeno cronologiche in aree geograficamente vicine. Ciò porta ad istituire un numero notevole di unità con nomi diversi poichè manca la possibilità di stabilire equivalenze ben fondate.

1.2. - PARTE A MARE

Per quanto esista una letteratura abbastanza nutrita su questa zona del fondale tirrenico, all'inizio del progetto CARG la natura e densità dei dati disponibili erano del tutto inadeguate ad un cartografia a scale 1:25.000 e 1:50.000. Nell'ambito del Progetto ci si è prefissi di ottenere sia una rete di dati dimensionata alle necessità cartografiche, sia un approfondimento delle conoscenze geologiche generali e in particolare di quelle sismostratigrafiche e tettoniche.

Il Progetto ha quindi comportato l'esecuzione di rilievi originali comprendenti:

- batimetria,
- sismica a riflessione ad altissima risoluzione (*subottom*) per il rilievo dei caratteri e delle potenze dei livelli sedimentari superficiali;
- campionature mediante *box corer* per la definizione della litologia del fondale;
- campionature con carotiere a gravità per indagini dirette sulla natura dell'immediato sottofondo;
- sismica a media risoluzione e penetrazione (*Sparker* 1-3 KJ) per indagini sismostratigrafiche e strutturali.

In totale sono stati eseguiti 230 km di profili, prelevati 126 campioni superficiali e 7 carote. Essendo già note la notevole potenza e certe caratteristiche della coltre sedimentaria superficiale di piattaforma, è stata programmata solo una modesta rete di carotaggi a gravità.

Le principali innovazioni che derivano dall'analisi dei dati raccolti e dalla loro interpretazione, tenuto conto delle conoscenze pregresse, riguardano:

- l'andamento e i caratteri della testata del Canyon di Levante, pressochè ignoti in precedenza;
- la sismostratigrafia di dettaglio dei corpi del Pleistocene superiore – Olocene;
- le paleomorfologie impostatesi nel corso della trasgressione postglaciale, anch'esse ignote, con l'eccezione di quelle della parte più interna del golfo di La Spezia;
- la definizione dei processi di rimobilizzazione gravitativa dei sedimenti superficiali sul fronte della piattaforma;
- l'individuazione di una fase tettonica nel corso della quale alcune strutture del substrato pre-pleiocenico agiscono in compressione coinvolgendo anche parte della copertura plio-pleistocenica.

Per la batimetria di dettaglio ci si è avvalsi dei dati forniti dall'Istituto Idrografico della Marina integrati dalle levate eseguite nel corso della campagna di rilevamento. Per la sismostratigrafia di dettaglio dell'interno del golfo di La Spezia si sono utilizzate anche alcune linee *subottom* EDO 333 di proprietà del Dipartimento per lo studio del Territorio e delle sue Risorse (DIPTERIS) dell'Università di Genova. La cartografia di base, per la prima fase di restituzione a scala 1:25.000, è quella della Carta Tecnica della Regione Liguria.

2. - STRUTTURAZIONE DELLA LEGENDA E SCELTA DEGLI SCHEMI BIOZONALI

Per la parte a terra i grandi domini paleogeografico-strutturali presenti nell'area del Foglio (fig.1) (il Dominio Toscano con la Successione Metamorfica di Punta Bianca e la Falda Toscana; il Dominio Subligure con l'Unità tettonica di Canetolo e l'Unità tettonica di Marra; il Dominio Ligure con le unità tettoniche del M. Antola, del M. Gottero e di Ottone) hanno fornito il quadro di riferimento entro cui sono state cartografate le varie formazioni. Sarebbe stato pertanto

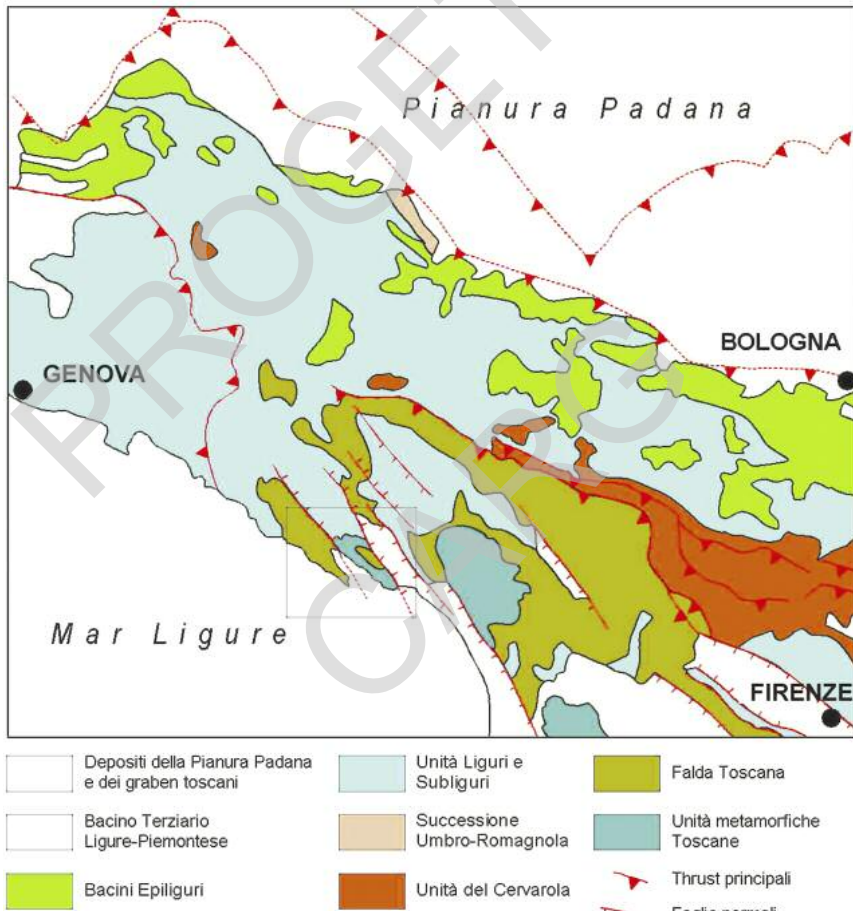


Fig. 1 - Schema geologico dell'Appennino settentrionale tra Genova e Firenze.

possibile strutturare la legenda secondo un criterio litostratigrafico. Tuttavia, in aderenza a quanto stabilito dal Servizio Geologico Nazionale (SGN) nelle fasi iniziali del Progetto CARG e per garantire un'omogeneità con i fogli adiacenti, si è ritenuto opportuno distinguere nella legenda del substrato pre-pliocenico le unità tettoniche che nel corso della storia deformativa della regione si erano individuate a spese delle originarie successioni sedimentarie. Poichè nell'ambito dei singoli domini paleogeografici non c'è stata una segmentazione tettonica tale da coinvolgere in unità diverse le stesse formazioni, le unità tettoniche che compaiono in legenda rappresentano porzioni uniche, più o meno complete, di originarie successioni sedimentarie.

Per la scelta degli schemi biozonali si è cercato di integrare biozonazioni basate su foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei (BLOW, 1969, 1979; MARTINI 1971; RIO & VILLA, 1987; BERGGREN & MILLER, 1988). In particolare, gli schemi biostratigrafici a nannofossili calcarei utilizzati sono sia quelli *standard* proposti per il Mesozoico e per il Cenozoico sia schemi proposti specificatamente per l'area mediterranea, e cioè per il Giurassico BOWN *et alii*, (1988) e MATTIOLI & ERBA (1999), per il Cretaceo SISSINGH (1977) e MONECHI *et alii* (in stampa), per il Paleogene MARTINI (1971) e OKADA & BUKRY (1980), per l'Oligocene superiore – Miocene inferiore FORNACIARI & RIO (1996). Per l'analisi biostratigrafia delle associazioni a radiolari è stata utilizzata la zonazione proposta da BAUMGARTNER *et alii* (1995).

3. - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Il Foglio comprende un'area emersa ed una sommersa. All'interno dell'area emersa possono essere identificate ulteriori unità fisiografiche che corrispondono, da ovest verso est, ai promontori occidentale ed orientale del golfo di La Spezia, alla dorsale di Polverara, alla pianura del Vara-Magra e alla dorsale di M. Grosso-M. Tanna. Per quanto riguarda l'area sommersa si possono distinguere le morfologie tipiche associate alla presenza di una piattaforma continentale ampia ed uniforme.

3.1. – GEOMORFOLOGIA DELLE AREE EMERSE

Il promontorio occidentale del golfo di La Spezia è caratterizzato da un importante elemento strutturale rappresentato dalla piega di La Spezia con piano assiale suborizzontale e vergenza verso SO. Questa struttura dà origine ad una

dorsale asimmetrica orientata NO-SE con lo spartiacque principale spostato ad occidente, in corrispondenza dei potenti strati basali delle arenarie del Macigno (**MAC**).

Nel versante occidentale del promontorio sono esposte prevalentemente le arenarie del Macigno (**MAC**) e le “argille e calcari di Canetolo” (**ACC**). Le litologie di queste formazioni e il loro assetto stratigrafico prevalentemente a franapoggio ad alto angolo danno luogo a rilievi che condizionano fortemente i processi morfogenetici. In generale, questi sono tipicamente dovuti all'azione della gravità e delle acque di ruscellamento concentrato. Nella fascia costiera, influenzata dall'azione delle onde, la morfogenesi è espressa quasi esclusivamente da movimenti di massa indotti dall'azione delle mareggiate. I processi morfogenetici si manifestano anche in relazione alla combinazione dei vari assetti geostruturali. Laddove siano presenti giaciture prevalentemente a reggipoggio i processi dominanti risultano essere quelli relativi ad una degradazione dei versanti di tipo “movimenti di crollo” o “ribaltamento” con la formazione anche di estese coltri detritiche ai piedi dei versanti stessi. In condizioni di giaciture a franapoggio si possono manifestare morfologie condizionate da una degradazione dei versanti di tipo più superficiale (coltri colluviali).

Nel versante orientale del promontorio occidentale (Portovenere-Pignone) affiorano quasi esclusivamente i termini carbonatici della Falda Toscana. L'assetto stratigrafico-strutturale di questo versante, dove affiora il nucleo della piega di La Spezia, è caratterizzato da stratificazione verticale e/o a franapoggio approssimativamente inclinato come il pendio (vedi sezione geologica D-D' a cornice del Foglio) e da una diffusa fratturazione a direzione appenninica associata alla faglia di La Spezia.

L'assetto stratigrafico-strutturale dei litotipi carbonatici, unitamente alle variazioni climatiche che hanno generato le oscillazioni glacioeustatiche quaternarie, hanno favorito la formazione di un complesso sistema carsico che presenta caratterizzazioni riferibili a tipologie di carsismo distinte.

Una prima tipologia è quella di numerose forme a sviluppo prevalentemente verticale lungo piani di strato e/o lineamenti tettonici che, se da un lato ne favoriscono la formazione, dall'altro ne limitano parzialmente la profondità. Nello Spezzino, alcune di queste sono conosciute con il termine di “sprugole” (cavità da cui sgorgano le acque), note sin dall'antichità e usate sia per l'approvvigionamento idrico che come forza motrice per i mulini.

A nord di La Spezia e in particolare tra S. Benedetto e Caresana, nei litotipi carbonatici basali della Falda Toscana, qui interessati dalla faglia di La Spezia, si sviluppano numerose depressioni carsiche assorbenti, quali doline e simili, che presentano un evidente controllo strutturale.

Un'altra tipologia è data da forme carsiche derivanti dall'azione erosiva delle

onde, che ha prodotto grotte da solco di battente (ad esempio, Grotta Arpaia presso Portovenere, Grotta Azzurra e Grotta dei Colombi nell'isola Palmaria). In prevalenza queste forme si riscontrano nelle coste esposte ad occidente a quote comprese fra gli 80 m s.l.m. e i -20 m s.l.m..

Il promontorio orientale del golfo di La Spezia è caratterizzato largamente da litotipi carbonatici, soprattutto nella sua parte meridionale, e da una blanda antiforme asimmetrica. Questo assetto strutturale dà luogo a forme carsiche che si manifestano in condizioni di morfologia poco acclive. Anche qui, come a nord di La Spezia, sono presenti numerose doline, sovente allineate lungo direttrici strutturali. Sono praticamente assenti in superficie sorgenti carsiche.

La dorsale di Polverara è il prolungamento a NO del promontorio orientale del golfo di La Spezia ed è costituita quasi esclusivamente da litotipi arenacei, in particolare dalle "arenarie di M. Gottero" (**GOT**). Ne risulta una morfologia generalmente uniforme formata da dorsali debolmente arrotondate e valli non eccessivamente incise. In presenza di giaciture in prevalenza con immersioni verso i quadranti orientali, anche se con inclinazioni variabili, la morfologia di quest'area è caratterizzata da situazioni di debole asimmetria dei versanti con versanti più acclivi esposti a ovest (versanti a reggipoggio).

Anche per la dorsale di M.Grosso il condizionamento stratigrafico-strutturale è ben evidente. Si possono distinguere due domini geomorfologici distinti: I) il primo è caratterizzato dalla dorsale C. del Cerro-M.Grosso, dove affiorano esclusivamente le arenarie del Macigno in una anticlinale leggermente asimmetrica verso NE. Questa area si presenta con uno spartiacque estremamente pronunciato e versanti a franapoggio, ma molto acclivi ed incisi da corsi d'acqua in erosione; II) il secondo dominio è caratterizzato dalle due fasce di raccordo fra la dorsale e le pianure alluvionali del bacino del Magra e di quello di Aulla. Queste due zone formano ampie superfici a debole acclività dominate da depositi prevalentemente argilloso-calcarei ed arenaceo-siltosi delle unità Liguri e Subliguri, che determinano anche situazioni di instabilità dei versanti per movimenti plastici (es. soliflussi, ecc.).

Nelle aree di pianura il reticolo idrografico ha come elemento principale la confluenza del fiume Vara nel fiume Magra. A monte della confluenza, il corso del Magra ha direzione antiappenninica, mentre il Vara e il basso corso del Magra hanno direzione appenninica. Sia la valle del Magra che quella del Vara presentano un ordine gerarchico molto simile. Un carattere morfologico che si può rilevare è anche la dissimmetria dei versanti in alcuni tratti con forme relativamente più ripide in destra e versanti più dolci, a volte terrazzati, in sinistra.

La bassa pianura del Magra è costituita da depositi in alveo e da depositi terrazzati. I primi sono particolarmente abbondanti e evidenziano il carattere anastomizzato del fiume. Il regime è prevalentemente torrentizio con forti eventi

episodici di piena nei quali si concentra la maggior parte del trasporto solido, lasciato in alveo nel momento in cui l'evento si esaurisce.

La pianura attraversata dal basso corso del fiume Magra è periodicamente soggetta ad esondazioni particolarmente estese quando a precipitazioni intense nel bacino imbrifero si accompagnano condizioni sfavorevoli di deflusso delle acque nel mare (maree, correnti, venti).

È probabile che ripetuti eventi alluvionali con conseguente interrimento del porto abbiano contribuito a determinare il declino di Luni, scalo marittimo alla foce del Magra, molto importante in epoca romana per il commercio dei marmi apuani.

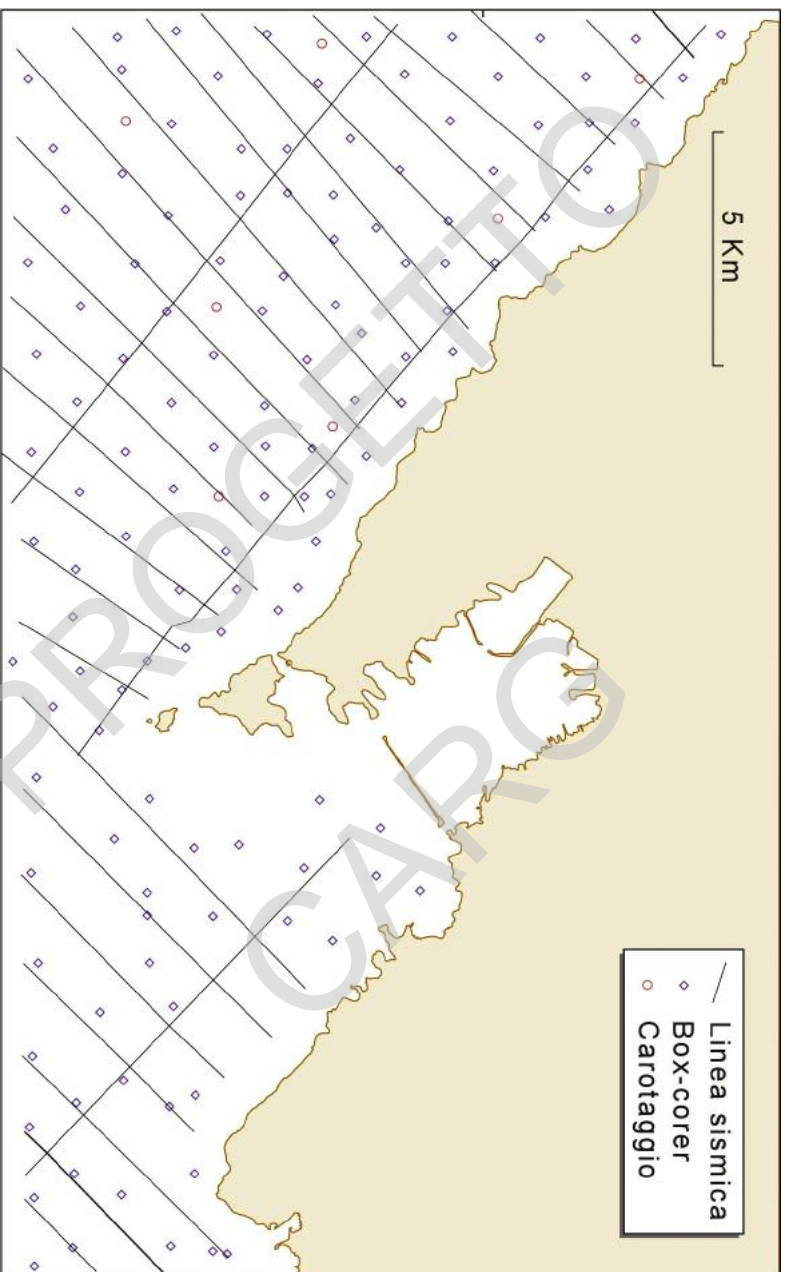
3.2. – GEOMORFOLOGIA DELLE AREE SOMMERSE

I rilievi originali eseguiti nel corso del Progetto hanno consentito di precisare i dettagli morfologici dei fondali compresi nel Foglio. L'andamento delle isobate è mediamente molto regolare, se si escludono alcune emergenze localizzate. Non vi sono brusche rotture di pendio, ma solo variazioni di pendenza gradualmente. La situazione è imputabile soprattutto alla potenza della coltre sedimentaria superficiale che oblitera le particolarità morfologiche generatesi durante la trasgressione postglaciale.

Il ciglio della piattaforma compare in due zone nel settore occidentale del Foglio. Alla testata del Canyon di Levante è condizionato dalle fenomenologie che determinano l'evoluzione di quel particolare ambiente e che danno luogo ad arretramenti diffusi. All'estremità sudoccidentale dell'area ha andamento rettilineo SE-NO e profondità media di 150 m. E' impostato su un corpo sedimentario clinostratificato in progradazione e in continuità con i corpi sedimentari sottostanti (fig.2). La variazione di pendenza è graduale e relativamente modesta. La sedimentazione recente ed attuale ingenera una ulteriore tendenza all'avanzamento.

La piattaforma interna ha morfologia scarsamente influenzata dall'andamento frastagliato della costa che si fa sentire al massimo sino all'isobata dei 25 m anche in corrispondenza del golfo di La Spezia e del notevole aggetto rappresentato dal promontorio di Portovenere e dalle isole Palmaria, Tino e Tinetto. Nella zona, i processi di sedimentazione hanno costituito il principale fattore di morfogenesi per tutto il Quaternario, coadiuvati dagli effetti regolarizzanti dell'erosione conseguente al glacioeustatismo. Unica vera emergenza morfologica della piattaforma interna è l'apparato di foce del fiume Magra (in fase d'erosione) che assume i caratteri di un prodelta poco accentuato, la cui presenza influenza la batimetria sino ai -12 m. Altre variazioni di pendenza in piattaforma interna sono riscontrabili nella zona delle Cinque Terre, a causa della presenza, al di sotto dei

Fig. 2 - Ubicazione delle linee sismiche e dei campionamenti.



sedimenti attuali, di un prisma sedimentario olocenico.

Morfologicamente è definibile piattaforma esterna quella che ha inizio con la zona che registra una sensibile variazione di pendenza, al fronte di un importante corpo sedimentario del tardo Pleistocene. Esso è ricoperto dai sedimenti recenti, di potenza non trascurabile, che in parte attenuano la variazione di pendenza. Verso l'esterno essi si appoggiano direttamente sulla superficie di discordanza tardo-pleistocenica e vengono interessati da vistose mobilizzazioni gravitative: Queste sono segnalate in letteratura (FIERRO & WESSELING-MARSHAL, 1985) come classici *slumps* di fanghi sottoconsolidati ad alto contenuto in acqua. I dati di *subbottom* CHIRP da noi ottenuti consentono di avere una visione più chiara e risolutiva di questi fenomeni, che sono d'altronde segnalati in molte zone del Mediterraneo, in situazioni del tutto analoghe (vedi CORREGGIARI *et alii*, 1992 *cum bibl.*).

Nei casi osservati entro l'area del Foglio i suddetti *slumps* si risolvono in una serie di piccoli *sliding* rotazionali con superficie di movimentazione che si raccorda verso il basso ad un livello acusticamente semitrasparente (fig.3). Nel loro insieme essi sono limitati ad un'area stretta ed allungata parallelamente al ciglio della piattaforma, mappabile. Localmente il fenomeno appare innescato da incrementi di carico dovuto a ispessimento dei depositi in questione per formazione di piccoli *sediment drifts*.

Le sollecitazioni gravitative comunque non sono sufficienti a giustificare il fenomeno. I sedimenti interessati sono mediamente fini e poco consolidati. Il comportamento reologico particolare che mostrano deve essere innescato da altri fattori, come l'azione di fluidi (CORREGGIARI *et alii*, 1999), che si liberano in fase di diagenesi precoce e che potrebbero costituire anche la causa scatenante della movimentazione stessa.

Al limite occidentale del Foglio compare la testata di un *canyon* sottomarino noto come Canyon di Levante (RAMELLA *et alii*, 1987), a decorso complessivo E-O, tortuoso nel dettaglio. In letteratura i caratteri del *canyon* risultano poco definiti. Andamento e caratteri della testata vengono precisati per la prima volta.

In effetti la parte del Canyon di Levante compresa nell'area del Foglio non ha la morfologia tipica, essendo priva delle articolazioni che caratterizzano solitamente la parte alta dei *canyons* mediterranei. Si presenta piuttosto come un ampio canale che tende a chiudersi verso terra, pur mantenendo un apice relativamente ampio e tondeggiante. La morfologia delle zone di raccordo tra *canyon* e piattaforma è riferibile prevalentemente a mobilizzazioni gravitative di sedimento. Il ciglio della piattaforma in corrispondenza del *canyon* è da considerarsi in attivo arretramento.

Il canale ha fianchi ripidi e fondo piatto (fig.4), cosa che porta ad escludere i fenomeni di erosione sottomarina come fattore primario di modellamento, almeno attualmente. Esso mostra piuttosto i caratteri di una depressione indotta, in

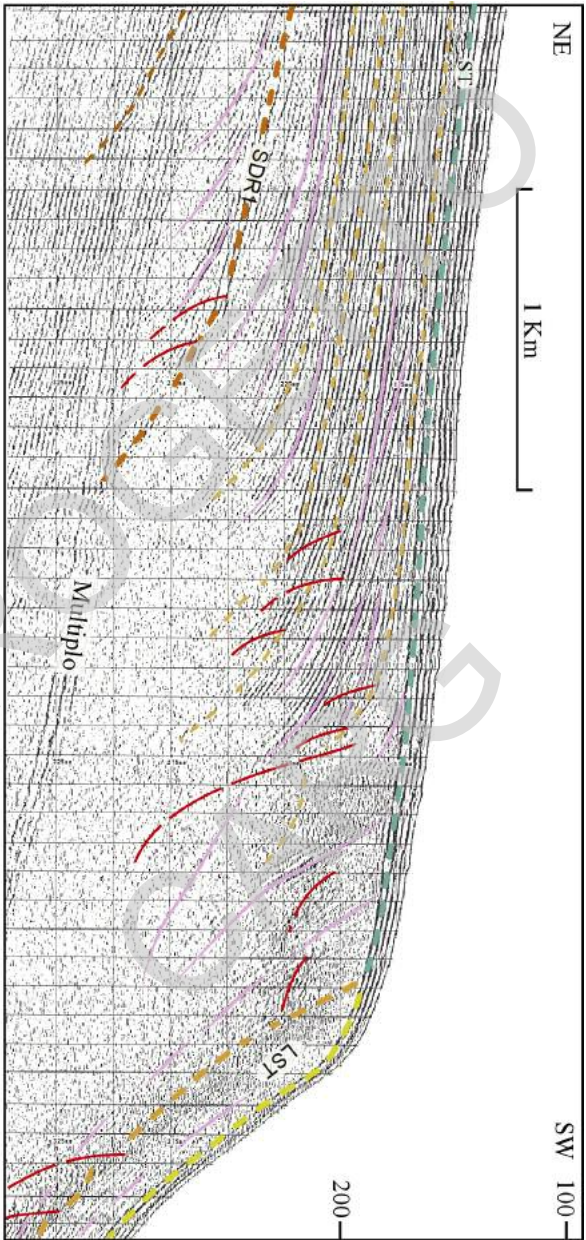


Fig. 3 - Profilo sparker I kJ perpendicolare alle isobare, che mostra la morfologia e la natura della parte frontale della piattaforma continentale. Sono evidenziate in colore le superfici di discordanza pleistoceniche. SDR1 = superficie di discordanza regionale; ST = superficie tra-sgressiva tardo-quadernaria; LST = corpo di basso stazionamento. Scala verticale in millisecondi (tempi doppi).

una copertura sedimentaria duttile, da deformazioni rigide attive nel substrato. Ripetuti fenomeni di erosione sottomarina hanno certamente avuto parte importante nel suo modellamento.

Si rilevano infatti alcuni paleocanali situati in prosecuzione dell'attuale apice del *canyon*, con la stessa orientazione. Essi sono colmati da sedimenti tardo pleistocenici, per cui possono essere considerati il primo prodotto dei processi morfogenetici impostatisi durante la trasgressione postglaciale.

I depositi recenti (lutitici) sono ridottissimi o assenti sui fianchi del *canyon*, ma nel *talweg* si ispessiscono, mostrando che il canale funziona temporaneamente anche come area di accumulo oltrechè di transito di sedimenti.

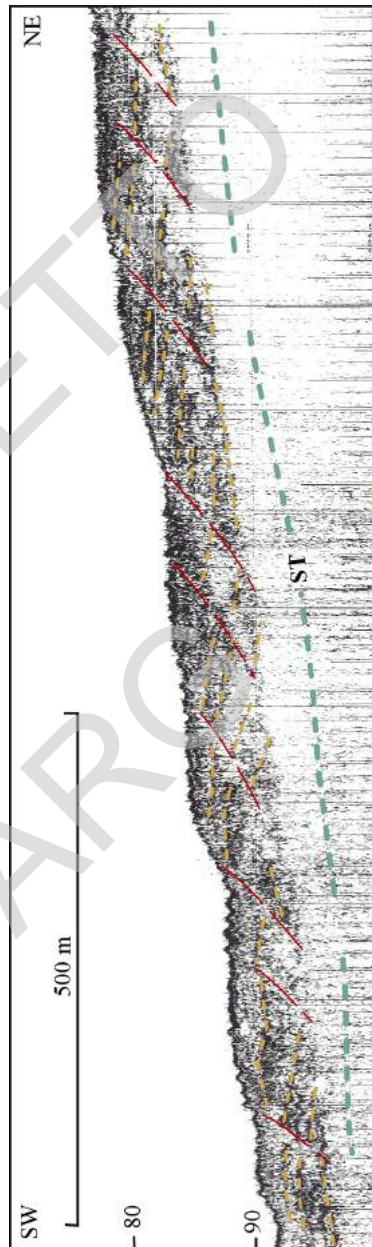


Fig. 4 - Profilo Subbottom CHRP di fronte a Portovenere, che mostra le mobilizzazioni gravitative dei livelli olocenici sulla piattaforma esterna. ST = superficie trasgressiva tardo-quetmaria. Scala verticale in metri.

PROGETTO
CARG

II - CENNI STORICI

Le favorevoli condizioni di esposizione, che caratterizzano i terreni affioranti nei versanti a mare dei promontori occidentale ed orientale del golfo di La Spezia, sono state probabilmente di stimolo e supporto alle prime osservazioni di naturalisti che sin dagli inizi dell'800 hanno mostrato interesse per gli aspetti relativi alla stratigrafia ed alla paleontologia nell'area del Foglio. Muovendo proprio dalla geologia locale, GEROLAMO GUIDONI, LUIGI PARETO e ARTURO ISSEL, tutti liguri e GUIDONI, proprio di Vernazza, hanno dato un primo impulso alle Scienze della Terra in questo settore appenninico. La loro attività, resa ancora più significativa da scambi frequenti con geologi toscani, come PAOLO SAVI e LEOPOLDO PILLA, e con studiosi dell'Europa centro-settentrionale, mirava a definire il valore cronologico dei fossili sin ad allora rinvenuti e ad individuare possibili correlazioni litostratigrafiche a scala interregionale (GUIDONI, 1827-28; GUIDONI & PARETO, 1832; ISSEL & SQUINABOL, 1891). C'è da sottolineare che a rendere ancor più difficile la costruzione di una scala biostratigrafica, già di per sé impegnativa perchè appena ai primordi, si aggiungeva il fatto che gran parte dei fossili raccolti (ammoniti, belemniti, lamellibranchi) proveniva dalla porzione rovesciata, ma non ancora riconosciuta come tale, della piega di La Spezia, come ad es. dai dintorni di Portovenere. Quando questo rovesciamento, ipotizzato da PILLA sin dal 1846 (due anni prima di morire combattendo volontario nella battaglia di Curtatone), viene documentato da CAPELLINI (1862b), il progredire delle conoscenze riprende con slancio e dà risultati ancora in gran parte

validi. Autori instancabili di queste nuove ricostruzioni stratigrafiche e di precise documentazioni cartografiche, con ovvie ricadute sulla definizione della storia tettonica della regione, sono GIOVANNI CAPELLINI, nato a La Spezia, ed il suo allievo DOMENICO ZACCAGNA, nato nella vicina Carrara (CAPELLINI, 1862a, 1864, 1866-67, 1881, 1902; ZACCAGNA 1923, 1925, 1931, 1935; ZACCAGNA coautore in CANAVARI *et alii*, 1883).

A parte alcune divergenze circa l'attribuzione della formazione scistosa sericitica di base, presente nel promontorio orientale (Bocca di Magra), al Paleozoico secondo CAPELLINI (1902) o al Triassico superiore secondo ZACCAGNA (1935), diviene opinione diffusa presso la maggioranza degli studiosi, e lo rimane fino a circa la prima metà del '900, che i terreni affioranti nel Foglio e nelle aree limitrofe siano riconducibili ad un'unica successione stratigrafica dal Triassico al Quaternario. Come mostra la tav.1, in questa successione potevano essere riconosciuti eventi particolari da riferire a due trasgressioni di significato regionale: quella bathoniana (Giurassico medio) e quella cenomaniense (Cretaceo superiore). A questo solido impianto stratigrafico, mostrato in una bella tavola sinottica da DE STEFANI (1880), corrispondeva una visione di sostanziale autoctonia delle successioni studiate, tutt'al più interessate da blande pieghe (ZACCAGNA aveva, comunque, riconosciuto l'importanza della faglia di La Spezia, anche se nelle sue carte geologiche, sempre pregevoli, questa faglia, come qualsiasi altra, non viene distinta). Qualsiasi ipotesi, come quella faldista, che considerava queste successioni come il prodotto della sovrapposizione geometrica di più unità tettoniche, veniva decisamente rifiutata, forse per il carattere di novità dirompente, anche se molti autori stranieri (e.g. STEINMANN, 1907a,b; 1927; LENCEWICZ, 1917; STAUB, 1932; TILMANN, 1929; DE WIJKERSLOOTH, 1934; TEICHMÜLLER R., 1935) e qualche italiano (ANELLI, 1938; ROVERETO, 1939) già applicavano le concezioni dei grandi "carreggiamenti" alpini alle situazioni appenniniche. I faldisti distinguevano le "Toscanidi I" (equivalenti alla Successione Toscana Metamorfica, tipicamente esposta nelle Apuane), le "Toscanidi II" (equivalenti alla Falda Toscana) e le Liguridi (i terreni attualmente riferiti al Dominio Ligure e Subligure). Come risulta chiaro dalle strette corrispondenze con le unità presentemente riconosciute, il quadro faldista dei primi decenni del secolo si dimostra ancora sostanzialmente valido.

Le concezioni faldiste cominciano a diffondersi su settori sempre più ampi della comunità scientifica italiana a partire dalla metà del secolo scorso (IPPOLITO, 1949-50) anche se non vengono condivise tutte le loro implicazioni. MERLA (1952) se ne serve per sostenere, documentandola con ricchezza di dati ed informazioni, l'alloctonia della coltre delle "argille scagliose" (Liguridi). D'altra parte, lo stesso autore non ritiene che deformazioni riconducibili allo schema delle falde abbiano interessato anche i sottostanti terreni delle succes-

sioni toscane che considera sostanzialmente autoctoni ad eccezione di ricoprimenti e raddoppi di limitata estensione per settori prossimi alle Apuane. Nella sintesi di MERLA i Monti di La Spezia con la grande piega rovesciata a vergenza tirrenica rappresenterebbero la parte settentrionale della seconda delle rughe tettoniche riconosciute nell'autoctono appenninico. Più a sud (Monti di Gerfalco) la stessa ruga avrebbe vergenza adriatica come tutte le altre rughe. Inoltre, MERLA, seguace del modello dei cunei composti di MIGLIORINI, avanza l'ipotesi che il

EVENTI PRINCIPALI sec. Capellini e Zaccagna	SUCCESSIONE SEDIMENTARIA sec. Capellini e Zaccagna	ATTRIBUZIONE nei lavori recenti
abbassamento quaternario del golfo di La Spezia		
	depositi continentali plioquaternari	
	depositi continentali del Miocene del Bacino di Sarzana	
sollevamento post-eocenico		
	Macigno eocenico	LIGURIDI: Arenarie del Gottero (Cretaceo superiore- Paleocene)
	nel Macigno intercalazioni galestrine con Nummuliti e problematico <i>Turrites</i> cretaceo (Vezzano)	DOMINIO SUBLIGURE: Complesso di Canetolo (Paleogene)
	Macigno eocenico con Nummuliti Scisti Policromi del Cretaceo superiore (Senoniano)	FALDA TOSCANA dal Carnico all'Oligocene superiore / Miocene inferiore
sollevamento cenomaniano con relativa lacuna subaerea		
	Maiolica del Neocomiano Diaspri del Titonico	
sollevamento bathoniano con relativa lacuna subaerea		
	Marne a Posidonia considerate del Liassico superiore	
	sedimentazione dal Liassico medio ed inferiore (calcarei grigi ad <i>Angulati</i> e calcari rossi ad <i>Arietites</i>) ai calcari retici	
	Calcarei retici ("infraliassici"): dolomia con portoro, calcari nerastri, calcare cavernoso	
lacuna (da trasgressione? o da frizione tettonica) tra calcari retici e Triassico superiore	Brecce al Castello di Lenci e al Forte S.Terenzo	BRECCE TETTONICHE
	Anageniti e quarziti del Triassico superiore	SUCCESSIONE METAMORFICA P. BIANCA
	Scisti cloritici e calcescisti e marmi del Permo-Carbonifero (a)	Cicli sedimentari del Triassico superiore e medio
	Scisti sericitici del Paleozoico (a)	Basamento ercinico

Tav. 1 - Rappresentazione schematica della successione stratigrafica e dei principali eventi riconosciuti nell'area del Foglio sec. CAPELLINI (1902) e ZACCAGNA (1935) e confronti con attribuzioni recenti. (a)= secondo ZACCAGNA (1935) da attribuire al Triassico superiore.

progressivo sviluppo, da ovest verso est, di tali strutture nel substrato costituito dalle successioni toscane possa aver innescato colamenti gravitativi sui fianchi delle rughe. Viene così spiegata la traslazione delle "argille scagliose" verso la pianura padana.

Una riproposizione sistematica delle concezioni faldiste e la loro applicazione a tutto l'insieme dei terreni appenninici compaiono nei lavori di ELTER (1960) ed ELTER *et alii* (1960). Sulla base di nuovi dati questi autori riconoscono una serie di ricoprimenti (o falde) e precisano la successione stratigrafica all'interno di ciascuno di essi. I terreni implicati nella piega di La Spezia vengono assegnati alla Falda Toscana e la struttura viene interpretata come una piega di ritorno determinata dal sollevarsi delle Apuane in un'epoca posteriore alla messa in posto della falda. Trasferendo all'Appennino l'analisi palinospastica applicata ai ricoprimenti alpini, gli stessi autori vedono nella giacitura verticale di alcune porzioni della piega di La Spezia l'indizio di una zona di radici della Falda Toscana.

Ulteriori conoscenze vengono acquisite anche per i ricoprimenti sovrastanti la Falda Toscana. Sempre nell'area del Foglio, gli estesi affioramenti di arenarie ad est della faglia di La Spezia, attualmente attribuiti alle "arenarie di M. Gottero" (**GOT**), sono considerati "arenarie superiori" o Macigno (**MAC**) seguendo le varie attribuzioni degli autori precedenti, ma vengono riconosciuti come tetto stratigrafico del ricoprimento delle "argille ofiolitifere" e considerati oligocenici (ELTER, 1958; vedi anche TREVISAN, 1956). Successivamente, l'utilizzo di un nuovo strumento di datazione costituito dall'analisi micropaleontologica permette di assegnare al Cretaceo superiore (REUTTER, 1961; CASELLA & TERRANOVA, 1964) e al Paleocene (PASSERINI & PIRINI, 1964) queste arenarie. Questa indicazione cronologica, relativa al tetto del ricoprimento ofiolitifero, è un elemento importante per la ricostruzione paleogeografica e per la definizione dei tempi delle deformazioni.

Simile significato ha la conferma che in sovrapposizione geometrica sul Macigno (**MAC**) della Successione Toscana è presente una unità tettonica composta di "argille e calcari" (Kalk-Ton Horizon, LUDWIG, 1929; "complesso terziario delle argille e calcari e delle arenarie della Val Bratica", ELTER *et alii*, 1964; "complesso argilloso-calcareo di Canetolo", ZANZUCCHI, 1967; BARBIERI *et alii*, 1968) di età terziaria e quindi più giovane della base della sovrastante falda ofiolitifera. Questa unità viene riconosciuta in molte aree del Foglio: in una fascia lunga e stretta tra Corniglia e Carrodano (ABBATE, 1969); nei dintorni di Vezzano Ligure (ELTER, 1960; ABBATE & BORTOLOTTI, 1967); lungo la dorsale di M. Grosso all'estremità nordorientale del Foglio (MONTEFORTI & RAGGI, 1975). Questi ultimi autori stabiliscono per le aree del Foglio un'importante distinzione nella giacitura delle ofioliti. In accordo con quanto segnalato a scala regionale da

PASSERINI (1965) e ELTER & RAGGI (1965), essi riconoscono che parte delle ofioliti costituisce il substrato dell'Unità Bracco/Unità del M. Gottero e parte è presente come olistoliti ed olistostromi inclusi in successioni flyschoidi calcareo-marnose appartenenti, queste ultime, ad un'unità tettonica diversa (Unità Caio). La diversa giacitura delle ofioliti viene successivamente utilizzata, unitamente ad altre considerazioni a carattere regionale, come elemento distintivo per due domini paleogeografici nell'ambito delle Liguridi: le Unità Liguri Interne e quelle Esterne (ELTER & PERTUSATI, 1973). Nelle prime la giacitura delle ofioliti risulterebbe primaria, nelle altre secondaria.

Relativamente alle porzioni più basse dell'edificio delle falde affioranti nell'area del Foglio, la presenza nel promontorio orientale presso la Punta Bianca di livelli metamorfici sottostanti alla Falda Toscana non metamorfica aveva fatto supporre sin dai primi studi (LENCEWICZ, 1917) che questi livelli potessero costituire il substrato tettonico della Falda Toscana affiorante nella parte settentrionale del promontorio. Questa interpretazione, rafforzata dalle analogie (ZACCAGNA, 1932) con l'Unità di Massa geometricamente interposta tra nucleo metamorfico apuano e Falda Toscana, viene riproposta da IPPOLITO (1949-50) ed ELTER (1960). L'attribuzione cronologica, la successione stessa ed il significato dei terreni affioranti alla Punta Bianca vengono ulteriormente chiariti quando ELTER & FEDERICI (1964) e FEDERICI (1965) dimostrano che i calcari marmorei intercalati a più livelli nella successione contengono fossili del Triassico medio e non sono correlabili con i "marmi liassici" delle Apuane. Ulteriori approfondimenti stratigrafici e nuove ricostruzioni ambientali per la Successione Metamorfica di Punta Bianca compaiono nei lavori di PASSERI (1985) e MARTINI *et alii* (1985,1986).

Sempre a riguardo dei terreni immediatamente sottostanti alla Falda Toscana, ma in questo caso nel promontorio occidentale, FEDERICI & RAGGI (1975) segnalano una nuova unità (Unità di Panigaglia-Portovenere) presente con una successione di qualche metro di calcari e scisti filladici, spesso brecciati. Questa unità di provenienza tirrenica si sarebbe incuneata tra Falda Toscana e successione metamorfica durante la fase di *serrage* tettogenetico, lo stesso evento che avrebbe prodotto la piega Tirreno-vergente di La Spezia.

Relativamente alla Falda Toscana, i contributi lito- e biostratigrafici di ABBATE (1966), FEDERICI (1967a,b), MUCCHI *et alii* (1968) e CIARAPICA & PASSERI (1980a) forniscono elementi per una caratterizzazione ambientale e cronologica di alcune formazioni. Le indicazioni paleogeografiche che ne risultano danno anche lo spunto a nuove ricostruzioni dei rapporti originari tra vari settori delle successioni toscane con ipotesi palinspastiche che prevedono per queste coperture traslazioni a polarità tirrenica (DALLAN NARDI & NARDI, 1978; BOCCALETTI *et alii*, 1980; CIARAPICA & PASSERI, 1980b).

Passando alle coperture neogenico-quadernarie, i depositi continentali, depositi in discordanza al disopra delle unità tettoniche nelle depressioni presenti nel Foglio hanno destato sin dai primi studi un interesse particolare sia per il loro contenuto fossilifero, sia perché l'età dei loro livelli basali segna il tempo entro cui l'impilamento delle unità tettoniche deve essersi realizzato. Questi depositi sono anche serviti a dare un'indicazione sugli sprofondamenti e innalzamenti nelle aree del Foglio ed in quelle adiacenti (Apuane). FEDERICI (1973) riferisce al Villafranchiano inferiore quelli del bacino di Sarzana, che si chiude con una energica fase di sollevamento plio-quadernario. In tutta la bassa Val di Magra continuano fasi di innalzamento, non disgiunte da collassi nelle zone limitrofe, che producono profonde modificazioni nelle forme del paesaggio e nella rete idrografica nel Plio-Pleistocene. Secondo RAGGI (1985) la Vara sino al Pliocene medio proseguiva con l'andamento rettilineo e la direzione NO/SE che ha attualmente nel tratto tra Varese Ligure e Brugnato e raggiungeva il golfo di La Spezia (Paleovara). Solo successivamente, per effetto di catture, tracimazioni e sollevamento di strutture trasversali, avrebbe subito una deviazione all'altezza di Beverino per confluire nella Magra. (Per la genesi della depressione che forma il golfo di La Spezia si veda anche ROVERETO, 1939 *cum bibl.*).

Per gli aspetti più generali della parte a mare, è da sottolineare che le prime ricerche sono state motivate dall'interesse strategico ed economico del Golfo di La Spezia. Le conoscenze sull'area in esame derivano inizialmente da rilievi batimetrici dell'Istituto Idrografico della Marina, che include la zona nel programma di levate batimetriche portato avanti a partire dagli anni '80 del XIX secolo. In particolare l'area del Foglio viene rilevata nel 1882 dal MAGNAGHI.

L'interesse naturalistico delle zone costiere porta assai presto gli studiosi a occuparsi della zona. Così CAPELLINI (1917-18) e CREMA (1915) si interessano delle polle costiere. Studi più dettagliati ed estensivi sulle coste e a mare vengono promossi dal C.N.R. per approfondire le cause dell'erosione che, negli anni 30 del secolo scorso, comincia a interessare le spiagge della Versilia, e per mettere in relazione la dinamica costiera con quella della piattaforma continentale (ALBANI *et alii*, 1940). Studi di carattere geomorfologico vengono sviluppati negli anni '50 da parte di SEGRE (1958; 1959) e successivamente di ANGRISANO & SEGRE (1969), mentre studi di carattere propriamente geologico si possono dire avviati solo nel decennio successivo su tre filoni fondamentali: strutturale-geodinamico a grandi linee (GLANGEAUD *et alii*, 1966; GLANGEAUD & REHAULT, 1968); sedimentologico-paleontologico (IACCARINO, 1964, 1967; FEDERICI & SCALA, 1969; FEDERICI, 1972a); petrografico (MEZZADRI & VINCI, 1967).

Negli anni '70 si assiste ad uno sviluppo dei lavori di carattere sedimentologico con finalità di definizione dell'ambiente fisico (FANUCCI *et alii*, 1973; CORRADI *et alii*, 1980) e fanno la prima comparsa le indagini con mezzi acustici

ad alta risoluzione (BRESLAU & EDGERTON, 1972; FANUCCI *et alii*, 1974a,b; FANUCCI *et alii*, 1979). I Progetti Finalizzati del C.N.R. promuovono una serie di indagini che riguardano solo marginalmente l'area in esame, così come i rilievi di sismica a riflessione penetrativa eseguiti alla fine degli anni '60.

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino settentrionale è una catena costituita da più unità tettoniche in progressiva sovrapposizione geometrica sin dal Cretaceo superiore. Queste unità sono il risultato di laminazioni e traslazioni operate a spese di successioni per lo più sedimentarie originariamente ubicate nell'area oceanica mesozoica interposta tra la placca europea (blocco iberico-sardo-corso) e la placca africana (blocco adriatico), o sul margine continentale di quest'ultima.

Nell'area del Foglio la porzione attualmente emersa di questo edificio è stata esumata a partire dalla fine del Miocene, mentre quella posta a SO, bordata da una serie di strutture di collasso, è sprofondata nel Mar Ligure.

Le aree emerse coperte dal Foglio occupano una posizione particolare nell'Appennino settentrionale in quanto sono ubicate lungo l'area costiera tirrenica, cioè in una zona "interna" relativamente al trasporto tettonico principale. Qui le singole unità possono mostrare le porzioni più "interne" dei bacini dalle quali esse sono derivate e quindi essere significativamente utili per le ricostruzioni paleogeografiche. Inoltre, in presenza di una deformazione che migra dall'interno verso l'esterno, queste unità possono registrare tempi e modalità di deformazioni piuttosto precoci. Un altro motivo di interesse è la loro ubicazione prossima al limite geologico Alpi/Appennino quale è tracciabile nel Mar Ligure sulla base di evidenze presenti verso nord (zona Sestri-Voltaggio) e verso sud (Gorgona).

Nell'area del Foglio compaiono molte delle unità tettoniche appenniniche

(fig.1). Esse sono riconducibili a bacini sedimentari con un substrato costituito da crosta e mantello oceanici o di transizione oceanico/continentali (Unità Liguri e Subliguri), o, infine, da crosta di margine continentale (Unità del Dominio Toscano).

Assumendo un trasporto tettonico prevalente verso E/NE, l'attuale posizione geometrica delle unità tettoniche e le affinità litostratigrafiche rilevabili tra le formazioni che le compongono suggeriscono una successione areale dei vari domini paleogeografici, ciascuno caratterizzato da una propria sequenza stratigrafica e storia deformativa. Anche l'estensione temporale coperta da ciascuno di questi domini risulta variabile e quelli con un substrato oceanico o transizionale sono di più breve durata in quanto si sono individuati in epoca posteriore rispetto a quelli su crosta continentale e, prima di questi ultimi, sono stati coinvolti nei processi di subduzione.

Le varie unità tettoniche non sono sempre presenti con spessori costanti. In molti casi hanno subito laminazioni che ne determinano talora la completa scomparsa.

1. - LA SUCCESSIONE GEOMETRICA DELLE UNITA' TETTONICHE

In ordine di sovrapposizione dall'alto verso il basso le unità tettoniche che affiorano nel Foglio sono: l'Unità tettonica del M. Antola, l'Unità tettonica del M. Gottero, l'Unità tettonica di Ottone, l'Unità tettonica di Canetolo, l'Unità tettonica di Marra, la Falda Toscana e la Successione Metamorfica di Punta Bianca (tavv.2-3). La maggior parte di queste unità ricorre in un ampio settore della catena a cavallo tra l'Appennino ligure, toscano ed emiliano e mostra nell'Unità Toscana Metamorfica, presente nel nucleo apuano, l'unità alla base della pila delle falde. Sia l'Unità Toscana Metamorfica che la Successione Metamorfica di Punta Bianca hanno la loro derivazione da ambienti marginali della crosta continentale africana implicati in una fascia di taglio ensialica durante la fase collisionale dell'orogenesi appennica (CARMIGNANI *et alii*, 1978; CARMIGNANI *et alii*, 1980).

La Successione Metamorfica di Punta Bianca affiora nel promontorio orientale del golfo di La Spezia ed è costituita da un basamento pre-Triassico deformato dall'orogenesi ercinica, sormontato da due cicli sedimentari. Per entrambi i cicli la successione delle formazioni sottolinea l'evoluzione distensiva della crosta. Il ciclo più antico (Triassico medio) costituirebbe un tentativo abortito di *rifting* (MARTINI *et alii*, 1985), mentre il più recente (Triassico superiore) porta, attraverso fasi di *rifting* continentale completo, all'oceano ligure interposto tra la placca europea e quella africana. Ad un metamorfismo ercinico, legato alla fase scistogena sudetica e probabilmente anche all'evento termico del Permiano infe-

riore riconosciuto nei corrispondenti terreni del M. Pisano (BORSI *et alii*, 1967; FERRARA & TONARINI, 1985), si sovrappone un metamorfismo polifascico in facies di Scisti Verdi di età alpina che interessa tutta la successione, substrato incluso. Nel capitolo precedente è stato messo in evidenza come sin dai primi del secolo scorso erano state segnalate le analogie tra questa successione e quella interposta tra il nucleo metamorfico apuano e la Falda Toscana nei dintorni di Massa.

Con un contatto tettonico, segnato da livelli di breccie con clasti prevalentemente carbonatici, alla Successione Metamorfica della Punta Bianca si sovrappone la Falda Toscana, una copertura triassico-oligomiocenica scollata dall'avampaese africano. Questa successione di tipico margine passivo inizia con ambienti di piattaforma carbonatica in via di progressivo approfondimento (fig.5) e si chiude con una sedimentazione torbiditica arenacea di avanfossa (fig.6) al fronte di altre unità in avanzamento dalle aree più interne. La riflettanza della vitrinite nelle arenarie spezzine indica condizioni basali di epizona (REUTTER *et alii*, 1980).

Lenti discontinue e poco spesse (poche decine di metri) di marne e siltiti oligoceniche, di probabile ambiente di scarpata si interpongono geometricamente tra la Falda Toscana e la sovrastante Unità tettonica di Canetolo. Quest'ultima è un'associazione di terreni paleogenici, a prevalente componente argillosa, nella quale le deformazioni neogeniche hanno obliterato nell'area del Foglio gli originari rapporti stratigrafici tra le varie formazioni. In altre aree (Parmense) la successione stratigrafica è meglio preservata con una porzione inferiore prevalentemente argilloso-calcareo ed

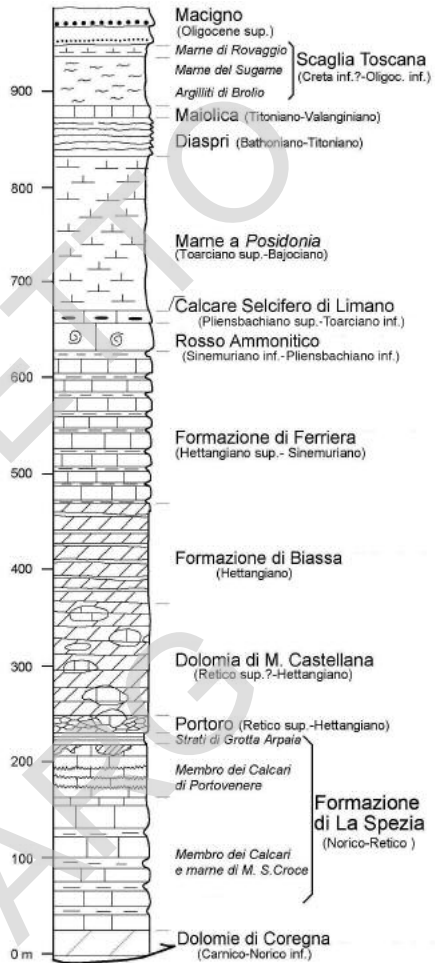


Fig. 5 - Colonna litostratigrafica riassuntiva delle unità della Falda Toscana.

C. di Canetolo/U. di Marra

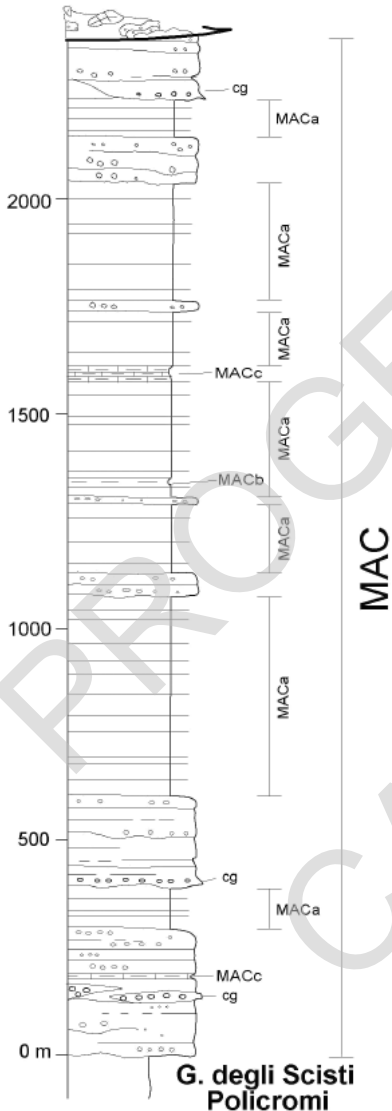


Fig. 6 - Colonna litostratigrafica del Macigno affiorante nel promontorio occidentale del golfo di La Spezia.

un'altra superiore, separata da una discordanza, prevalentemente arenacea.

Anche se non si conosce il substrato dell'Unità tettonica di Canetolo, è comunque presumibile che dovesse radicarsi su una crosta di transizione assottigliata. MONTANARI & ROSSI (1982) la considerano come un mesoautoctono oligo-miocenico, farcito da olistoliti eocenici, sui terreni della Falda Toscana.

Il grado metamorfico dell'Unità tettonica di Canetolo è quello della transizione tra diagenesi ed anchizona (CERRINA FERONI *et alii*, 1985).

Le unità tettoniche sovrastanti l'Unità di Canetolo sono riconducibili al Dominio Ligure, che comprende, dal basso verso l'alto geometrico, unità derivanti da segmenti a crosta continentale assottigliata più vicini al margine dell'Adria (Liguridi Esterne) ed altre unità più vicine al margine coniugato, quello europeo (Liguridi Interne). Le successioni sedimentarie di queste ultime mostrano rapporti stratigrafici con un substrato ofiolitico tradizionalmente riferito ad una crosta ed un mantello oceanici, anche se la sua porzione ultramafica sembra piuttosto da riferire ad un mantello subcontinentale (PICCARDO *et alii*, 1990). Caratteristica delle Liguridi Esterne è la presenza all'interno delle successioni sedimentarie di blocchi franati di materiale ofiolitico a testimonianza di una intensa attività tettonica con il coinvolgimento del basamento delle adiacenti Liguridi Interne.

Le Liguridi Esterne sono presenti

nell'area del Foglio con l'Unità tettonica di Ottone che affiora limitatamente all'angolo di NE. La formazione flyschoida (“*flysch* di Ottone”, **OTO**), appartenente alla famiglia dei “*flysch* ad Elmintoidi” AUCTT., e varie formazioni ofiolitifere sono implicate in una serie ripetuta di scaglie (fig.7).

Tra le Liguridi Interne l'Unità del M. Gottero occupa la parte centro-settentrionale del Foglio con un esteso affioramento delle “arenarie di M. Gottero”. Immediatamente a nord di La Spezia l'Unità del M. Gottero arriva quasi a toccare direttamente la Successione Metamorfica della Punta Bianca per elisione più o meno completa delle unità interposte. E' da precisare che, mentre all'Unità del M. Gottero vengono qui attribuite le ofioliti con l'intera copertura sedimentaria, alcuni autori (DECANDIA & ELTER, 1971) distinguono un'Unità Bracco comprendente le ofioliti e la copertura sedimentaria sino alle Argille a Palombini ed un'Unità del M. Gottero s.s. composta dalla copertura sedimentaria sovrastante alle Argille a Palombini.

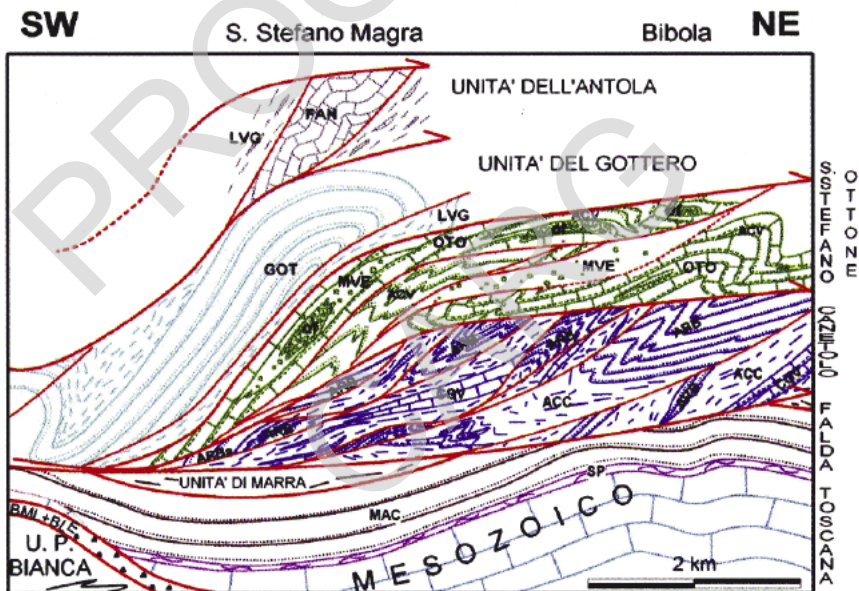


Fig. 7 - Schema dei rapporti delle unità tettoniche del settore orientale del Foglio “La Spezia”. LVG = Argilliti di Val Lavagna; FAN = Formazione di M. Antola; GOT = Arenarie del Gottero; OTO = Flysch di Ottone; MVE = Complesso di M. Veri (of - ofioliti); ACV = Arenarie di Casanova; ARB = Arenarie del Bratica; CGV = Calcari di Gruppo del Vescovo; ACC = Argille e Calcari di Canelto; MAC = Arenarie del Macigno; SP = Scaglia Toscana.

L'Unità tettonica del M. Antola è posta a tetto dell'edificio a falde appenninico e nell'area del Foglio è presente alla confluenza tra la Vara e la Magra con un piccolo lembo della "formazione del M. Antola", anch'esso appartenente alla famiglia dei "flysch ad Elmintoidi" AUCC.

La cristallinità dell'illite e la riflettanza della vitrinite indicano per le porzioni pelitiche alla base dei flysch arenacei o calcarei delle unità del M. Gottero e del M. Antola caratteri di anchizona (VENTURELLI & FREY, 1977; REUTTER *et alii*, 1980). I flysch di chiusura di entrambe le unità non superano il campo della diagenesi (REUTTER *et alii*, 1980).

2. - LE FASI DEFORMATIVE

La strutturazione dell'Appennino Settentrionale si è realizzata attraverso numerose fasi deformative che hanno dapprima interessato i singoli domini paleogeografici e successivamente il complesso delle unità tettoniche ormai sovrapposte.

Già in tempi antecedenti alla individuazione dei limiti di placca europea ed africana in connessione con l'apertura della Tetide, alcuni settori del cratone preesistente erano stati coinvolti nel tardo Paleozoico nell'orogenesi ercinica. Di ciò rimane traccia nelle porzioni più basse dell'Unità Toscana Metamorfica e nella Successione Metamorfica di Punta Bianca.

Dopo l'espansione dell'oceano giurassico cominciano sin dal Cretaceo superiore forti raccorciamenti connessi alla chiusura dell'area oceanica, i quali implicano nella costruzione di un prisma di accrezione i bacini sedimentari originari delle Liguridi (TREVES, 1984). Nel quadro generale di trasporto tettonico verso l'esterno (avampaese adriatico) la vergenza di questa "fase ligure" negli stadi precoci e per certi settori risulterebbe verso l'interno (avampaese europeo) (PERTUSATI & HORREMBERGER, 1975), in relazione ad una possibile immersione del piano di subduzione verso l'Adria (BOCCALETTI *et alii*, 1971; ELTER & MARRONI, 1991).

I terreni paleogenici delle Successioni Epiliguri (ad es. il Bacino Ligure-Piemontese) sigillano nell'Eocene medio i domini deformati durante la fase ligure.

Durante le successive fasi "toscano" le Liguridi sono traslate sullo zoccolo continentale adriatico al quale si è saldata, collidendo, la placca sardo-corsa ruotata a seguito dell'apertura del Bacino Ligure-Balearico. Lungo un piano di subduzione immerso verso ovest le Unità Toscane scendono al di sotto delle Unità Liguri e Subliguri subendo vistosi fenomeni di taglio ensialico. Si sviluppano così accavallamenti molto estesi con metamorfismo cinematico (*facies* degli scisti verdi, zona a clorite e biotite, 300-450 C°; 300-400 MPa, FRANCESCHELLI *et*

alii, 1986). A questa prima fase tangenziale (D1) viene ricondotta la strutturazione principale a livello delle Unità Toscane con individuazione di una Falda Toscana al di sopra di una Successione Toscana Metamorfica. Segue una fase estensionale (D2) durante la quale la pila delle unità tettoniche viene deformata per lo sviluppo di un alto strutturale domiforme con scarichi laterali che coinvolgono, secondo CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990), Falda Toscana e Liguridi in accordo con un modello di tipo “*core complex*”. Secondo gli stessi autori la reazione dell’edificio delle falde all’estensione è stata essenzialmente fragile nei livelli più superficiali, ma già duttile a livello della Falda Toscana con formazione di grandi pieghe asimmetriche, come quella di La Spezia. La prima fase avrebbe avuto una durata compresa tra la fine dell’Oligocene e parte del Miocene inferiore, la seconda avrebbe un’età compresa nel Miocene medio/superiore tra 14 e 8 Ma (KLIGFIELD *et alii*, 1986).

Una interpretazione alternativa, relativamente alla genesi della piega di La Spezia, prevede che questa struttura a vergenza tirrenica sia l’effetto di retroscorrimenti contemporanei alle fasi tettoniche tangenziali che hanno prodotto i sovrascorrimenti di maggiore entità vergenti verso l’Adriatico (BERNINI, 1991; STORTI, 1995; MONTOMOLI, 1998).

Con inizio nel Tortoniano e pieno sviluppo nel Messiniano si instaura lungo tutta la fascia tirrenica dell’Appennino un regime distensivo con faglie subverticali che smembrano l’edificio strutturale costruito in precedenza. Questa nuova fase è legata all’apertura del Tirreno ed è attiva mentre nel versante emiliano si verificano raccorciamenti significativi con sovrascorrimenti verso l’avampese adriatico.

E’ probabile che già con il Messiniano si individui nell’area del Foglio e in quelle adiacenti una importante partizione fisiografica: ad est dell’attuale fascia costiera un’area emersa in blando sollevamento, ed un margine continentale sommerso e subsidente ad ovest. Nella parte emersa la tettonica disgiuntiva produce bacini intermontani (nell’area del Foglio il *graben* di Sarzana, FEDERICI, 1973, 1987, e quello di La Spezia, RAGGI, 1985), i cui depositi essenzialmente pliocenici e fluvio-lacustri vengono in seguito ricoperti da potenti successioni di clasti grossolani resi disponibili dall’erosione dei rilievi circostanti, tra i quali le Apuane in accentuato sollevamento. Alcuni eventi compressivi (BOCCALETTI *et alii*, 1992) si alternano con la tettonica prevalentemente distensiva, riattivando strutture precedenti.

Nella parte sommersa si sviluppano bacini subsidenti che rappresentano la propaggine settentrionale del sistema disgiuntivo tirrenico; l’area marina del Foglio è quasi interamente occupata da una piattaforma continentale di costruzione sedimentaria all’interno di questi bacini (figg.7-8).

La più importante e conosciuta di queste strutture è il Bacino di Viareggio (fig.9), a NO del quale il sistema si estende ulteriormente in direzione appenni-

nica, con un imponente *half-graben* che separa la zona costiera della Riviera di Levante dai *seamount* del Mar Ligure (Bacino di Levante; fig.8). All'interno di quest'ultimo bacino si delineano una piattaforma progressivamente meno ampia e una scarpata ripida, interessata a tratti da imponenti fenomeni di rimobilizzazione gravitativa di masse sedimentarie. Nei sedimenti che lo colmano parzialmente è inciso il Canyon di Levante (RAMELLA *et alii*, 1987), la cui testata è contenuta nell'area del Foglio.

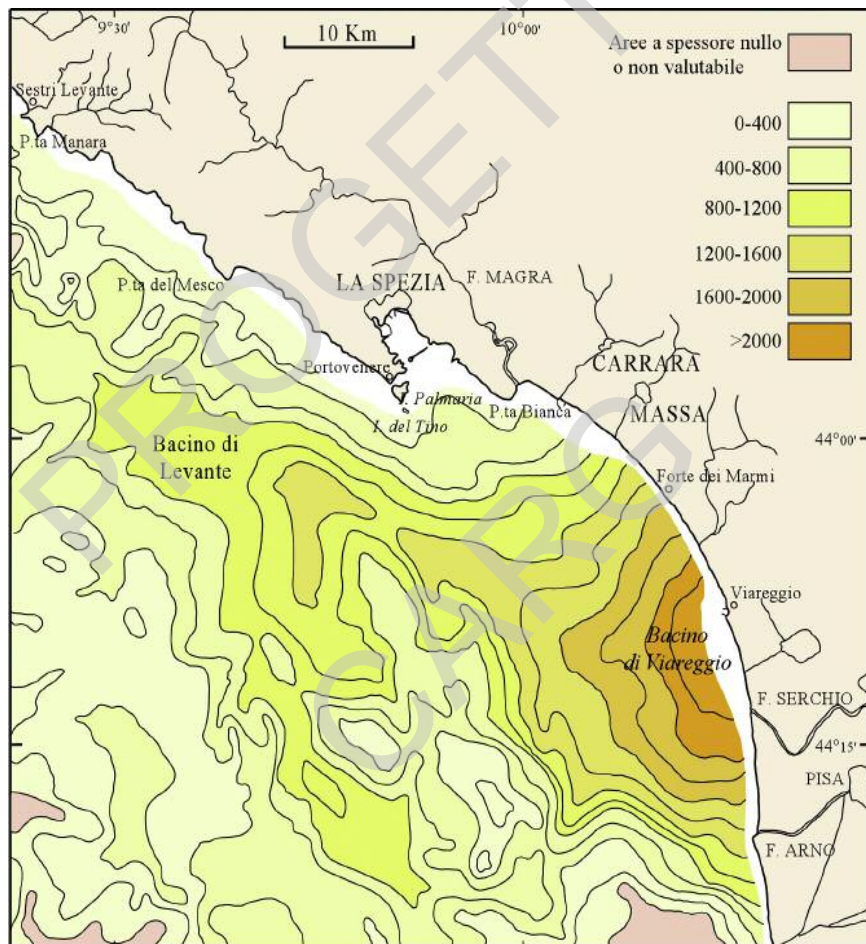


Fig. 8 - Mappa regionale delle potenze del Plio-Quaternario, che evidenzia i principali bacini sedimentari dell'area in esame. Gli spessori sono in millisecondi (tempi doppi) da FANUCCI *et alii* (1984), modificato.

Il substrato di tali bacini è costituito dalle unità appenniniche del Dominio Toscano, del Dominio Subligure e del Dominio Ligure che si prolungano a mare in direzione NNO-SSE. Esse vengono disgiunte dalle strutture distensive tirreniche che le ribassano tanto verso SO che verso S dando luogo alle depressioni che costituiscono i bacini stessi. Lo STRUCTURAL MODEL OF ITALY (1990) mostra solo strutture NO-SE a immersione SO e antiappenniniche a immersione SE, con le uniche eccezioni delle faglie di La Spezia e della bassa Val Magra che, pur essendo di direzione appenninica, immergono a ESE.

Il Bacino di Viareggio (NICOLICH, 1977) ha il suo depocentro a S del Foglio (figg.7-8), in corrispondenza della città omonima; il graben della bassa Val Magra e il golfo di La Spezia possono esserne considerate delle propaggini, anche se parzialmente separate da soglie sepolte. Questo bacino, ampia e articolata depressione disgiuntiva (la più imponente del nord Tirreno), è delimitato verso O da un alto strutturale che si congiunge alle Secche della Meloria (al largo di Livorno). La base della successione sedimentaria che lo colma è costituita da formazioni del Miocene superiore, tra cui si distingue un livello di evaporiti di spessore notevole. La potenza della serie plio-pleistocenica supera i 2.000 m. I livelli che la costituiscono assumono precocemente un andamento progradante che prefigura la costruzione dell'attuale piattaforma.

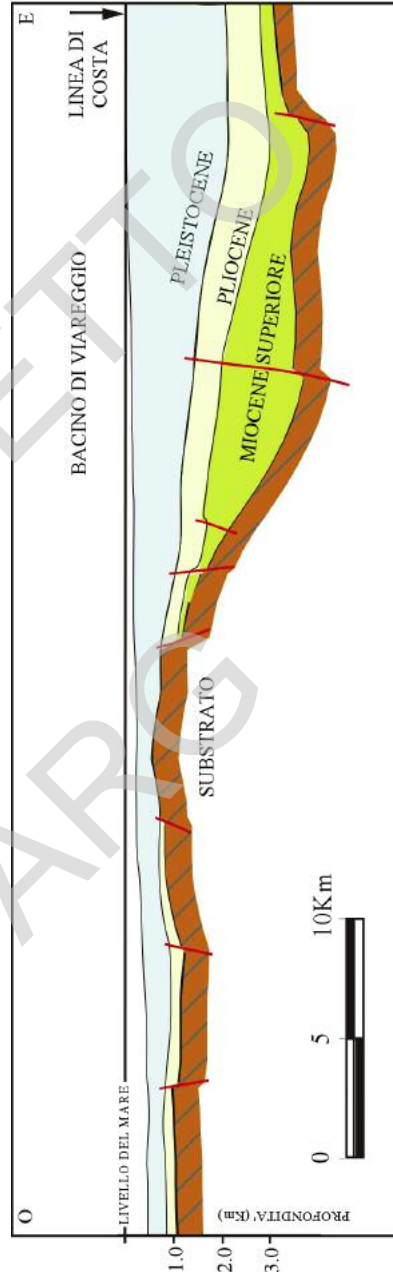


Fig. 9 - Sezione schematica E-O del bacino di Viareggio all'altezza della città omonima. Da NICOLICH (1977), modificato.

Il Bacino di Levante (fig.8) si struttura come ampio e regolare *half-graben* che si apre tra la costa ligure e gli alti morfologici che culminano più ad O nei *seamount* del golfo di Genova. Anch'esso è interessato da livelli messiniani di limitata estensione e potenza e da una serie plio-pleistocenica di potenza considerevole (300-400 millisecondi) anche se non paragonabile a quella che caratterizza il bacino precedente. Il substrato pre-miocenico viene rialzato verso terra da importanti *step-faults* e modellato inizialmente come piattaforma di erosione (sezioni geologiche B-B' e C-C' a cornice del Foglio). Precocemente si imposta una piattaforma di costruzione sedimentaria più volte rimodellata da eventi erosivi. I più recenti sono riferibili ai cicli glacioeustatici pleistocenici; mentre i più antichi sono attribuiti, in letteratura, al Miocene terminale e al Pliocene inferiore (FANUCCI, 1983), sulla base di situazioni rilevate a NO dell'area del Foglio.

Il prisma sedimentario si sviluppa soprattutto nel Pliocene superiore-Pleistocene ed è costituito da numerose sequenze interrotte da superfici di discordanza in gran parte di natura erosiva (fig.2, 4). Esso cresce progressivamente in potenza, estendendosi nel contempo in *onlap* verso terra e per progradazione verso il largo. Nonostante l'impostazione strutturale, anche la scarpata viene progressivamente interessata e modellata dai processi sedimentari e di episodica rimobilizzazione gravitativa dei corpi rapidamente accumulati.

IV - STRATIGRAFIA DELLE UNITA' TETTONICHE E DELLE COPERTURE NEOGENICO-QUATERNARIE

Vengono di seguito descritte le unità stratigrafiche (litostratigrafiche e a limiti inconformi) che compongono le unità tettoniche (raggruppate in domini paleogeografico-strutturali) secondo l'ordine geometrico di sovrapposizione a partire dai corpi più alti, e le coperture neogenico-quaternerie. All'interno delle unità stratigrafiche, la descrizione segue l'ordine dall'unità di età più antica a quella di età più recente.

La descrizione delle unità stratigrafiche è stata strutturata sulla falsariga della scheda proposta dalla Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana per il Catalogo delle Formazioni (si veda DELFRATI *et alii*, 2000). La scheda prevede riferimenti in forma sintetica alle seguenti voci: Nome della Formazione, Sigla, Sinonimi, Sezione Tipo, Estensione degli Affioramenti, Caratteri Litologici di Terreno, Caratteri di Laboratorio, Spessore dell'Unità e sue Variazioni, Rapporti Stratigrafici, Fossili, Attribuzione Cronologica, Ambiente Deposizionale, Dominio Paleogeografico di Appartenenza, Unità Strutturale di Appartenenza.

Questa scelta è stata operata per rendere facilmente consultabili e confrontabili fra loro i dati raccolti nel corso dei rilevamenti di questo e di altri fogli, e per agevolare un loro eventuale trasferimento in una banca dati.

Nelle descrizioni che seguono sono state omesse quelle voci per le quali non sono disponibili elementi sufficienti di definizione. Nella maggior parte dei casi si tratta di mancanza o di insufficiente designazione di sezioni tipo, anche per

unità di uso ormai radicato, cartografate frequentemente e che compaiono in fogli della cartografia ufficiale. A questo proposito è opportuno far notare che complicazioni strutturali o scarsità degli affioramenti rendono difficile, soprattutto nelle aree di catena, la definizione di una sezione tipo, intesa nel senso di esposizione continua e completa della successione. Tuttavia, la *International Stratigraphic Guide* (INTERNATIONAL SUB-COMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION, 1994) prevede che, se sono chiari i limiti inferiori e superiori, è possibile e utile designare una sezione tipo anche in condizioni di affioramento sfavorevoli. Tutte queste unità con insufficienti elementi di definizione sono riportate senza iniziale maiuscola e tra virgolette, a sottolinearne la non completa formalizzazione.

1. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE

1.1. – DOMINIO LIGURE

Le unità tettoniche derivate da questo dominio paleogeografico affiorano estesamente nell'area centro-settentrionale del Foglio e lungo il bordo orientale della Val di Magra. Si tratta di successioni depostesi originariamente nell'area oceanica tetidea compresa tra il paleomargine continentale africano (Adria) e quello europeo (massiccio corso-sardo). Esse sono state intensamente coinvolte nell'orogenesi appenninica tanto da aver perso spesso non solo il substrato oceanico, ma anche buona parte dell'originaria successione litostratigrafica.

Le unità tettoniche riconosciute, secondo l'ordine di sovrapposizione dall'alto verso il basso, sono le unità del M. Antola, del M. Gottero (Dominio Ligure Interno) e di Ottone (Dominio Ligure Esterno).

DOMINIO LIGURE INTERNO

1.1.1 - *Unità tettonica del M. Antola*

1.1.1.1. - “argilliti della Val Lavagna” (LVG)

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada Ceparana – Bolano (nei pressi di Ca de Negri).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 0,5 km².

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Argilliti grigio-brune, raramente verdi chiare e talora rosse, con patine manganesifere, marne siltose e alternati rari livelli siltitici.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore totale non è valutabile; quello affiorante è di poche decine di metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Non sono stati osservati contatti stratigrafici con la "formazione del M. Antola" (**FAN**).

FOSSILI: Nei pressi di Ca' de' Negri i campioni raccolti hanno fornito un'associazione santoniana a nannoplancton (*Eiffellithus turriseiffelii*, *Eprolithus floralis*, *Lithastrinus moratus*, *Micula decussata*, *Reinhardtites anthophorus*, *Retacapsa angustiforata*, *Watznaueria barnesae*, *Zeugrhabdotus diplogrammus*).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Santoniano-Campaniano. L'esiguo spessore osservabile, la scarsità dei livelli fossiliferi, l'età campaniana dell'omonima unità sottostante le "arenarie di M. Gottero" (**GOT**), suggeriscono di estendere al Campaniano l'età di questa unità.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Interno.

1.1.1.2. - "formazione del M. Antola" (**FAN**)

AFFIORAMENTI TIPICI: Nell'area del Foglio affiora in aree limitate comprese tra Ceparana e S. Bartolomeo. Buone esposizioni si osservano nei pressi di Ca' de' Negri.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Nell'area del Foglio non superano i 2 km².

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Torbiditi calcareo-marnose e calcarenitiche in strati spessi anche più di 1 m (Ca' de' Negri).

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Si stima uno spessore massimo di circa 200 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Nell'area del Foglio gli affioramenti di questa formazione hanno sempre contatti tettonici con le formazioni sopra e sottostanti.

FOSSILI: MARRONI *et alii* (1992) segnalano la presenza, in aree limitrofe al Foglio, di biozone (da *Quadrum trifidum* a *Micula murus*) del Campaniano superiore-Maastrichtiano. Nell'area del Foglio i campioni hanno fornito nannofossili calcarei, probabilmente rimaneggiati, di età genericamente cretacea per la presenza di: *Cyclagelosphaera margerelii*, *Eiffellithus eximius*, *Eprolithus floralis*, *Nannoconus* spp., *Retacapsa crenulata*, *Watznaueria fossacincta*, *W. barnesae*, *Zeugrhabdotus bicrescenticus*, *Z. embergeri*.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano superiore-Maastrichtiano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale al di sopra della CCD (*Carbonate Compensation Depth*)(SAGRI & MARRI, 1980).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Interno.

1.1.2. - *Unità tettonica del M. Gottero*

1.1.2.1. - “serpentiniti” (Σ)

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada Riccò del Golfo-Corvara. Le serpentiniti affioranti tra il T. Pignone ed il T. Riccò sono attribuibili al rango di formazione e per collocazione stratigrafica assimilabili a quelle indicate con sigla **SRN** nei fogli adiacenti Sestri Levante e Pontremoli.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 0,5 km²..

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Rocce ultramafiche con serpentizzazione molto intensa e foliazione diffusa. Nella pasta di fondo si osservano talora livelli centimetrici ricchi in pirosseno.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: A NE di Corvara le “serpentiniti” (Σ) sottostanno ai “gabbri” (Γ) e ad un lembo molto ridotto di “diaspri di M. Alpe” (**DSA**) con contatti non esposti.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Giurassico?

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Interno.

1.1.2.2. - “gabbri” (Γ)

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada Pignone-Corvara. I gabbri affioranti tra il T. Pignone ed il T. Riccò sono attribuibili al rango di formazione e per collocazione stratigrafica assimilabili a quelli indicati con sigla **GBB** nei fogli adiacenti Sestri Levante e Pontremoli.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 2 km²..

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Gabbri con pirosseni talora fino a diversi centimetri di lunghezza, subordinatamente olivinici.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Sui “gabbri” (Γ) poggiano con contatto mal esposto i “diaspri di M. Alpe” (**DSA**).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Giurassico medio.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Interno.

1.1.2.3. - “diaspri di M. Alpe” (**DSA**)

SINONIMI: “diaspri”; “diaspri liguri”.

AFFIORAMENTI TIPICI: Fosso Grobbio alle pendici del Colle S. Martino (NE di Corvara).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 0,2 km².

CARATTERI LITOLGICI DI TERRENO: Radiolariti e argilliti silicee di colore rosso fegato in strati sottili centimetrici, caratterizzate da fratturazione a blocchetti di dimensioni decimetriche con spigoli vivi e frequenti vene di quarzo.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Spessore massimo di circa 40-50 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Non affiorano unità stratigraficamente superiori.

FOSSILI: Radiolari delle U.A. (*Unitary associations*) 3-6 (ABBATE *et alii*, 1994). In particolare, nella sezione di M. Bianco la base dei "diaspri di M.Alpe" (DSA) è riferibile al Bajociano terminale-Calloviano inferiore (UAZ. 5-7), per la presenza di *Stichocapsa robusta* MATSUOKA (BORTOLOTTI *et alii*, in stampa). Per la sezione di M. Zenone l'età della parte basale della formazione è riferibile invece al Bathoniano superiore-Calloviano inferiore (UAZ. 7) per la presenza di *Archaeodictyomitra* (?) *amabilis* AITA, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA e *Theocapsomma* sp. BAUMGARTNER (CHIARI *et alii*, 2000). Inoltre in un livello di diaspri all'interno delle "breccie di M. Capra", al Passo Broccherie, è stata rinvenuta un'associazione a radiolari che ha fornito indicazioni di un'età compresa tra il Bajociano terminale e il Calloviano inferiore (UAZ. 5-7) per la presenza di *Stichocapsa robusta* MATSUOKA (CHIARI *et alii*, 2000).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Bajociano terminale-Titoniano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Pelagico.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Interno.

1.1.2.4. - "argilliti della Val Lavagna" (LVG)

AFFIORAMENTI TIPICI: Tre piccole aree ubicate rispettivamente: poco a nord di Arcola, a sud di S.Martino Durasca, ed infine nei pressi di S.Andrea.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Non superano i 5 km²..

CARATTERI LITOLGICI DI TERRENO: Argilliti grigio-brune, raramente verdi chiare o rosse, con patine mangesifere a cui si intercalano rari livelli centimetrici e decimetrici di siltiti, marne e calcari silicei tipo palombino. Nella formazione è stata distinta una "litofacies argillitica" (LVGa) costituita da argilliti prevalentemente di colore dal rosso scuro al giallo ocre a stratificazione sottile, frequentemente fissili. Talora, come nei pressi d'Ospedaletto, lungo la strada che porta a Montebello, a quest'ultima si intercalano anche torbidi arenacee sottili e fini.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Spessore massimo stimato di circa 300 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Questa unità non mostra rapporti stratigrafici con le unità sottostanti e sovrastanti. In altre aree dell'Appennino costituisce la base stratigrafica delle "arenarie di M. Gottero" (GOT).

FOSSILI: Nell'area del Foglio oltre ad associazioni a nannofossili calcarei genericamente cretacee sono state rinvenute anche associazioni considerate

rimaneggiate del Cretaceo inferiore (*Braarudosphaera hockwoldensis*, *Calccalathina oblongata*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *Discorhabdus ignotus*, *Eprolithus antiquus*, *Micrantholithus hoschulzii*, *M. obtusus*, *Micula*, *Nannoconus*, *N. steinmannii*, *Stradneria crenulata*, *Watznaueria britannica*, *W. barnesae*, *W. biporta*, *Zeugrhabdotus embergeri*). Nell'area immediatamente a nord del Foglio, MARRONI & PERILLI (1990) segnalano un'associazione a nannofossili calcarei riferibile alla biozona ad *Aspidolithus parvus* (Campaniano inferiore) e verso l'alto della formazione una associazione a *Calculites obscurus*, *Eiffellithus eximius*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Micula staurophora*, *Quadrum gothicum* del Campaniano superiore e dubitativo Maastrichtiano.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano. Dovrebbe essere escluso il Maastrichtiano sulla base dell'età ancora campaniana delle sovrastanti "arenarie di M. Gottero" (**GOT**).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Interno.

1.1.2.5. - "arenarie di M. Gottero" (**GOT**)

AFFIORAMENTI TIPICI: Val Durasca.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: La formazione affiora nel settore settentrionale del Foglio, in sinistra del fiume Vara in un'area estesa circa 45 km², tra Piana di Battolla e La Spezia. Altre aree di affioramento si trovano in sinistra del fiume Vara, in una stretta fascia orientata NO-SE che si estende poco a nord di Ceparana.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Si tratta di depositi torbiditici in strati di spessore anche notevole che raggiungono talora i 7 m (in media circa 3). La parte basale degli strati varia da grossolana a medio-fine, ma non sono rari i livelli basali microconglomeratici e le amalgamazioni. Il rapporto arenaria/pelite è superiore a 4. Frequenti i filoni sedimentari arenacei nella frazione pelitica degli strati più potenti. Nella successione sono state distinte due litofacies: quella più ricorrente è essenzialmente arenaceo-pelitica, e in molti casi caratterizza da sola ampie porzioni della formazione (**GOTa**); l'altra invece affiora in due aree limitate presso Follo e Bottagna (entrambe in riva destra del fiume Vara) ed è prevalentemente pelitica (**GOTb**):

"litofacies arenaceo-pelitica e pelitico-arenacea" (**GOTa**). Lo spessore medio degli strati è di circa 30 cm e raramente supera il metro, con un rapporto arenite/pelite generalmente inferiore ad 1. La granulometria della porzione basale è generalmente arenacea fine, talora siltitica.

"litofacies argillitica" (**GOTb**). Argilliti verdi, grigio scure e rosse, general-

mente fissili e con frequenti patine manganesifere spesso con intenso clivaggio, alternate a strati da centimetrici a decimetrici di siltiti, areniti quarzose e quarzoso-micacee e marne chiare. Presenti inoltre livelli di argilliti ed argilliti marnose rosse massive o poco stratificate.

CARATTERI DI LABORATORIO: Arenarie a granulometria medio-grossolana ben compattate con bassa percentuale di cemento (di tipo calcitico) e assenza di matrice detritica; i granuli si presentano poco arrotondati e spesso fratturati. È presente negli spazi interstiziali materiale ricristallizzato a composizione essenzialmente cloritica definibile come epimatrice (*sensu* DICKINSON, 1970, e VALLONI, 1991).

La composizione principale media è $Q_{55}F_{39}L+C_6$ (fig.10), cioè principalmente quarzoso-feldspatica con bassa percentuale in frammenti litici; i granuli quarzosi sono soprattutto monocristallini e composti ad estinzione prevalentemente netta. I feldspati sono spesso alterati (sericitizzati) con i plagioclasti nettamente prevalenti sui K-feldspati. Sono presenti anche feldspati geminati tipo albite (prevalente) e albite-karlsbad. I litici afanitici sono rappresentati essenzialmente da litologie metamorfiche (riferibili ad un metamorfismo di medio-basso grado), ed in subordine plutoniche. Praticamente assenti i litici vulcanici, serpentinitici, silicoclastici e carbonatici, come riflesso anche nella composizione media dei litici ($Lm_3Lv_4Ls+C_3$) (fig.10). Le miche sono rappresentate in egual misura da muscovite e biotite, spesso deformate e quest'ultima cloritizzata. Si segnala la presenza di granuli di glauconite e di frammenti di argillite.

SPESSORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Lo spessore complessivo stimato è di circa 1200 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Non affiora la formazione stratigraficamente sovrastante.

FOSSILI: I numerosi campioni prelevati nella Val Durasca non hanno fornito alcuna associazione a nannofossili calcarei. Un campione prelevato in località C. Scattina ha fornito una associazione riferibile al Campaniano inferiore per la presenza di: *Aspidolithus parvus expansus*, *A. parvus parvus*, *Biscutum coronum*, *Eiffellithus eximius*, *Tranolithus orionatus*. MONECHI & TREVES (1984) nella porzione superiore di questa unità, più ricca in interstrati marnosi, segnalano un'associazione a nannofossili calcarei caratterizzata da *Aspidolithus parvus*, *Calculites obscurus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Eiffellithus eximius*, *E. turriseiffelii*, *Predicosphaera cretacea*, *Arkangelskiella cymbiformis*, *Watznaueria barnesae*, *Cretarhabdus crenulatus*, *Micula staurophora*, *Cyclagelosphaera* sp., attribuibile al Campaniano superiore. MARRONI *et alii* (1992), oltre a numerose flore cretacee rimaneggiate, riportano associazioni terziarie con *Thoracosphaera saxea*, *T. operculata*, *Chiasmolithus* sp., *Collolithus pelagicus*, *Biantolithus* sp., che permettono di estendere l'età almeno sino al Paleocene inferiore in accordo con le microfaune riportate da PASSERINI & PIRINI (1964). Sulla base delle rela-

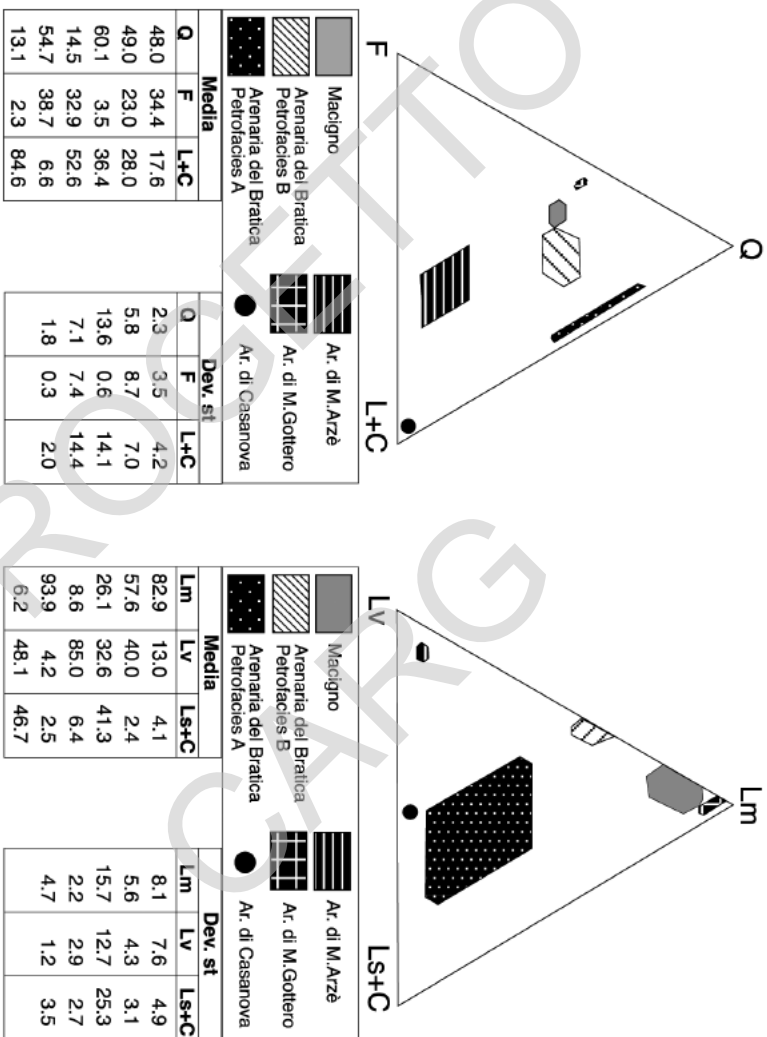


Fig. 10 – Analisi petrografiche delle arenarie di alcune formazioni torbiditiche affioranti nel Foglio e nelle aree limitrofe (Arenarie di M. Arzè, assimiabili alle Arenarie di Pettignacola): diagrammi ternari Q-F-L+Lm (GAZZA, 1966) e dei litici (Lm-Lv-Ls+C) (VALLONI & MEZZADRA, 1984).
 Legenda: Q=quarzo; F=feldspati; L=litici affinità silicoclastici; C=litici affinità carbonatici; Lm, vulcanici (Lv), silicoclastici (Ls) e carbonatici (C).

zioni stratigrafiche di sovrapposizione con le “argilliti della Val Lavagna” (LVG) l'età delle “arenarie di M. Gottero” (GOT) non dovrebbe includere il Campaniano inferiore. Le microflore citate di C. Scattina sarebbero da considerare rimaneggiate.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano superiore-Paleocene inferiore (MARRONI & PERILLI, 1990).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Porzione esterna di conoide sottomarina (NILSEN & ABBATE, 1983/84); sedimentazione al di sotto della CCD (SAGRI & MARRI, 1980).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Interno.

DOMINIO LIGURE ESTERNO

1.1.3. - *Unità tettonica di Ottone*

1.1.3.1. - “arenarie di Casanova” (ACV)

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada Sarzana-Prulla.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 6-7 km². L'unità affiora in una lunga fascia, delimitata da due sovrascorrimenti, tra Falcinello (Ponzano Magra) e S.Stefano Magra, poco a sud-est di Bolano, e nei pressi di Bibola.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Sono per lo più torbidity arenaceo-pelitiche generalmente fini o medie (in alcuni casi grossolane) con strati generalmente sottili e talora medi. Il colore varia dal grigio al grigio-verdastro, in quanto frequentemente sono costituite da clasti di derivazione ofiolitica, ma sono frequenti anche altri tipi d'arenarie classificabili come grovacche feldspatiche (PASSERINI, 1965; DI GIULIO & GEDDO, 1990), organizzate in strati generalmente più spessi (fino al metro). Alla base degli strati a volte sono presenti controimpronte biologiche e da corrente. Talora si possono osservare livelli di argilliti verdastre (area a SE di Bolano). Nei dintorni di Bibola queste arenarie si trovano generalmente associate a breccie ofiolitiche e hanno frequenti facies grossolane.

CARATTERI DI LABORATORIO: Presentano una notevole quantità di matrice detritica, siltosa e micritica con notevoli fenomeni di sostituzione da parte di calcite autigena sui grani dell'ossatura talora con la quasi completa sostituzione del granulo. La percentuale di detrito quarzoso-feldspatico è bassissima, mentre è alta quella di frammenti di roccia a grana fine. Questa ha una composizione principale di $Q_{13}F_2L+C_{85}$ (fig.10). I frammenti di roccia sono costituiti in gran parte da serpentiniti spesso massive a tessitura cellulare, granuli vulcanici a composizione interme-

dio-basica, selci, siltiti e clasti calcarei spesso micritici con una composizione di $Lm_5Lv_{48}Ls+C_{47}$. I grani accessori (miche e minerali pesanti) sono presenti in tracce.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: L'unità è intensamente deformata ed inoltre base e tetto non sono affioranti; viene stimato uno spessore intorno al centinaio di metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Gli affioramenti più spessi ed estesi mostrano generalmente rapporti di natura tettonica con le altre unità. La presenza di livelli poco spessi di "arenarie di Casanova" (ACV) intercalati nel "flysch di Ottone" (OTO) (dintorni di Bibola) fa ritenere che la formazione sia per la parte alta in rapporti di interdigitazione con quest'ultimo, mentre la porzione sottostante potrebbe collocarsi alla base del flysch stesso, come in altre aree dell'Appennino (BERTOTTI *et alii*, 1986).

I livelli più alti delle "arenarie di Casanova" (ACV) risultano inoltre interdigitati con porzioni più o meno estese del "complesso di M. Veri" (MVE).

FOSSILI: I campioni esaminati contengono associazioni a nannofossili calcarei in cattivo stato di preservazione, ma comunque riferibili al Campaniano inferiore per la presenza di *Aspidolithus parvus coarctatus*, *A. parvus parvus* (small), *Calculites obscurus*, *Eiffellithus eximius*, *Quadrum gothicum*, *Reinhardtites anthophorus*. Questi dati sono in accordo con quanto riportato da MARRONI & PERILLI (1990).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Esterno.

1.1.3.2. - "complesso di M. Veri" (MVE)

SINONIMI: "argille a Palombini di M. Veri"; "argilliti a blocchi di M. Veri"; "scisti a galestrini".

AFFIORAMENTI TIPICI: Nord di Bibola, M. Liccia e in peggiori condizioni di affioramento su un'estesa fascia in sinistra idrografica del F. Magra tra Paghezzana e Montebello.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 8-10 km²..

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Prevalenti marne e marne argillose grigio chiara e nocciola, con stratificazione da indistinta ad apprezzabile e fratturazione in scaglie centimetriche appiattite o a saponetta. Occasionalmente sono presenti sottili strati di argilliti rosse e blocchi di strati calcareo-marnosi, come ad esempio tra Ponzano e S.Stefano Magra. In prossimità di Bibola la formazione è rappresentata da breccie poligeniche stratificate alternate con strati argillitici. I clasti variano in dimensione da pochi centimetri ad alcuni decimetri, sono prevalentemente calcarei, calcareo-marnosi e subordinatamente diasprini e basaltici, con abbondante matrice argillitica.

Ad altezze stratigrafiche variabili sono intercalati olistoliti di dimensioni cartografabili di:

“*brecce basaltiche*” (**bβ**); breccie vulcaniche talora rimaneggiate, con clasti basaltici a spigoli vivi e pochissima matrice. In alcuni clasti è ancora possibile riconoscere la tipica struttura dei *pillow-lava*. La stratificazione è per lo più massiccia e lo spessore massimo è di circa un centinaio di metri.

“*diaspri*” (**ds**); radiolariti fini in strati centimetrici di colore rosso fegato e verde chiaro. Si presentano in blocchi di dimensioni notevoli (alcune centinaia di metri di lunghezza), spesso associati mediante contatti tettonici alle breccie basaltiche e talora (Bibola) ai basalti a *pillow*. Lo spessore di questi blocchi non supera la decina di metri.

“*basalti*” (**β**); basalti generalmente a *pillow*, raramente massivi, con occasionali intercalazioni di breccie basaltiche. Si presentano frequentemente alterati con colore rosso o rosso ruggine, grigio scuri al taglio fresco. Lo spessore minimo è di circa 100 m.

“*gabbri*” (**Γ**); è stato individuato un solo affioramento nei pressi di Botti di Sotto (SE di Bolano), rappresentato da un olistolite di poche decine di metri, costituito da gabbri pegmatoidi.

“*serpentiniti*” (**Σ**); affioramenti con estensione anche chilometrica di corpi prevalentemente costituiti da serpentiniti e peridotiti serpentizzate con rari filoni gabbri e basaltici.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Circa 200 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il “complesso di M. Veri” (**MVE**) presenta frequenti interdigitazioni sia con il “*flysch* di Ottone” (**OTO**) che con i livelli superiori delle “arenarie di Casanova” (**ACV**).

FOSSILI: Nell'area del Foglio sono state rinvenute associazioni a nannofossili calcarei attribuibili ad un generico Cretaceo superiore. MARRONI & PERILLI (1992) ed ELTER *et alii* (1997), segnalano biozone campaniane ad *Aspidolithus parvus* e a *Ceratolithoides aculeus* nel Foglio Bobbio.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Esterno.

1.1.3.3. - “*flysch* di Ottone” (**OTO**)

SINONIMI: “calcarì di Ottone”; “*flysch* ad elmintoidi di Ottone-S. Stefano”, “*flysch* di M. Caio”.

AFFIORAMENTI TIPICI: Da Paghezzana fino a Bolano, T. Torchio e T. Serra dell'Acqua (Bibola).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: L'area di affioramento più estesa è nei pressi di Bibola. L'estensione complessiva è di circa 15 km².

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Successione torbiditica costituita da strati calcareo-marnosi e calcarenitici grigio-scuro, intercalati da argille marnose scure.

Lo spessore degli strati è in genere notevole, e supera frequentemente alcuni metri. Sono presenti anche orizzonti in cui gli strati sono mediamente sottili e la porzione pelitica abbondante.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Lo spessore, malvalutabile a causa della tettonizzazione, non dovrebbe superare il migliaio di metri, mentre gli spessori minimi risultano circa di 2-300 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: La presenza di livelli poco spessi di “arenarie di Casanova” (**ACV**) alla base dell'unità (dintorni di Bibola) suggeriscono rapporti di interdigitazione con tale unità, che potrebbe quindi collocarsi alla base del *flysch* stesso, come in altre aree dell'Appennino (BERTOTTI *et alii*, 1986). L'unità presenta inoltre frequenti interdigitazioni “basali” con il “complesso di M. Veri” (**MVE**).

FOSSILI: Le associazioni a nannofossili calcarei riconosciute, e in cattivo stato di preservazione, sono riferibili al Campaniano per la presenza di: *Aspidolithus parvus parvus*, *Calculites obscurus*, *Eiffellithus eximius*, *Reinhardtites anthophorus*, *R. levis*. Inoltre la presenza di individui riferibili a *Micula* cfr. *M. swastica* in un campione prelevato nell'area di Bolano potrebbe indicare un'età maastrichtiana (vedi anche DEL TREDICI & ROBBIANO, 1997).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Campaniano-? Maastrichtiano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Ligure Esterno.

1.2. – DOMINIO SUBLIGURE

E' costituito prevalentemente da argilliti e calcari ad assetto spesso scompaginato nei quali sono intercalati, con contatto tettonizzato, livelli talora cartografabili di arenarie (“arenarie di Ponte Bratica”, **ARB**) e di calcari (“calcari di Groppo del Vescovo”, **CGV**). E' di spessore variabile e tettonicamente sovrapposto al Dominio Toscano.

1.2.1. - Unità tettonica di Canetolo

A causa delle notevoli complicazioni tettoniche, l'Unità tettonica di Canetolo affiorante nel Foglio ha un assetto stratigrafico di difficile interpretazione, almeno a scala locale. Infatti, in linea generale, si può affermare che sia rappresentata prevalentemente dalle “argille e calcari di Canetolo” (**ACC**) all'interno dei quali (probabilmente nella loro parte inferiore) sono ricorrenti intercalazioni di “calcari di Groppo del Vescovo” (**CGV**). Nella parte più alta delle “argille e calcari di Canetolo” (**ACC**) sono invece ricorrenti le intercalazioni di “arenarie di

Ponte Bratica” (**ARB**). I contatti tra tutte queste unità sono tettonizzati, ma non è chiaro se alcuni di essi originariamente potessero essere stratigrafici. E' possibile infatti che, come segnalato in altre aree dell'Appennino settentrionale (REUTTER, 1968; PLESI *et alii*, 1993), le “argille e calcari di Canetolo” (**ACC**) siano eteropiche con i “calcari di Groppo del Vescovo” (**CGV**) e che su entrambi poggino, con contatto stratigrafico ma discordante, le “arenarie di Ponte Bratica” (**ARB**) (VESCOVI, 1998).

1.2.1.1. - “argille e calcari di Canetolo” (**ACC**)

SINONIMI: “*kalk-ton horizon*” (LUDWIG, 1929); “formazione argilloso-calcareo nummulitifera di Canetolo-Cirone” (ZANZUCCHI, 1963;).

AFFIORAMENTI TIPICI: Fascia costiera che da Riomaggiore raggiunge l'estremità NO del Foglio (M. Pizzolo), dove costituiscono il nucleo di una grande sinclinale legata alla piega di La Spezia (ABBATE, 1969). Ad est affiorano in lembi isolati nell'area compresa tra La Spezia, Vezzano Ligure ed Arcola. Infine si trovano distribuite lungo un'ampia fascia, caratterizzata da numerose ripetizioni tettoniche, che si estende da Paghezzana (Sarzana) fino oltre Bolano.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 25 km².

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Prevalgono argilliti fissili scure, talora leggermente carbonatiche, spesso nere, alle quali si intercalano frequenti torbiditi calcareo-marnose di colore grigio chiaro o verdastre e torbiditi siltoso-arenacee. Nel Canale Albereto e nel Rio Vernazza sono presenti breccie sedimentarie con clasti subarrotondati di calcari, calcari marnosi e marne. Generalmente questa formazione si presenta molto tettonizzata e i livelli più competenti mostrano frequentemente un *boudinage* accentuato, soprattutto in prossimità delle intercalazioni più spesse di “calcari del Groppo del Vescovo” (**CGV**) e di “arenarie di Ponte Bratica” (**ARB**).

CARATTERI DI LABORATORIO: Osservazioni petrografiche al microscopio su alcuni campioni degli occasionali strati arenacei hanno messo in evidenza che nell'ossatura non sono presenti frammenti di K-feldspati e, inoltre, che si possono distinguere due petrofacies: nella prima i frammenti litici vulcanici intermedi non superano 1%, mentre nella seconda si attestano sul 3-4%. Infine, le analisi RX sui minerali argillosi hanno mostrato che i campioni argillitici sono caratterizzati da un'associazione mineralogica nella quale prevale l'illite e lo strato misto illite-smectite, mentre risulta assente lo strato misto clorite-vermiculite.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo non supera i 250 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: I rapporti con le altre formazioni sono tettonici.

FOSSILI: Le associazioni a nannofossili calcarei hanno permesso di riferire i

campioni esaminati all'Eocene inferiore per la presenza *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus* cfr. *S. radians*, *S. moriformis*, *Toweius gammation*. CERRINA FERONI *et alii* (1990, 1992) segnalano invece associazioni riferibili all'Eocene medio: *Discoaster* cfr. *saipanensis*, *D. lodoensis*, *D. sublodoensis*, *Nannotetrina cistata*, *Reticulofenestra dictyoda*, *R. samodurovii*, *Chiasmolithus grandis*.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: L'eventualità, non accertabile per le condizioni di tettonizzazione, che parti di questa unità potessero essere legate stratigraficamente con le porzioni oligoceniche e/o paleoceniche dell'Unità tettonica di Canetolo suggerisce di attribuire a tutto il Paleogene le "argille e calcari di Canetolo" (ACC).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Subligure.

1.2.1.2. - "calcari di Groppo del Vescovo" (CGV)

AFFIORAMENTI TIPICI: A nord di Sarzana (aree di S. Burlando e Canepari), Vezzano Ligure e Drignana (a nord di Vernazza).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 2-3 km²..

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Torbiditi calcaree e calcareo-marnose, talora a base calcarenitica, in cui sono stati rinvenuti rari noduli di selce nera. Gli strati hanno spessore medio di circa 15-30 cm, talora superiore al metro, spesso gradati e di colore generalmente grigio chiaro. L'unità è costituita da livelli generalmente lenticolari (la cui estensione areale raramente supera qualche km) presenti con maggiore frequenza nella porzione inferiore dell'Unità tettonica di Canetolo, sebbene litofacies riconducibili ad essi si possono trovare anche in orizzonti relativamente superiori. Lungo la strada che da Drignana porta a Vernazza, in corrispondenza di uno stretto tornante, si è osservato un livello brecciato all'interno dei "calcari di Groppo del Vescovo" (CGV). Alcuni blocchi non in posto nelle cave di Bottagna presentano delle *flute cast*.

SPESSORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Lo spessore complessivo è di difficile valutazione. Le singole lenti raramente superano i 200 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Si trovano geometricamente intercalati nella parte basale dell'Unità tettonica di Canetolo. I contatti con le "argille e calcari di Canetolo" (ACC) sono sempre tettonizzati.

FOSSILI: Alcuni strati calcarenitici (ABBATE, 1969; DEL TREDICI & ROBBIANO, 1997) hanno fornito una fauna composta da discocicline, alveoline, nummuliti (*Nummulites planulata*, *N. striata*), *Asterodiscus* sp., globorotalie a margine acuto e arrotondato, globigerine, miliolitidi, rotalidi, textularidi, nodosaridi. CERRINA FERONI *et alii* (1992) segnalano le seguenti associazioni di nannoplanc-

ton calcareo: *Discoaster lodoensis*, *Chiasmolithus eograndis*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Tribrachiatulus orthostylus* (biozona NP12); *Discoaster lodoensis*, *Discoaster* cfr. *saipanensis*, *Chiasmolithus eograndis*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Discoaster broennimannii*, *D. monstratus*, *D. nonaradiatus* (biozona NP13); *D. lodoensis*, *Discoaster* cfr. *saipanensis*, *D. sublodoensis*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Ericsonia formosa* (biozona NP14).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Eocene inferiore e medio (CERRINA FERONI *et alii*, 1990, 1992).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Subligure.

1.2.1.3. - “arenarie di Ponte Bratica” (ARB)

AFFIORAMENTI TIPICI: Affiorano con relativa frequenza; le migliori esposizioni sono nei pressi di Cadrignano. La *litofacies* più grossolana (ARBa) affiora presso Cala di Montenegro, Montebello di Sopra, Falcinello e presso M. Groppo.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 25 km²..

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Arenarie torbiditiche, micacee, a granulometria medio-fine, grigie, in strati spessi mediamente 15-20 cm (raramente superano i 50 cm). Comuni sono gli interstrati argillitici grigio-chiari o avana, spessi in genere sui 5-20 cm, mentre sono occasionali gli strati calcarenitici, per lo più alterati. Lungo la strada per Cadrignano le “arenarie di Ponte Bratica” si presentano zonate.

Nelle “arenarie di Ponte Bratica” (ARB) è stata riconosciuta la seguente *litofacies*: “*litofacies* arenaceo-conglomeratica” (ARBa). Arenarie torbiditiche da medie a grossolane con strati e banchi di conglomerati ed arenarie conglomeratiche, talora amalgamati. Tra i clasti grossolani si riconoscono rocce quarzitiche, gneissiche e plutoniche acide.

CARATTERI DI LABORATORIO: L’analisi modale ha evidenziato caratteri petrografici significativi per la caratterizzazione delle arenarie di questa unità. In tutti i campioni esaminati manca nell’ossatura il K-feldspato, a differenza dei campioni delle “arenarie di M. Gottero” (GOT) e della massima parte di quelli del Macigno (fig.10). Sono state distinte due petrofacies. La “*petrofacies* A” è caratterizzata da detrito quarzoso-feldspatico con quarzo monocristallino ad estinzione netta prevalente e, subordinatamente, composito o policristallino; pochi i granuli con plagioclasio (1,6-2,8%).

Sono invece relativamente frequenti quelli di vulcaniti acide, a composizione riolitica (1,6-9%). La dolomite è sia clastica che secondaria (sostituzione di granuli silicoclastici o di bioclasti) e sono assenti i granuli serpentinitici. Inoltre, i campioni hanno un alto contenuto in carbonati (fino al 50%), tanto da poter essere definiti arenarie carbonatiche.

La composizione media principale è $Q_{60}F_4 L+C_{36}$ (fig.10) mentre quella dei litici è $Lm_{26}Lv_{33}Ls+C_{41}$ con un notevole grado di dispersione per la notevole variabilità del contenuto in litici. La “*petrofacies B*” è caratterizzata da detrito quarzoso-feldspatico con quarzo monocristallino ad estinzione netta prevalente; relativamente abbondanti i granuli di plagioclasio (9-20%). Tra i litici prevalgono quelli metamorfici di basso e medio grado con cloritoscisti e in misura minore le serpentiniti. Assenti i litici carbonatici e silicoclastici. La composizione media principale è $Q_{49}F_{23} L+C_{28}$ (fig.10) mentre quella dei litici è $Lm_{58}Lv_{40}Ls+C_2$ con un grado di dispersione piuttosto contenuto.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo misurato dove la formazione è scarsamente deformata (Cadriano) è di poco superiore ai 250 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Geometricamente costituiscono la porzione superiore dell'Unità tettonica di Canetolo. Non sono stati riconosciuti con le “argille e calcari di Canetolo” (ACC) contatti chiaramente stratigrafici. In altre aree dell'Appennino (Val Cedra, CERRINA FERONI *et alii*, 1991), è stata osservata una discordanza fra queste due unità (VESCOVI, 1998).

FOSSILI: DEL TREDICI & ROBBIANO (1997) segnalano le seguenti associazioni a nannofossili calcarei (riferibili all'Oligocene superiore): *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus dissimilis*, *S. moriformis*, *Zygrhablithus bijugatus* (biozone NP24-NN2).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Oligocene superiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Subligure.

1.2.2. - *Unità tettonica di Marra*

1.2.2.1. - “marne del Torrente Pignone” (MTP)

SINONIMI: “marne di Marra” (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963); “formazione di M. Olivero” (OTTRIA *et alii*, 1995).

AFFIORAMENTI TIPICI: Fosso della Giacca in Val di Pignone, Fornacchi (a nord di Corniglia), Bolano (M. Zecchino) Giucano.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Gli affioramenti sono sempre discontinui e, nel complesso, non superano i 2-3 km².

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Marne e marne siltose prevalenti, grigie massive. Talora sono presenti lamine millimetriche di siltiti con *ripple*, generalmente di colore più scuro. Nella porzione superiore si possono osservare rari orizzonti costituiti da siltiti e/o arenarie fini leggermente carbonatiche simili alla

“litofacies delle Arenarie Zonate” (**MACa**) del Macigno e livelli di argilliti nere.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo è di circa 200 m con frequenti riduzioni.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Non presenta contatti stratigrafici con altre unità. È in contatto tettonico sia con il Macigno (**MAC**) che con l'Unità tettonica di Canetolo.

FOSSILI: I campioni esaminati per lo studio biostratigrafico, provenienti da M. Zecchino, hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Oligocene superiore per la presenza di: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *D. scrippsae*, *D. bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Sphenolithus* cfr. *S. dissimilis*, *Sphenolithus* cfr. *S. conicus*, *S. ciperoensis*. Nella sezione di Val Pignone CATANZARITI *et alii* (1996) segnalano la presenza del Rupeliano (biozona ad *Ericsonia formosa-Helicosphaera recta*).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Oligocene.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Margine interno di avanfossa CATANZARITI *et alii* (1996).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Subligure.

1.3. – DOMINIO TOSCANO

Si tratta di potenti successioni affioranti estesamente nell'Appennino settentrionale, originarie del margine continentale africano (Adria) della Tetide. In seguito alla collisione con il margine continentale europeo, queste successioni sono state smembrate in unità tettoniche sovrapposte che, nell'area del Foglio La Spezia, sono rappresentate dalla Falda Toscana e dalla sottostante Successione Metamorfica di Punta Bianca. Lungo il contatto tra queste due successioni è ubiquitariamente presente un livello, spesso al massimo poche decine di metri, di breccie poligeniche. Sono interpretate come breccie tettoniche e delimitano pertanto la base della Falda Toscana rispetto alla sottostante successione metamorfica.

Un ulteriore problema da sempre dibattuto nel panorama stratigrafico-strutturale dell'area di La Spezia, è quello relativo ai rapporti originari tra la Falda Toscana e la sottostante successione metamorfica. In particolare, per alcuni autori (CIARAPICA & PASSERI, 1982, 1994 *cum bibl.*) le due unità potevano far parte di un'unica successione stratigrafica in quanto: 1) a tetto della successione metamorfica sono presenti gli “scisti di San Terenzo” (**SSZ**) di età verosimilmente carnica e questa è anche l'età dei fossili rinvenuti nelle “dolomie di Coregna” (**DCR**) alla base della soprastante Falda Toscana; 2) mancano sia nella successione metamorfica che alla base della Falda Toscana le evaporiti triassiche (“anidriti di Burano” AUCTT.) o rocce da esse derivate.

Nel corso del rilevamento CARG si è aggiunto un altro elemento a favore di questa interpretazione. Infatti, a tetto degli “scisti di San Terenzo” (**SSZ**) della successione metamorfica è localmente conservato il passaggio stratigrafico verticale a calcari dolomitici e dolomie stratificate di colore nerastro, talora alternate a peliti marnose. Queste litologie ricorrono anche nelle unità triassico superiori della Falda Toscana.

1.3.1. - Falda Toscana

1.3.1.1. – “dolomie di Coregna” (**DCR**)

SINONIMI: “calcare dolomitico, brecciforme e cavernoso” (“rc”) p.p.; “retico fossilifero” (“rf”) p.p. (ZACCAGNA, 1935); “calcare cavernoso” (p.p.).

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada panoramica delle Cinque Terre, a nord di Coregna (in una cava abbandonata).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Affiorano discontinuamente nel promontorio occidentale, da Coregna al versante sud-orientale del M. Parodi.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: La parte inferiore dell'unità è costituita da dolomie e calcari più o meno dolomitici in strati spessi da 50 a 100 cm, con tessiture da lutitiche ad arenitiche prevalenti, con ooidi, bioclasti e granuli di quarzo detritico. Le strutture sedimentarie sono rappresentate da laminazioni parallele ed incrociate. Sono presenti dolomie in strati e banchi aventi assetto ciclico, con una parte inferiore massiva e una parte superiore a lamine algali di tipo stromatolitico.

Nella parte alta della successione si ritrovano strati prevalentemente calcarenitici, con lamine incrociate. Le “dolomie di Coregna” (**DCR**) sono caratterizzate dalla presenza non costante ma localmente rilevante di granuli di quarzo delle dimensioni della sabbia.

CARATTERI DI LABORATORIO: *Mudstones* pressoché sterili, *wackestones* bioclastici, *boundstones* a coralli ed alghe, *packstones* e *grainstones* oolitico-bioclastici con contenuto variabile di granuli di quarzo, che può divenire predominante e dar luogo a vere quarzoareniti a cemento calcareo.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: A Coregna hanno uno spessore di circa 30 m, ma in altri affioramenti superano i 50 m. In nessun affioramento è visibile la base.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il passaggio alla soprastante Formazione di La Spezia (“membro dei calcari e marne di M. S.Croce”, **LSP₁**) è transizionale. Dove mancano i clasti quarzosi la distinzione tra le due formazioni è abbastanza diffi-

cile, sebbene nelle “dolomie di Coregna” (**DCR**) i livelli marnosi siano rari.

FOSSILI: Lamellibranchi, gasteropodi, echinidi e piccole colonie di coralli (CIARAPICA & PASSERI, 1980a,b; CIARAPICA, 1985). Alge Dasicladacee, alge incrostanti, foraminiferi (CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; CIARAPICA, 1985). Tra questi, sono particolarmente indicativi: *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER, 1957); *Aulotortus praegaschei* (KOHEN-ZANINETTI, 1968); *Lamelliconus biconvexus* (OBERHAUSER, 1957); *Agathammina iranica* ZANINETTI, BRONNIMANN, BOZORGIA & HUBER, 1972. Sono presenti inoltre: *Glomospirella capellinii* CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; *G. parallela* KRISTAN-TOLLMANN, 1964; *Gandinella apenninica* CIARAPICA & ZANINETTI, 1985; *Paleonubecularia floriformis* CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; *Aulotortus tenuis* KRISTAN, 1957.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Le “dolomie di Coregna” (**DCR**) hanno un’età compresa tra il Carnico e il Norico inf. (?) (CIARAPICA & ZANINETTI, 1984).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L’ambiente di deposizione è riferibile ad una piattaforma carbonatica, in cui si può riconoscere una zona marginale con elevata turbolenza e zone più protette con sedimentazione di materiale fine per decantazione e con formazione di tappeti algali. La presenza di abbondanti granuli di quarzo detritico è indicativa della vicinanza di aree emerse in erosione.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.2. – Formazione di La Spezia (**LSP**)

SEZIONE TIPO: La Spezia: Foglio 95 (La Spezia), Tavoletta II-SO e II-SE (DELFRATI *et alii*, 2000); è una sezione composita (CIARAPICA & ZANETTI, 1983; FAZZUOLI *et alii*, 1988).

L’unità è costituita da due membri sovrapposti (“membro dei calcari e marne di M. S.Croce”, **LSP**₁ e “membro dei calcari Portovenere”, **LSP**₂).

“membro dei calcari e marne di M. S. Croce” (**LSP**₁)

SINONIMI: “calcari compatti e marnosi nerastri ad *Avicula contorta*” (“rf”); “scisti a *Bactryllium*” p.p. (ZACCAGNA, 1935); Calcare a *Rhaetavicula contorta* p.p. (MUCCHI *et alii*, 1968).

AFFIORAMENTI TIPICI: Vallone di Coregna, strada panoramica S.S. 370 La Spezia-Cinque Terre e lungo una strada carrareccia che inizia dalla S.S. 370.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Costituiscono una buona parte del promontorio orientale e gran parte di quello occidentale del golfo di La Spezia; inoltre affiorano estesamente in una lunga striscia verso N-O, fino a Pignone.

CARATTERI LITOLGICI DI TERRENO: L'unità è costituita da: strati e banchi da decimetrici a metrici prevalentemente calcilutitici grigio scuri e intervalli marnosi grigi e giallastri irregolarmente alternanti; banchi di calcareniti oolitico-bioclastiche; intercalazioni di banchi metrici di dolomie saccaroidi biancastre in posizioni stratigrafiche diverse. Dal basso verso l'alto lo spessore degli strati mediamente tende a decrescere e le intercalazioni marnose si riducono a sottili interstrati tra i livelli calcarei micritici. Sono frequenti strati decimetrici, costituiti da lumachelle a lamellibranchi, gasteropodi, echinidi e altri bioclasti e da calcareniti oolitico-bioclastiche, con gradazione granulometrica e con laminazioni piano-parallele, incrociate e *hummocky*, prodotti da correnti trattive originate da tempeste. Su alcune superfici di strato sono visibili livelli a coproliti ("marne a *Bactrilli*" AUCC.).

CARATTERI DI LABORATORIO: Gli strati calcilutitici sono costituiti prevalentemente da *mudstones*, le calcareniti e le lumachelle, presenti soprattutto nella parte inferiore, da *packstones* oolitico-bioclastici e da *floatstones* bioclastici; le dolomie, di origine secondaria, hanno tessiture grossolanamente cristalline.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Circa 160 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il passaggio al soprastante "membro dei calcari di Portovenere" (LSP₂) è transizionale ed avviene in alcune decine di metri, per progressiva riduzione degli interstrati marnosi e degli straterelli di calcareniti oolitico-bioclastiche. Il passaggio alle sottostanti "dolomie di Coregna" (DCR) è transizionale.

FOSSILI: *Anomia mortilleti*; *Avicula contorta* PORTL.; *Bactryllium striolatum* HEER.; *B. giganteum* HEER.; *B. Heeri* DE STEF.; *Cardita austriaca* HAUER; *C. munita* STOPP.; *Cerithium semele* MART.; *Myacites faba* WINK.; *Astarte cingulata* TERQ.; *Pecten falgeri* MER.; *P. janiriformis* STOPP.; *Lima punctata* SOW.; *Mytilus cuneatus* SOW.; *M. rugosus*; *Plicatula intusstriata* SOW (CAPELLINI, 1866; ZACCAGNA, 1935).

Foraminiferi (CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; CIARAPICA, 1985, FAZZUOLI *et alii*, 1988): *Agathammina? incostans* (MIKALIK, JENDEJAKOVA & BORZA) = *A.? passerii* (CIARAPICA & ZANINETTI, 1984), *A. austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1964, *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN, 1962), *A. communis* (KRISTAN, 1957), *Gandinella apenninica* (CIARAPICA & ZANINETTI, 1985), *G. falsofriedli* (SALAJ, BORZA & SAMUEL, 1983), *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp. Nella sola parte superiore di questo membro sono presenti *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER, 1964), *A. ex gr. sinuosus* WEYNSCHENK, 1956; *Tríasina hantkeni* MAJZON, 1954.

Pollini (palinomorfi) (CIRILLI *et alii*, 1993) sono state riconosciute tre associazioni: Associazione A: Elementi terrestri: *Achantotriletes ovalis* NILSSON, 1958; *Alisporites robustus* NILSSON, 1958; *Angustisaccus* sp.; *A. reniformis*

FISHER & DUNAY, 1984; *Chordasporites* sp. in ZAVATTIERI, 1987; *Chordasporites* sp.; *Corollina* sp.; *Cuneatisporites radialis* LESCHIK, 1955; *Deltoïdospora hallii* MINER, 1935; *Granuloperculatipollis rudis* VENKATACHALA & GOZAN, 1964 emend. MORBEY, 1975; *Klausipollenites* sp.; *Minutosaccus potonieii* MADLER, 1964; *Microcachrydites* sp.; *Ovalipollis pseudoalatus* (THIEGART, 1949) SCHUURMAN, 1976; *Pariflinites* sp.; *Platysaccus triassicus* (MALJAVKINA, 1964) DUNAY & FISHER, 1979; *Pinuspollenites minimus* (COUPER) KEMP, 1971; *Pityosporites oldhamensis* DUNAY & FISHER, 1979; *Pityosporites* sp.; *Podocarpites keuperianus* (MADLER, 1964) SCHUURMAN, 1977 (Pl.1, fig.3); *Protodiploxypinus* sp.; *Quadraeculina anelliformis* MALJAVKINA, 1949 *sensu* SCHULZ, 1967 (Pl. 1, fig.1); *Todisporites major* COUPER, 1958. Elementi marini: *Balthisphaeridium* sp. (Pl.1, fig.13); *Cymathiosphaera polypartita* forma 2 in MORBEY, 1975; *C. cf. Cymathiosphaera* sp. in VISSCHER & BRUGMAN, 1988; *Pleurozonaria* sp.. Associazione B: Elementi terrestri: *Alisporites* sp.; *Angustisaccus reniformis* DUNAY & FISHER, 1979; *Angustisaccus* sp.; *Calamospora* sp.; *Chordasporites* sp. (Pl.1, fig.4, 5); *Corollina meyeriana* (KLAUS, 1960) VENKATACHALA & GOZAN, 1964; *Cycadopites* sp.; *Granuloperculatipollis rudis* VENKATACHALA & GOZAN, 1964 emend. MORBEY, 1975 (Pl.1, fig. 10); *Minutosaccus acutus* MADLER, 1964; *M. potonieii* MADLER, 1964; *Minutosaccus* sp.; *Ovalipollis pseudoalatus* (THIEGART, 1949) SCHUURMAN, 1976; *Pariflinites* sp.; *Podocarpites keuperianus* (MADLER, 1964) SCHUURMAN, 1977; *Pityosporites oldhamensis* DUNAY & FISHER, 1979; *Pityosporites* sp.; *Protodiploxypinus* sp.; *Quadraeculina anelliformis* MALJAVKINA, 1949 *sensu* SCHULTZ, 1967; *Rhaetipollis germanicus* SCHUI 7, 1967 (Pl.1, fig.7); *Schizosaccus* sp.; *Taeniaesporites rhaeticus* SCHULTZ, 1967 emend. SCHUURMAN, 1977 (Pl.1, fig.2); *Taeniaesporites* sp.; *Trachysporites fuscus* NILSSON, 1958 (Tab.1, fig.11); *Triadispora* sp. (Pl.1, fig.a); *Todisporites* sp.; *Vitreisporites pallidus* (REISSINGER) NILSSON, 1958; *Klausipollenites* sp.. Elementi marini: *Balthisphaeridium* sp.; *Pleurozonaria* sp.; *Veryachium* sp. (Pl.1, fig.12); *Rhaetogonyaulax rhaetica* (SARJEANT, 1963) LOEBLICH & LOEBLICH, 1968 (Pl.1, fig.14).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Norico-Retico (CIARAPICA & ZANINETTI, 1984)

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Rampa (?) debolmente inclinata con sedimentazione mista carbonatico-argillosa e profondità variabile da acque basse, in prossimità o al di sopra del livello di base delle onde (dove si depositavano strati calcarenitici a bioclasti, peloidi ed ooidi), fino ad acque più profonde (dove era prevalente la sedimentazione micritica e pelitica, ma dove, in occasione di tempeste si formavano anche gli accumuli di bioclasti o gli straterelli oolitico-bioclastici).

“membro dei calcari di Portovenere” (**LSP₂**)

SINONIMI: “calcari compatti e marnosi nerastri ad *Avicula contorta*” (“rf”); “scisti a *Bactryllium*” p.p. (ZACCAGNA, 1935); “retico dolomitico” (“rd”) p.p. (ZACCAGNA, 1935); Calcare a *Rhaetavicula contorta* p.p. (MUCCHI *et alii*, 1968). Per gli “strati di Grotta Arpaia” (**LSP_{2a}**): “strati a *Bactryllium*” (CAPELLINI, 1902).

AFFIORAMENTI TIPICI: Portovenere, tra il cimitero, Grotta Byron e S. Pietro.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Isola Palmaria, Muzzerone, cava nel Vallone di Biassa, Bovecchio, Corvara, strada Codeglia-Porcale.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Strati di spessore decimetrico di calciliti grigio scure, spesso organizzate in pacchi di strati di spessore metrico, con frequenti giunti di stratificazione di tipo stilolitico e con subordinati interstrati marnosi o dolomitici, con lumachelle. Gli strati calcarei mostrano laminazioni pianoparallele da decantazione e strutture da bioturbazione da millimetriche a centimetriche di tipo *Thalassinoides*. Sono presenti strati con aspetto nodulare per fenomeni gravitativi e di livelli deformati da *slumping*. All'interno del membro sono presenti alcuni livelli metrici di marne grigio scure, giallastre per alterazione. Sono stati osservati livelli di dolomie saccaroidi secondarie (CIARAPICA & PASSERI, 1980).

A tetto dell'unità è presente un orizzonte costituito da pacchi metrici di argilliti e marne nerastre finemente laminate e con sottili livelli di lumachelle con intercalati strati da centimetrici a decimetrici di calciliti grigio scure talvolta nodulari presentanti alla superficie delle bioturbazioni centimetriche di tipo *Thalassinoides* ed altre di dimensioni minori. Questo orizzonte è storicamente noto come “strati di Grotta Arpaia” (**LSP_{2a}**) e, sebbene esiguo sia il suo spessore e limitata la sua estensione areale, nell'area del Foglio costituisce un livello guida di importanza regionale. Il passaggio a questo orizzonte è netto e marcato dalla scomparsa degli strati calcilitici caratterizzati da giunti stilolitici e dalla comparsa di marne nerastre.

CARATTERI DI LABORATORIO: Le calciliti sono costituite prevalentemente da *mudstones* e da *wackestones* bioclastici, le lumachelle da *packstones* e *floatstones* bioclastici.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Nella parte meridionale del promontorio occidentale lo spessore varia da 80 a 100 metri. Tende a ridursi verso nord-ovest. Gli “strati di Grotta Arpaia” (**LSP_{2a}**) hanno uno spessore che varia da circa 16 m a Portovenere fino ad 1 m, nel Vallone di Biassa. Negli affioramenti più nord-occidentali (spessore inferiore al metro) questo livello affiora difficilmente, sia per motivi stratigrafici che, più spesso, per motivi tettonici, in quanto costituisce un buon lubrificante tettonico.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: L'unità passa in alto bruscamente al "portoro" (PRT), per scomparsa dei livelli marnosi.

FOSSILI: Lamellibranchi, brachiopodi, gasteropodi, echinidi, coralli isolati, serpulidi (CIARAPICA & PASSERI, 1980). Alghe calcaree; foraminiferi (CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; CIARAPICA, 1985, FAZZUOLI *et alii*, 1988): *Tríasina hantkeni* MAJZON, *Aulotortus* ex gr. *sinuosus*, *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Glomospírella hoae* (KRISTAN-TOLLMANN, 1970). Pollini (palinomorfi) (CIRILLI *et alii*, 1993): Associazione C, parte inferiore e media. Elementi terrestri: *Alisporites robustus* NILSSON, 1958; *Chordasporites* sp.; *Corollina mejeriana*; *Corollina* spp.; *Todisporites* sp.; *Retitriteles semimuris* (DANZÈ-CORSIN & LAVEINE, 1963) MCKELLER, 1974; *Microcachrydites* sp..

Negli "strati di Grotta Arpaia" (LSP_{2a}) si segnalano: ammoniti (CAPELLINI, 1862): *Ammonites nanus*; lamellibranchi, brachiopodi, gasteropodi e coralli solitari (CAPELLINI, 1862, 1864, 1866, 1902; CIARAPICA & ZANINETTI, 1982): *Neritopsis tuba* SCHAFH.; *N. pareii* CAP.; *Chemnitzia usta* TERQ.; *C. abbreviata* TERQ.; *C. unicingulata*. TERQ.; *Cerithium semele* MART.; *C. gratum* TERQ.; *Turritella Dunkeri* TERQ.; *T. deshayesea* TERQ.; *Phasianella nana* TERQ.; *Orthostoma savii*, CAP.; *Anatina praecursor* QUENST.; *Myacites fab* WINK.; *Astarte cingulata* TERQ.; *Cardinia regularis* TERQ.; *C. angulata* CAP.; *Cardita munita* STOPP.; *C. austriaca* HAUER.; *Lucina civatensis* STOPP.; *Cardium regazonii* STOPP.; *Cucullea acuta* MGH.; *C. purchisoni* CAP.; *Nucula subovalis* GOLDF.; *Avicula deshayesi* TERQ.; *A. buvignieri* TERQ.; *A. infraliasina* MART.; *A. contorta* PORT.; *A. inaequiradiata* SCHAF.; *Pecten fulgeri* MER.; *P. janiriformis* STOPP.; *P. sismondiae* CAP.; *Lima punctata* SOW.; *L. azzarolae* STOPP.; *L. pectinoides* SOW.; *Plicatula intusstriata* EMM.; *P. mortilleti* STOPP.; *Rhynchonella pil-lae* MGH.; *R. portuvenereensis* CAP.; *Serpula gordialis* SCHLOT.; *Axosmia extintorum* ED. et H.; *Montlivaltia depressa* ED.; *M. trochoides* ED. et H.; *M. gastaldi* STOPP.; *Cyathophillum cocchii* STOPP..

Radiolari (CIARAPICA & ZANINETTI, 1982): *Pantanellium portuvenereense* CIARAPICA & ZANINETTI, n. sp.; *Protopsium* PESSAGNO & POISSON, 1981; *Conosphaera* HAECKEL, 1881?; *Praeconocaryomma* PESSAGNO, 1976; *Canoptum* PESSAGNO, 1979; *Dictyomitra* ZITTEL, 1876; *Dicolocapsa* HAECKEL, 1881; *Eucyrtidium* EHREMBERG, 1847. Pollini (palinomorfi) (CIRILLI *et alii*, 1993): Associazione C, parte sommitale: Elementi terrestri: *Alisporites robustus* NILSSON, 1958; *Calamospora* sp.; *Chordasporites* sp.; *Corollina torosus* (REISSINGER, 1950) KLAUS, 1960 (Tab.1, fig.9); *Deltoidospora hali* MINER, 1935; *Densosporites variabilis* (WALTZ) POTONIÈ & KREMP, 1956; *Granuloperculatipollis rudis* VENKATACHALA & GOCZAN, 1964 emend. MORBEY, 1975 (Tab.1, fig.10); *Heliosporites reissingeri* (HARRIS, 1957) MUIR & VANKONIJNENBURG-VAN CITTERT, 1970 (Pl.1, fig.6); *Klausipollenites* sp.;

Ovalipollis pseudoalatus (THIEGART, 1949), SCHURMAN 1976; *Parillinites* sp.; *Pityosporites* sp.; *Podocarpites keuperianus* (MADLER, 1964) SCHURMAN, 1977; *Quadraeculina anelliformis* MALJAVKINA, 1949 *sensu* SCHULTZ, 1967; *Retiriletes semimuris* (DANZÈ-CORSIN & LAVEINE, 1963) MCKELLER, 1974; *Ricciisporites tuberculatus* LUNDBLAD, 1954; *Ricciisporites umbonatus* FELIX & BURBRIDGE, 1977; *Trachysporites fuscus* NILSSON, 1958; *Triadispora crassa* KLAUS, 1964; *Tsugaepollenites pseudomassulae* (MADLER, 1964) MORBEY, 1975. Elementi marini: *Rhaetogonyaulax rhaetica* (SARJEANT, 1963) LOEBLICH & LOEBLICH, 1968.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Retico fino al passaggio con il Lias (CIARAPICA & ZANINETTI, 1982 e 1984).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Rampa a sedimentazione mista, con rari strati di tempesta. Per gli “strati di Grotta Arpaia” (LSP_{2a}) bacino parzialmente anossico (a *black shales*: FAZZUOLI & STEFANI, 1991).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.3. – “portoro” (PRT)

SINONIMI: “dolomia bianchiccia, rossigna e gialliccia alternante con portoro” (“rd”) p.p. (ZACCAGNA, 1935).

AFFIORAMENTI TIPICI: Cave nell’Isola Palmaria.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Isole del Tino e della Palmaria, Portovenere e Vallone di Biassa. Affioramenti non coltivati proseguono verso nord-ovest fino a Pignone.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Calcilutiti grigio scure fino a nere, spesso con strutture nodulari e stilolitiche, con macchie bianche e gialle dolomitiche, in banchi di spessore metrico, alternati più volte a banchi metrici di dolomie grossolanamente cristalline biancastre, dette “tarso”. Tutta la roccia è formata da alternanze di zone non deformate e da zone interessate da intense deformazioni di taglio, di spessore decimetrico. Le prime sono costituite da calcite microspatitica mescolata a dolomite, e sono tagliate da vene riempite di calcite grossolanamente cristallina e da vene dolomitiche, di solito ad alto angolo rispetto alla stratificazione. Le zone deformate sono generalmente planari e costituite da calcite microspatitica; sono attraversate dalle stesse vene che formano un angolo molto più basso con la stratificazione (CARTER, 1992). Sono inoltre presenti aree centimetriche di forma irregolare, con struttura geopetale costituita da cristallini di dolomite e da calcite spatitica a mosaico. Secondo FOLK *et alii* (1989) si tratta di pseudomorfi su originari noduli di solfati (*gnocchi* in ASSERETO & FOLK, 1980).

CARATTERI DI LABORATORIO: Si tratta di microspatite (10-20 mm), originata da fanghi aragonitici, e sostituita in vario grado da cristalli di dolomite (CARTER, 1992).

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore del "portoro" (**PRT**) è di alcuni metri nell'isola Palmaria, Isola del Tino, Muzzerone, M.Castellana e M.S.Croce e tende a scomparire sia verso nord-ovest che verso est (promontorio orientale).

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il "portoro" (**PRT**) passa verso l'alto in modo brusco alle "dolomie del M. Castellana" (**DMC**).

FOSSILI: Non sono stati ritrovati fossili.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: In base alla sola posizione stratigrafica, il "portoro" (**PRT**) può essere attribuito al Retico superiore-Hettangiano basale.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Rampa (scarpata?) sottotidale a sedimentazione carbonatica.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.4. – "dolomie del M. Castellana" (**DMC**)

SINONIMI: "dolomia bianchiccia, rossigna e gialliccia alternante con portoro" ("rd") p.p. (ZACCAGNA, 1935); "breccia di Coregna" (ZACCAGNA, 1935); "calcare massiccio" (MUCCHI *et alii*, 1968); "dolomia saccaroide" (CIARAPICA & PASSERI, 1980); "formazione della Turrite Secca" (FAZZUOLI *et alii*, 1988) (p.p.).

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada Vallone di Coregna-M.Castellana.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: La dolomia costituisce una striscia continua, estesa dall'Isola Palmaria fino a Val dipino, nel promontorio occidentale, e la parte settentrionale del promontorio orientale.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Dolomie più o meno calcaree saccaroidi biancastre o giallastre fino a rosate, massive o grossolanamente stratificate, originate da processi tardo-diagenetici, con plaghe più o meno estese di protolite, costituito da calciliti grigio scure con tracce di stratificazione, distribuite in modo irregolare. La metà inferiore è prevalentemente massiva, quella superiore è grossolanamente stratificata. È da rilevare che la dolomitizzazione, che è quasi completa nel settore sud-orientale tende a diminuire verso nord-est, dove le aree costituite da banchi di calciliti scure sono relativamente estese.

CARATTERI DI LABORATORIO: Dolomie, dolomie calcaree e calcari dolomitici grossolanamente cristallini (30-300mm), con presenza discontinua di romboedri di dolomite e di ossidi di Fe. Le aree di calciliti grigio scure sono finemente cristalline.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Lo spessore delle "dolomie del M.

Castellana” (**DMC**) varia tra 100 e 200 metri. Lungo la strada per M. Castellana, lo spessore è di 190 m; nella sezione lungo la S.S. 370 delle Cinque Terre è di 170 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Le “dolomie del M. Castellana” (**DMC**) passa verso l’alto alla “formazione di Biassa” (**FBS**) in modo transizionale, con la comparsa di una stratificazione evidente.

FOSSILI: Non sono stati trovati fossili.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Su basi litostratigrafiche l’età è riferibile al Retico superiore?-Hettangiano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Rampa (scarpata?) sottotidale a sedimentazione carbonatica.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.5. – “formazione di Biassa” (**FBS**)

SINONIMI: “calcarei grigio-cupi in strati regolari” (“lg”) (ZACCAGNA, 1935); “scisti marnosi grigi e scisti giallastri ad *Angulata*” p.p. (ZACCAGNA, 1935); “calcarei con liste e calcari scuri con marne ed argilliti” p.p. (MUCCHI *et alii*, 1968); “calcarei ad *Angulata*” p.p. (CIARAPICA & PASSERI, 1980a); “formazione della Turrice Secca” p.p. (FAZZUOLI *et alii*, 1988).

AFFIORAMENTI TIPICI: Vallone di Biassa, lungo la S.S. 370 delle Cinque Terre.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Nel promontorio occidentale affiorano da Portovenere fino a Pignone, nel promontorio orientale nei rilievi ad est di Lerici.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Dolomie calcaree prevalenti con subordinati calcari dolomitici, da finemente a grossolanamente cristalline, grigio chiaro o rosate, in strati di spessore variabile da 10 cm a 4-5 m (spessore medio circa 60 cm), regolarmente alternate a interstrati calcareo-dolomitico-marnosi spessi qualche centimetro, di colore grigio chiaro, grigio scuro e rosato. Sono presenti livelli discontinui costituiti da strati decimetrici di calcilutiti grigio scure. Verso l’alto gli strati diventano più sottili e gli interstrati più marnosi.

CARATTERI DI LABORATORIO: Dolomie, dolomie calcaree e calcari dolomitici grossolanamente cristallini (60-250 mm), romboedri di dolomite di grandi dimensioni in un cemento a mosaico. Presenza di piccoli cristalli di ossidi di Fe.

SPESORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: A sud, lungo la S.S. 370 e alle pendici del M.Castellana, sui 100 m, mentre più a nord tende a diminuire.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: La “formazione di Biassa” (**FBS**) passa verso l’alto alla “formazione di Ferriera” (**RER**) in modo transizionale, per aumento dello spessore degli interstrati marnosi e per scomparsa della dolomite.

FOSSILI: Nella parte sommitale della formazione si rinvencono ammoniti pirittizzate non determinabili; sono presenti radiolari.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Hettangiano su base stratigrafica.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Rampa (scarpata) profonda a sedimentazione prevalentemente carbonatica di tipo pelagico.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.6. – “formazione di Ferriera” (**RER**)

SINONIMI: “calcari grigio-cupi in strati regolari” (“lg”) (ZACCAGNA, 1935); “scisti marnosi grigi e scisti giallastri ad Angulati” p.p. (ZACCAGNA, 1935); “calcari con liste e calcari scuri con marne ed argilliti” p.p. (MUCCHI *et alii*, 1968); “calcari ad Angulata” p.p. (CIARAPICA & PASSERI, 1980a).

AFFIORAMENTI TIPICI: Vallone di Biassa, lungo la S.S. 370 delle Cinque Terre e nelle cave vicine.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Nel promontorio occidentale del golfo di La Spezia la formazione costituisce una striscia pressoché continua. Nel promontorio orientale affiora da Lerici fino a Tellaro.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Calcilutiti grigio-scure marnoso-siltose in strati mediamente spessi 30-50 cm, regolarmente alternate a interstrati marnosi (subordinatamente argillitici), spessi 5-30 cm, grigi, spesso giallastri (“lionati”) per alterazione; nella parte alta diminuiscono di spessore gli interstrati marnosi, scompaiono quelli argillitici ed il colore degli strati calcarei tende a divenire più chiaro. Presenza di ammoniti piritizzate generalmente alterate in limonite.

CARATTERI DI LABORATORIO: Le tessiture sono rappresentate da *mudstones* e *wackestones* a *pellets* e bioclasti, con presenza di granuli di quarzo delle dimensioni del *silt* e di laminette di mica muscovite; cristalli di plagioclasti autigeni e di ossidi di Fe.

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Circa 150 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Passa verso l’alto al Rosso Ammonitico (**RSA**) in modo brusco, per comparsa di calcilutiti biancastre e interstrati marnosi rosso-violacei.

FOSSILI: CAPELLINI (1902) segnala la seguente fauna (in parentesi quadra la nuova classificazione proposta da F. VENTURI):

Brachiopodi: *Terebratula (Pygope) aspasia* MGH.; *T. corogonensis* MGH.; *Rhynchonella subtriquetra* CAN..

Lamellibranchi: *Lima* sp.; *L. meyransensis* DUM.; *Nucula hammeri* DFR.; *Lucina* sp.; *Cypricardia* sp.

Gasteropodi: *Paleoniso jemillieri* CAN.; *P. meneghinii* CAN.; *P. pillai* MGH.; *P. zitteli* CAN.; *P. sp.*; *Chemnitzia umbilicata* MGH.; *Natica savii* CAN.; *Solarium aptychum* CAN.; *Pleurotomaria capellinii* DE STEF.; *Turbo* sp..

Cefalopodi: *Nautilus* sp.; *Atractites cordieri* MGH.; *A. guidonii* MGH.; *A. orthoceropsis* MGH.; *A. cingolatus* MGH. inedit.; *Amaltheus?* [= *Amaltheus?* sp. ind.]; *Oxynticeras?* *sinister* CAN. [= *Amaltheus* *sinister* CANAVARI]; *O. sismondæ* D'ORB.; *Phylloceras bernardii* CAN. [= *Phylloceras* *bernardii* CANAVARI]; *P. calais* MGH. [= *Calaiceras cf. calais* MENEGHINI]; *P. cylindricum* SOW. [= *Geyeroceras fucinii* n.sp. rev. VENTURI & NANNARONE]; *P. occiduale* MGH. [= *Phylloceras* *occiduale* MENEGHINI]; *P. lunense* MGH.; [= *Phylloceras* *lunense* MENEGHINI]; *P. glaberrimum* NEUM.? [= *P. glaberrimum* NEUMAYR]; *P. uermosense* HERBICH [= *Paradasyceras uermosense* HERBICH]; *Ph.* sp.; *Lytoceras agnatum*, CAN. [= *Analytoceras agnatum* CANAVARI]; *L. articulatum* SOW. [= *Analytoceras articulatum* SOWERBY]; *L. fimbriatum* SOW.; *L. phillipsi* SOW.; [= *Lytoconites phillipsi* SOWERBY]; *Pleuracanthites bifornis* SOW.; [= *Analytoceras* sp. ind.]; *Ectocentrites petersi* HAUER; [= *Ectocentrites petersi* HAUER]; *E. italicus* MGH. [= *Ectocentrites italicus* MENEGHINI]; *Schlotheimia capellinii* MGH. [= *Schlotheimia* *capellinii* MENEGHINI]; *S. catenata* SOW. [= *Schlotheimia* *catenata* SOWERBY]; *S. collegnoi* COCCHI [= *Schlotheimia* *collegnoi* COCCHI]; *S. compta* SOW. [= *Schlotheimia* *compta* SOWERBY]; *S. lottii* CAN. [= *Schlotheimia* *lottii* CANAVARI]; *S. speziana* CAN. [= *Angulaticeras spezianum* CANAVARI]; *S. trapezoidalis* SOW. [= *Schlotheimia* *trapezoidalis* SOWERBY]; *S. ventricosa* SOW. [= *Schlotheimia* *ventricosa* SOWERBY]; *Psiloceras calcimontanum* WAEHN. [= *Kammerkaroceras* *calcimontanum* WAEHNER]; *P. guidonii* SOW. [= *Kammerkaroceras* *guidonii* SOWERBY]; *P. portisi* CAN.; [= *Kammerkaroceras* *portisi* CANAVARI]; *P. savii* CAP. inedit.; [= *Kammerkaroceras* *savii* CAPELLINI]; *Arietites abiectus* CAN. [= *Vermiceras* *abiectum* CANAVARI]; *A. bisulcatus* BRUG. [= *Arietites* *bisulcatus* BRUGUIERE]; *A. castagnolai* COCCHI [= *Pseudaetomoceras castagnolai* COCCHI]; *A. centauroides* SAVI et MGH. [= *Arietites centauroides* SAVI ET MENEGHINI]; *A. conybeari* SOW. [= *Vermiceras (Metophioceras) conybeari* SOWERBY]; *A. coregonensis* SOW. [= *Paracaloceras coregonensis* SOWERBY]; *A. discretus* SOW. [= *Canavarites discretus* SOWERBY]; *A. doricus* SAVI et MGH. [= *Vermiceras doricus* SAVI ET MENEGHINI]; *A. grunowi* HAUER; *A. listeri* SOW. [= *Canavarites Listeri* SOWERBY]; *A. monticellensis* CAN. [= *Coroniceras* *monticellensis* CANAVARI]; *A. proaries* NEUM. [= *Alsatites* *proaries* NEUMAYR]; *A. raricostatus* ZIET.; *A. retroversicostatus* CAN. [= *Coroniceras* *retroversicostatus* CANAVARI]; *A. rotiformis* SOW. [= *Coroniceras rotiforme* SOWERBY]; *A. supraspiratus* WAEHN. [= *Gyrophioceras supraspiratus* WAEHNER]; *A. sinemuriensis* D'ORB.; *A. uniformis* CAN. [= *Coroniceras* *uniformis* CANAVARI]; *Tropites ultratriassicus* CAN. [= *Pseudotropites ultratriassicus* CANAVARI]; *Hammatoceras doriae* CAP. inedit. [= *Hammatoceras* *doriae* CAPELLINI].

Zone ad Ammoniti: *Schlotheimia angulata*; *Arietites bucklandi*.

Sono presenti Radiolari.

Lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei ha fornito un'età riferibile all'Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore per la presenza di: *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus* cfr. *C. pleinsbachiensis*, *Mitrolithus elegans*, *Schizosphaerella* spp.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Hettangiano superiore – Sinemuriano inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Rampa (scarpata) profonda a sedimentazione mista calcareo-argillosa di tipo pelagico.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.7. – Rosso Ammonitico (RSA)

SINONIMI: “calcare rosso in strati e banchi” (“lr”) (ZACCAGNA, 1935); “calcare rosso scuro amandolato” (ZACCAGNA, 1935); “calcarei scistososi rossi ad *Arietites*” (ZACCAGNA, 1935).

AFFIORAMENTI TIPICI: Cava nel Vallone di Biassa.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Affiora in modo continuo da Case Boccardi fino a Pignone. Nel promontorio orientale affiora attorno a Serra.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Nella parte inferiore calcilutiti marnose biancastre e rosate in strati spessi mediamente 30-50 cm, regolarmente alternati a marne rosso violacee spesse 10-15 cm, talvolta a struttura nodulare; nella parte intermedia prevalgono calcilutiti marnose rosate e marne a struttura nodulare con frequenti ammoniti. Nella parte alta presenza di uno o più livelli con strutture da *slumping*, passanti lateralmente a *debris-flow*, costituiti da livelli metrici di brecce a matrice marnosa molto ridotta e clasti calcilutitici bianchi e rosati prevalenti, con dimensioni da centimetriche a decimetriche, generalmente con contatti stilolitici (“stilobrecce”).

CARATTERI DI LABORATORIO: *Mudstones* e *wackestones* bioclastici (a radiolari, lamellibranchi, piccole ammoniti), scarso quarzo siltoso, piccoli cristalli di ossidi di Fe; numerose superfici stilolitiche con minerali argillosi e ossidi di Fe.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: A sud, presso il M.Castellana, la formazione ha uno spessore di circa 2 m; lo spessore aumenta verso nord, e nel Vallone di Biassa raggiunge e supera 30 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Passa verso l'alto in modo transizionale al Calcare selcifero di Limano (LIM), con la presenza di 2-3 metri di calcilutiri biancastre ben stratificate, prive di interstrati marnosi e di liste di selce.

FOSSILI: CAPPELLINI (1902) parla di impronte di ammoniti raccolte in questo livello e presenti in vari musei, del tipo *Arieticeras* (ZACCAGNA, 1935), senza peraltro fornire un elenco di forme. FEDERICI (1967a) ha trovato le seguenti faune

fossili al tetto del Rosso Ammonitico (RSA):

Cefalopodi: *Coeloceras psiloceroides* (FUCINI) [= *Cetnoceras psiloceroides* (FUCINI)]; *Fucinoceras portisi* (FUCINI); *Fucinoceras portisi* forma “zitelliana” (FUCINI); *Protogrammoceras* sp..

Zone ad Ammoniti: Le ammoniti illustrate da FEDERICI (1967a) indicano la parte inferiore del Pliensbachiano superiore; l’Autore spiega, senza però figurare o descrivere le forme, di aver identificato nel Rosso Ammonitico (RSA) sottostante la sommità del Sinemuriano inferiore (*Z. Euasteroceras turneri*) e la base del Sinemuriano superiore (*Z. Asteroceras obtusum*). Secondo FEDERICI (1967a) anche il Carixiano dovrebbe essere documentato, in quanto egli non ha rilevato alcuna discontinuità stratigrafica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Sinemuriano inferiore-Pliensbachiano inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Rampa profonda e scarpata a sedimentazione mista calcareo-argillosa, di tipo pelagico.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.8. – Calcare selcifero di Limano (LIM)

SINONIMI: “calcare grigio chiaro ceroido con nodi di selce ad *Harpoceras*” (“Im”) (ZACCAGNA, 1935); “calcare selcifero” (MUCCHI *et alii*, 1968); “calcare grigio con selce e piccole ammoniti piritizzate” (CANAVARI *et alii*, 1883).

AFFIORAMENTI TIPICI: S.S. 370 (Vallone di Biassa, MUCCHI *et alii*, 1968).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Nel promontorio occidentale è presente con i caratteri tipici in modo discontinuo; tuttavia potrebbero essere riferibili a questa unità i calcari grigi senza selce della porzione sommitale del Rosso Ammonitico (RSA). Nel promontorio orientale piccoli affioramenti attorno a Serra.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Calcicilutiti marnose grigio-chiare a frattura concoide in strati spessi 10-40 cm, con rari noduli e liste di selce grigia; i giunti di strato sono stilolitici o costituiti da sottili livelli marnosi.

CARATTERI DI LABORATORIO: Si tratta di *mudstones* con rari bioclasti (radiolari) e granuli di quarzo silteoso; piccole aree con selce dispersa.

SPESORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Variabile da 0 a 18 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Passa verso l’alto alle Marne a *Posidonia* (POD) in modo transizionale, per aumento della componente marnosa.

FOSSILI: CANAVARI *et alii* (1883) riconoscono:

Cefalopodi: *Harpoceras radians* Ren.; *Lytoceras mendax* Mgh.; *Phylloceras calais* Mgh. [= *Calaiceras calais* MENEGHINI]; *Amaltheus margaritatus* Montf. [= *Amaltheus margaritatus* MONTFORT]; *Phylloceras* cf. *stella* Sow. [= “*Paradasyceras*” cf. *stella* SOWERBY].

CANAVARI (1886) riconosce *Harpoceras discoide* ZIET. nella porzione superiore del “calcere grigio con selce e piccole ammoniti piritizzate” (Calcere Selcifero di Limano). FUCINI (1896) E CAPPELLINI (1902) riconoscono le seguenti faune (in parentesi quadra la nuova classificazione proposta da VENTURI):

Lamellibranchi: *ASTARTE CANAVARII* SP. N..

Cefalopodi: *Atractites cf. indunensis* STOPP.; *Amaltheus margaritatus* MONT. [= “*Amaltheus margaritatus*” MONTFORT]; *A. spinatus* BRUG. [= “*Amaltheus spinatus*” BRUGUIERE]; *Rhacophyllites libertus* GEMM. [= *Juraphyllites libertus* GEMELLARO]; *Phylloceras meneghinii* GEMM.; *P. frondosum* REYNÈS [= *Phylloceras frondosum* REYNÈS]; *P. ZETES* D’ORB.; [= *Zetoceras zetes* D’ORBIGNY]; *P. tenuistriatum* MGH. [= *Partschiceras tenuistriatum* MENEGHINI]; *P. mioptychum* sp. n.; *P. capellini* sp.n.; *Lytoceras audax* MGH. [= *Audaxlytoceras audax* MENEGHINI]; *L. nothum* MGH.; *L. sepositum* MGH. [= *Lytoceras sepositum* MENEGHINI]; *Aegoceras* sp. ind.; *Coeloceras* cfr. *sellae* GEMM.; *Harpoceras (Arietoceras) algovianum* OPP. [= *Arietoceras algovianum* OPPEL]; *H. lottii* GEMM.; *H. retrorsicosta* OPP.; [= *Arietoceras retrorsicosta* OPPEL]; *H. (Hildoceras) bayani* DUM.; [= “*Pseudomercaticeras*” *bayani* DUMORTIER]; *H. (Leioceras?) compactile* SIMP.; *H. (Grammoceras) fallaciosum* BAYLE [= *Pseudogrammoceras fallaciosum* BAYLE]; *Amphiceras* cf. *propinquum* GEMM..

Zone ad Ammoniti: Z. a *Amaltheus margaritatus*; Z. a *Pleuroceras spinatum*.
Radiolari.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Pliensbachiano superiore-Toarciano inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Rampa profonda e scarpata a sedimentazione prevalentemente calcarea, di tipo pelagico.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.9. – Marne a Posidonia (POD)

SINONIMI: “scisti argillosi lionati e rosso vinaccia con *Posidonomya bronni*” (“Is”) (ZACCAGNA, 1935); “calcari marnosi grigiastri e verdastri associati agli scisti” (ZACCAGNA, 1935); “calcere grigio-cupo con selce” (ZACCAGNA, 1935); Calcari e Marne a Posidonia nei fogli limitrofi Massa e Pontremoli.

AFFIORAMENTI TIPICI: S.S. 370 delle Cinque Terre (Vallone di Biassa).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Da Case Boccardi a Pignone (promontorio occidentale); nel promontorio orientale affiora attorno a Serra.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Nella parte inferiore bancate marnose metriche grigio-verdognole o avana alternate con calcilutiti marnose grigie o biancastre in strati spessi 30-60 cm con alterazione ad incudine. Nei livelli mar-

nosi sono talvolta visibili impronte di gusci di *Posidonia*, noduli di pirite e zone silicizzate (CAPELLINI, 1902; FEDERICI, 1967). Alcuni strati calcarei appaiono gradati, con concentrazioni verso la base dei *filaments* isorientati, in altri le concentrazioni hanno forma irregolare. Nella parte superiore le bancate marnose, che talvolta presentano una colorazione rosso-violacea, divengono nettamente prevalenti sugli strati più calcarei. Nell'insieme c'è una prevalenza della componente marnosa a sud e di quella calcarea a nord.

CARATTERI DI LABORATORIO: Si tratta prevalentemente di mudstones con granuli di quarzo siltoso, *wackestones* bioclastici (a radiolari e *filaments*) e con quarzo siltoso, e di più rari *packstones/grainstones* a *filaments*. Presenza di lamine di muscovite, di cristallini di ossidi di Fe e, nella parte sommitale della formazione, di selce diffusa o concentrata in piccolissimi noduli (0,2 mm).

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore è variabile da circa 100 a circa 300 metri (ZACCAGNA, 1935), maggiore a sud e tendente a ridursi verso nord. In corrispondenza del Vallone di Biassa è di 180 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: La formazione passa verso l'alto ai "diaspri" (DSD) in modo transizionale, per progressivo arricchimento in silice delle marne (ftaniti) e quindi per comparsa di sottili strati silicei rossastri.

FOSSILI: FEDERICI (1967) segnala: lamellibranchi (*Posidonia alpina*) e cefalopodi (*Catulloceras dumortieri* THIOLLIÈRE). **Sottozone ad Ammoniti:** *Aalensis*; *Opalinum*.

I campioni esaminati per lo studio biostratigrafico hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei piuttosto scarse e in cattivo stato di preservazione, ma comunque riferibili ad un intervallo compreso tra l'Aaleniano medio ed il Bajociano inferiore per la presenza di: *Biscutum novum*, *Carinolithus magharensis*, *C. superbus*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *Discorhabus striatus*, *Watznaueria* cfr. *W. contracta*, *W. fossacincta*.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Toarciano superiore-Bajociano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Scarpata (e perché non bacino?) a sedimentazione mista argilloso-calcarea di tipo pelagico ed emipelagico con episodi di risedimentazione (torbiditi pelagiche) e/o di rielaborazione da parte di correnti di fondo.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscano.

1.3.1.10. – "diaspri" (DSD)

SINONIMI: "diaspri, ftaniti e scisti rossi con *Aptici* e *Belemniti*" ("td") (ZACCAGNA, 1935).

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada per Campiglia.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Da Case Boccardi a Pignone (promontorio

occidentale); nel promontorio orientale tra Tellaro e Serra, nel Canale del Quercio e tra Termo ed Arcola.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Prevalenti radiolariti rosse in strati spessi da 3 a 15 cm con interstrati millimetrici di argilliti rosse, subordinate marne silicee rosse in strati budinati. Spesso le radiolariti, per alterazione, si presentano come siltiti radiolaritiche friabili giallastre o biancastre o brune per la presenza di spalmature o infiorescenze di manganese, come a sud di Campiglia.

CARATTERI DI LABORATORIO: *Wackestones/packstones* silicei a radiolari calcizzati, presenza di ossidi di Fe e Mn.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Variabile da 30 a 70 m. Nella sezione della strada La Spezia-Campiglia sono stati misurati circa 40 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Passa verso l'alto alla Maiolica (**MAI**) in modo brusco, con comparsa di strati di calcilutiti bianche selcifere.

FOSSILI: (CAPELLINI, 1902; ZACCAGNA, 1935) *Belemnites semisulcatus*, *Aptychus beirichi*, *A. dadayi*. Radiolari (CAPELLINI, 1902 cum bibl.): *Cenosphaera*, *Sphaeropile*, *Rhodosphaera*, *Dorysphaera*, *Cenellipsis*, *Dictiomitra*, *Lithocampe*.

Nella sezione del T.Riccò, alla base della formazione, è stata riconosciuta per la prima volta (M.CHIARI, com.pers.) l'associazione a radiolari costituita da *Archaeodictyomitra* sp., *Sethocapsa funatoensis* AITA, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA, *Tritrabs* sp., indicativa di un'età compresa tra il Bajociano terminale/Bathoniano inferiore ed il Calloviano inferiore (Uaz. 5-7, secondo la zonazione di BAUMGARTNER *et alii*, 1995).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Bajociano terminale-Titoniano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Bacino profondo con prevalente sedimentazione silicea e limitata sedimentazione argillosa.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscana.

1.3.1.11. – Maiolica (**MAI**)

SINONIMI: “calcari bianco-grigiastri scistosi a superficie ferruginosa con *Aptici*” (“ne”) (ZACCAGNA, 1935); “calcari palombini e rosei con noduli di selce” (ZACCAGNA, 1935).

AFFIORAMENTI TIPICI: Sono ben visibili nella falesia di Punta Persico.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Affiora discontinuamente tra Case Boccardi e Casale (Pignone). Nel promontorio orientale presso Tellaro e lungo le strade Pugliola-Lerici e Pugliola-Serra.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Calcilutiti biancastre a frattura concoide, spesso con dendriti di manganese, ben stratificate in strati spessi 10-40 cm, con

rari noduli e liste di selce grigia e bianca e sottili interstrati argillitici.

CARATTERI DI LABORATORIO: *Mudstones* a radiolari.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Lo spessore, non facilmente misurabile per le deformazioni presenti al nucleo della piega di La Spezia (Case Boccardi), è variabile da zero (Biassa) fino ad una ventina di metri più a nord.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Passa in modo brusco (forse anche per una diversa risposta alle deformazioni tettoniche) alle argilliti e marne della soprastante Scaglia Toscana (STO).

FOSSILI: Radiolari, tintinnidi e nannoplancton.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Titoniano-Valanginiano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Bacino profondo a sedimentazione pelagica di tipo biogenico.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscano.

1.3.1.12. – Scaglia Toscana (STO)

SEZIONE TIPO: Badiaccia Montemuro: Foglio 113 (Castelfiorentino), Tavoletta I-SE (Lucolena) (MERLA, 1968).

L'unità è costituita da numerosi membri, di cui tre affioranti nel Foglio.

“membro delle marne del Sugame” (STO₂)

SINONIMI: “scisti argillosi grigio-giallicci” (“sr”) (ZACCAGNA, 1935); “scisti e calcari marnosi rossi e verdicci, talora con straterelli di selce e di calcare compatto verdastro” p.p. (ZACCAGNA, 1935).

AFFIORAMENTI TIPICI: T. Riccò presso Casella.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Da Case Boccardi fino a Faggiona (limite del Foglio). Nel promontorio orientale tra Tellaro e Serra, nel Canale del Quercio e tra Termo ed Arcola.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Alla base, lungo il T. Riccò, marne e calcari marnosi verdastri con liste di selce chiara e un livello di argilliti grigio-scure; altrove marne grigio-nocciola, talvolta violacee con fucoidi. La successione prosegue verso l'alto con marne e calcari marnosi da rosa a rossi, con livelli più argillitici. A nord, presso La Villa e Faggiora questa formazione diventa più calcarea, fino ad assumere un aspetto micritico tipo “scaglia rosata”.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore è più esiguo a sud (da zero a 10-20 m), e maggiore a nord, dove può raggiungere diverse decine di metri (NO di Casale).

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Questo membro passa verso l'alto al “membro delle

argilliti di Brolio” (**STO₁**) per scomparsa dei livelli calcareo-marnosi.

FOSSILI: Nella porzione basale non sono stati ritrovati microfossili, per analogie litologiche (livelli argillosi nerastri, presenza di selci) possono essere correlati con i livelli anossici di età barremiano-aptiana presente in Toscana settentrionale. Le associazioni a nannofossili calcarei riconosciute nella sezione del T. Riccò indicano il Cretaceo superiore per la presenza di: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula* cfr. *M. murus*. Sulla base di correlazioni regionali è molto probabile che la parte alta della formazione sia genericamente paleogenica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Cretaceo inferiore ?-superiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale, probabilmente al di sopra del locale livello di compensazione dei carbonati.

“membro delle argilliti di Brolio” (**STO₁**)

SINONIMI: “scisti argillosi grigio-giallicci” (“sr”) (ZACCAGNA, 1935); “scisti e calcari marnosi rossi e verdicci, talora con straterelli di selce e di calcare compatto verdastro” p.p. (ZACCAGNA, 1935).

AFFIORAMENTI TIPICI: T. Riccò presso Casella.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Affiorano in modo continuo da Punta Persico (Campiglia) fino a la Villa e Faggiona.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Si tratta di argilliti rosse, grigie e verdastre, calcareniti fini grigie con spalmature verdastre. Rarissimi sono i livelli silicei (a sud-ovest di Campiglia).

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Spessore variabile, che raggiunge al massimo i 100 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Questo membro passa verso l’alto al “membro delle marne di Rovaggio” (**STO₅**) in modo transizionale.

FOSSILI: Lo studio dei nannofossili calcarei ha individuato un’età compresa tra il Cretaceo superiore e l’Eocene inferiore-medio. In particolare i campioni prelevati alla base della formazione sono riferiti al Cretaceo superiore (probabilmente rimaneggiate) per la presenza di: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Micula* cfr. *M. murus*, *M. swastica*; i campioni prelevati nella parte centrale indicano un’età paleocenica inferiore (Zone NP2-NP3) per la presenza di: *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus primus*, *C. intermedius*, *C. tenuis*, *Chismolithus danicus*, *Ericsonia cava*, *E. subpertusa*, *Prinsius dimorphosus*; infine i campioni prelevati nella parte alta hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili all’Eocene inferiore-medio per la presenza di: *Dictyococcites bisectus* >10, *D. scrippsae*, *Discoaster barbadiensis*, *D. kuepperi*, *D. saipanensis*, *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra hillae*, *R. reticulata*, *R. umbilicus*, *Sphenolithus radians*, *S. spiniger*. I dati concordano con

quelli forniti dalla letteratura.

La parte superiore del membro è stata genericamente attribuita al Paleogene in quanto sono localmente presenti, e segnalati in letteratura (Scaglia Toscana, **STO**, nella Val di Magra vicino a Pontremoli), diffusi episodi di rimaneggiamento, che rendono problematica una più precisa attribuzione cronologica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Cretaceo superiore ?-Paleogene.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale, probabilmente al di sotto del locale livello di compensazione dei carbonati.

“membro delle marne di Rovaggio” (**STO₅**)

SINONIMI: “scisti galestrini” (“gl”).

AFFIORAMENTI TIPICI: T. Riccò presso Casella.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Da Campiglia fino a la Villa e Faggiona.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Marne siltose grigie e grigio-verdastre con stratificazione poco accentuata e segnalata da marne calcaree fini, avana o grigio chiare in strati spessi fino a qualche decimetro.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Spessore massimo 30 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Passaggio stratigrafico netto con il Macigno (**MAC**).

FOSSILI: Lo studio biostratigrafico ha individuato associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla base all'Eocene superiore (Zona NP18-20, per la presenza di: *Discoaster barbadiensis*, *D. saipanensis*, *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Isthmolithus recurvus*) ed all'Oligocene inferiore (Zone NP21-NP22, per la presenza di: *Cyclicargolithus abisectus* <10, *Ericsonia formosa*, *E. obruta*, *Reticulofenestra umbilicus* e per l'assenza di *Discoaster barbadiensis* e *D. saipanensis*, marker la cui scomparsa individua il limite Eocene/Oligocene (MARTINI 1970, OKADA & BUKRY, 1980). Anche in accordo con CATANZARITI *et alii* (1996) le faune dell'Eocene superiore sono da considerarsi rimaneggiate.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Eocene superiore-Oligocene inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Piana bacinale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscano.

1.3.1.13. – Macigno (**MAC**)

SEZIONE TIPO: Strada Dudda-Ponte agli Stolli: Foglio 113 (Castelfiorentino), Tavoletta I-NE (MERLA, 1969); è una sezione composita.

AFFIORAMENTI TIPICI: Fascia costiera, tra Punta del Persico e Vernazza-Casale. Ad est di Sarzana, nella dorsale di M.Grosso, e ad est di La Spezia nei pressi di Arcola.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: E' la formazione che raggiunge estensione

(65 Km²) e spessori (2.400 m) maggiori nell'area del Foglio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Strati torbiditici da sottili a molto potenti, con caratteristiche sostanzialmente analoghe a quelle che maggiormente ricorrono nel Macigno (**MAC**) nelle sue più tipiche aree di affioramento dell'Appennino settentrionale (es. le aree dell'Abetone e dei Monti del Chianti). Prevalgono arenarie medie o grossolane, talora con superfici basali erosive o amalgamate. Gli strati sottili e medi sono gradati e la sequenza Bouma è talora completa, anche se spesso gli intervalli *c*, *d*, *e* sono complessivamente non più che decimetrici. Negli strati più spessi o grossolani ricorre la tessitura massiva alla base, cui si accompagnano frequentemente livelli molto discontinui di arenarie conglomeratiche e clasti appiattiti argillitici o calcareo-marnosi; inoltre gli intervalli *c*, *d*, *e* sono assenti o, comunque, poco spessi.

Nella parte inferiore dell'unità e verso il tetto sono presenti strati conglomeratici lateralmente discontinui, spesso marcatamente lenticolari e canalizzati o amalgamati, con ciottoli arrotondati da centimetrici a decimetrici (ABBATE, 1966). Tra i clasti sono ricorrenti i litotipi riferibili a rocce metamorfiche di medio e basso grado, subordinatamente a rocce sedimentarie (calcari micritici e rocce silicee) e magmatiche. Questi livelli conglomeratici sono stati cartografati come livelli guida con sigla **MACd**.

Nell'unità si distinguono inoltre altre tre litofacies (fig.6), riconoscibili sia per i caratteri litologici (es. il rapporto arenaria/pelite) che per quelli sedimentologici (geometria degli strati, strutture e tessiture sedimentarie, ecc.). Essere possono sia intercalarsi reciprocamente in varia misura, sia caratterizzare ampie porzioni dello spessore totale del Macigno (**MAC**) dando luogo, pertanto, a spessi corpi con apprezzabile continuità laterale. Questi ultimi sono stati cartografati in tutte le aree rilevate, sia del promontorio occidentale di La Spezia, sia della dorsale che, nella parte più orientale del Foglio, si eleva ad est del bacino del Magra.

“litofacies delle Arenarie Zonate” (**MACa**). E' una litofacies ampiamente rappresentata nel Foglio La Spezia e ben nota in letteratura per la peculiare zonatura legata all'alternanza di arenarie medio-fini e siltiti in strati da decimetrici a centimetrici avana o grigi, e siltiti argillitiche grigio scure. Il rapporto arenite/pelite è in genere compreso tra 1/3 e 1/10.

Le superfici di base delle arenarie e delle siltiti sono piatte, talora leggermente erosive, la parte inferiore degli strati ha strutture a laminazione incrociata o, subordinatamente, a laminazione piana e parallela. Negli strati a granulometria più fine il rapporto arenite/pelite è anche superiore a 1/10 e la parte inferiore, relativamente più grossolana, è caratterizzata dalla presenza di *ripple* sia in treni più o meno discontinui che isolate, passanti con gradualità, sia inferiormente che superiormente, alla frazione argillitico-siltosa. Quest'ultima spesso mostra anche un apprezzabile aumento della componente carbonatica.

“litofacies pelitico-siltosa” (**MACb**). Argilliti e argilliti siltose grigie, grigio chiare all’alterazione, in strati da centimetrici a decimetrici con fratturazione preferenziale in frammenti centimetrici prismatici allungati o appiattiti. La litofacies è presente occasionalmente in strati da centimetrici a decimetrici, ma nella parte mediana del Macigno (**MAC**) dà luogo ad un livello di spessore cartografabile. In alcuni casi (Mulino di Michelino), intercalate alla litofacies **MACb**, si trovano argilliti di colore grigio piombo caratterizzate da una marcata componente grafitosa.

“litofacies marnoso-siltosa” (**MACc**). Torbidity arenaceo-calcaree da fini a molto fini, passanti a peliti siltoso-marnose o marnose, avana all’alterazione e grigie al taglio fresco. Strati isolati di questa litofacies si intercalano occasionalmente nel Macigno (**MAC**), ma talora danno luogo a livelli di più strati sovrapposti di spessore complessivo cartografabile, quali quelli intercalati circa nella porzione intermedia e inferiore del Macigno (**MAC**).

CARATTERI DI LABORATORIO: L’analisi modale in sezione sottile ha messo in evidenza che i campioni analizzati (18) sono riferibili ad arenarie a detrito quarzoso-feldspatico prevalente sul totale del volume solido della roccia, con discreto contenuto in frammenti litici, variabile tra 8,6 e 18%, ed abbondanti miche (5-13,6%). In molti campioni è presente la componente carbonatica (di natura calcitica) sia come cemento spatico che in plaghe di calcite spatica isolata; sono presenti anche frequenti fenomeni di sostituzione della calcite su granuli dell’ossatura. In un campione è stata riscontrata, tramite colorazione con alizarina e confermata poi dallo studio diffrattometrico, la presenza di dolomite sia in clasti che in plaghe isolate. È presente inoltre materiale fine ricristallizzato di origine diagenetica (epimatrice).

Il quarzo si presenta sia in cristalli singoli che in frammenti di roccia, prevalentemente di origine plutonica e metamorfica di alto grado. Quelli nei quali l’estinzione è ondulata risultano in maggior numero di quelli con estinzione netta, o talora leggermente inferiori al 50%. I feldspati si presentano generalmente poco alterati e con i plagioclasti prevalenti sui K-feldspati; in alcuni campioni, alla base del Macigno (**MAC**), la fase potassica è assente. La composizione principale media (ricalcolata a 100) risulta pari a $Q_{48}F_{35}L+C_{17}$, mentre la composizione media (fig.10) della frazione litica risulta pari a $Lm_{83}Lv_{13}Ls+C_4$ con i frammenti metamorfici di basso-medio grado nettamente prevalenti su quelli vulcanici, rappresentati da granuli a composizione sia riolitica che intermedia. Il rapporto $Lv/litici$ totali ha valori più alti nella parte bassa del Macigno (**MAC**) rispetto alla parte alta, come già evidenziato da COSTA *et alii* (1992).

Tra le miche risultano nettamente prevalenti le muscoviti sulle biotiti mentre i minerali pesanti sono sia opachi che trasparenti. Alcuni campioni pelitici (8) appartenenti al Macigno (**MAC**) mostrano un’associazione dei minerali argillosi

piuttosto costante con la netta prevalenza di illite (31-46%) e caolinite (32-49%) e con quantità subordinate di clorite e clorite/vermiculite; in alcuni campioni è presente in tracce lo strato misto illite-smectite.

SPESSORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: La formazione è costituita da una potente successione torbiditica il cui spessore, probabilmente prossimo ai 2400 metri, rappresenta da solo gran parte dello spessore totale della successione della Falda Toscana.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Inferiormente passa, con contatto netto, alle “marne di Rovaggio” (**STO₅**); superiormente è in contatto tettonico sia con l'Unità tettonica di Canetolo che con le “marne del T. Pignone” (**MTP**).

FOSSILI: Lo studio dei nannofossili calcarei nella sezione del Torrente Ricco nonostante il cattivo stato di preservazione ha permesso di attribuire la parte inferiore del Macigno (**MAC**) all'Oligocene superiore per la presenza di: *Bicolomnus ovatus*, *Cyclicargolithus abisectus* > 10, *C. abisectus* < 10, *C. floridanus*, *Dictyococcites bisectus* >10, *Discoaster deflandrei*, *Reticulofenestra daviesii*, *R. minutula*, *Sphenolithus* cfr. *S. dissimilis*, *S. ciperoensis*, *S. conicus*, *S. dissimilis*, *S. moriformis*. Questi dati confermano l'attribuzione di COSTA *et alii* (1992) all'Oligocene superiore di questa parte del Macigno (**MAC**). Al passaggio Scaglia Toscana (**STO**)-Macigno in Val Pignone ABBATE (1966) segnala in uno strato risedimentato lepidocicline, nummuliti, “heterostegine” anfestegine attribuite all'Oligocene medio-superiore e più precisamente da MONTANARI & ROSSI (1983) al Rupeliano. Nella parte medio alta della sezione in Val Pignone CATANZARITI *et alii* (1996) rinvennero associazioni con nannofossili calcarei (*Sphenolithus ciperoensis*, *S. distentus*, *S. predistentus*, *Dictyococcites bisectus*) riferibili al Rupeliano-Chattiano inferiore.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Oligocene superiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Avanfossa.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA: Toscano.

1.3.2. - *Brecce tettoniche interposte tra la Falda Toscana e la Successione Metamorfica di Punta Bianca*

1.3.2.1. - “brecce di Lerici” (**BLE**)

SINONIMI: “calcare dolomitico, brecciforme e cavernoso” p.p. (“rd”) (ZACCAGNA, 1935); “calcare cavernoso” p.p.; “breccia tettonica” p.p. (CIARAPICA, 1988); “*fault rock*” p.p. (STORTI, 1995).

AFFIORAMENTI TIPICI: Rupe del Castello di Lerici e del Castello di S.Terenzo.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Le “breccie di Lerici” (**BLE**) affiorano estesamente tra Lerici e S.Terenzo-Punta Galera, mentre più a sud, tra Cala Marola (c/o Punta Bianca) e Ameglia, sono ristrette ad una fascia stretta e discontinua.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Sono costituite da breccie massive o grossolanamente suddivise in banchi metrici di colore giallastro e ad aspetto talora vacuolare (“cavernoso”). Gli elementi clastici estremamente eterometrici (da pochi mm fino a blocchi di taglia decimetrico-metrica) sono rappresentati dai componenti litologici degli “scisti di San Terenzo” (**SSZ**): calcari grigi e giallastri, localmente decalcificati, filladi grigie e verdastre e, subordinatamente, quarziti. Il legante è costituito da cemento calcitico. I clasti si mostrano di regola scistososi, ma la breccia nel suo insieme non risulta affetta da fenomeni deformativi duttili. Localmente all’interno del corpo breccioide o alla sua base sono riconoscibili strutture sedimentarie di tipo erosivo (canalizzazioni di profondità fino a 50-100 cm), gradazioni granulometriche dirette ed inverse, e lamine inclinate/incrociate. Queste strutture sono di regola associate ad orizzonti di conglomerati poligenici minuti poco elaborati a matrice sabbioso-calcareo e sabbie carbonatiche giallastre. Inoltre, le “breccie di Lerici” (**BLE**) possono includere porzioni di successioni quarziticofilladiche e, talora, anche carbonatiche interpretabili come scaglie tettoniche di dimensioni metrico-decametriche provenienti dalla porzione sommitale della Successione Metamorfica di Punta Bianca (“quarziti e filladi”, **QFL**, “scisti di S.Terenzo”, **SSZ**).

SPESORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore di questa unità è molto variabile. Infatti, ove presente, mostra generalmente una potenza attorno ai 4-5 m, ma può arrivare localmente a superare i 30-35 m (es. Castello di Lerici).

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Contatti tettonici con le formazioni sottostanti e sovrastanti. Sottostanno alle “breccie di Maralunga” (**BML**) direttamente o mediante l’interposizione di una scaglia tettonica di estensione plurichilometrica includente le unità a tetto del Gruppo del Verrucano. Questa scaglia è riconoscibile in tutta l’area compresa tra Lerici e San Terenzo, ma è presente localmente anche attorno all’abitato di Ameglia nella stessa posizione geometrica.

FOSSILI: Assenti.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Probabile Miocene medio-superiore.

AMBIENTE DI FORMAZIONE: Le “breccie di Lerici” (**BLE**) derivano dai fenomeni cataclastici e di scagliatura tettonica occorsi durante gli eventi deformativi mioceni alla sommità della Successione Metamorfica di Punta Bianca. Le strutture sedimentarie riconosciute all’interno di questa unità sarebbero, invece, da riferirsi a locali fenomeni di rielaborazione carsica.

UNITÀ STRUTTURALE DI APPARTENENZA: Orizzonte cataclastico interposto tra Falda Toscana e Successione Metamorfica della Punta Bianca.

1.3.2.2. - “breccie di Maralunga” (BML)

SINONIMI: “calcare dolomitico, brecciforme e cavernoso” p.p. (“rd”) (ZACCAGNA, 1935); “calcare cavernoso” p.p.; “breccia tettonica” p.p. (CIARAPICA, 1988); “*fault rock*” p.p. (STORTI, 1995).

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada per Punta di Maralunga (dalla strada Lerici-Fiascherino).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Le “breccie di Maralunga” (BML) sono presenti sia nel promontorio occidentale che in quello orientale di La Spezia. Nella prima area si ritrovano nel settore sud-orientale, dove sono concentrati tra La Foce e S.Benedetto, in prossimità della faglia della Spezia, nonché tra Bersedo e S.Anna. Nella seconda area costituiscono una striscia pressoché continua tra Capo Corvo ed Ameglia ed affiorano lungo la costa tra Punta di Maralunga e Punta delle Stelle.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Le “breccie di Maralunga” (BML) presentano varie litologie: a) breccie massive e b) breccie vacuolari, entrambe con clasti esclusivamente carbonatici e con aree dolomitiche pulverulente grigio-cenere; c) calcari grigio scuri e calcari dolomitici grigio chiari massivi con estese aree carsificate in modo pervasivo, con riempimenti di cemento microspatitico; d) breccie carbonatiche con presenza di marne giallastre-nocciola (probabilmente riferibili al “membro dei calcari e marne di M. S.Croce”, LSP₁, della Formazione di La Spezia); e) livelli di breccie carbonatiche con interposti pacchi di strati a litologia mista, tipo “calcari e marne di M. S.Croce”, variamente disarticolati. Data la piccola scala degli affioramenti ed i contatti sfumati tra queste litologie, non sono state effettuate distinzioni cartografiche.

CARATTERI DI LABORATORIO: Si tratta di calcari da finemente a grossolanamente cristallini.

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore apparente massimo in affioramento è di circa 60 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Contatti tettonici con le formazioni sottostanti e sovrastanti. Tra Bersedo e S.Anna (NO di La Spezia), esse si trovano sul fianco rovesciato della piega di La Spezia, in prossimità del nucleo, a contatto con le “dolomie di Coregna” (DCR) o con la Formazione di La Spezia (“membro dei calcari e marne di M. S.Croce”, LSP₁).

FOSSILI: Non sono stati rinvenuti fossili.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: L’età dei clasti è triassica superiore, mentre la matrice è verosimilmente molto più recente. Per quanto riguarda l’età di formazione del corpo delle breccie, le caratteristiche indicano una posizione alla base della Falda Toscana, un’origine tettonica a spese delle formazioni più antiche ed una genesi precedente alla formazione della piega rovesciata, di cui questo livel-

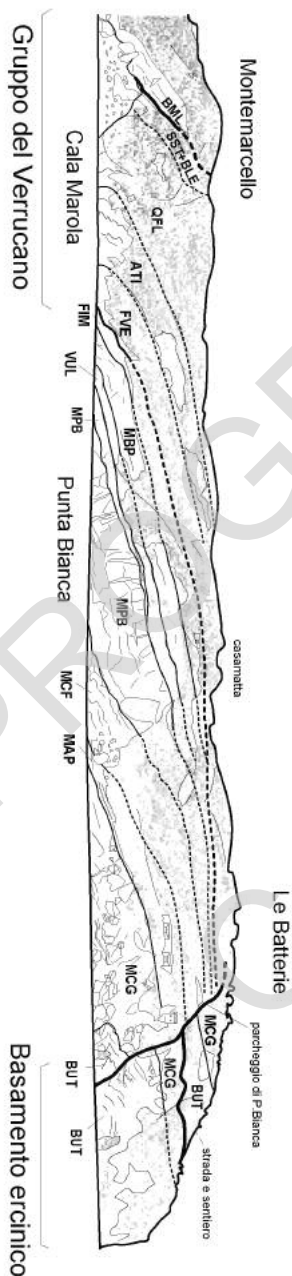


Fig. 11 – Panoramica dal mare della Successione Metamorfica di Punta Bianca (promontorio orientale del golfo di La Spezia). Per le sigle vedere Fig. 13

lo costituisce il nucleo: questi elementi sono indicativi di un'età precoce nell'ambito delle fasi deformative dell'orogenesi appenninica (Miocene medio-superiore).

Per quanto riguarda l'età della formazione, si ritiene che tutto il corpo delle “breccie di Maralunga” (**BML**) essendo di origine tettonica abbia l'età delle fasi deformative.

AMBIENTE DI FORMAZIONE: Si tratta di un orizzonte cataclastico formatosi a spese delle unità inferiori della Successione Toscana (“dolomie di Coregna” (**DCR**) e Formazione di La Spezia, “membro dei calcari e marne di M. S.Croce”, **LSP**). Su queste breccie tettoniche si sono sovrapposti fenomeni carsici, dovuti sia a dissoluzione pervasiva che a precipitazione di cementi microcristallini.

UNITÀ STRUTTURALE DI APPARTENENZA: Orizzonte cataclastico interposto tra Falda Toscana e Successione Metamorfica della Punta Bianca.

1.3.3. - Successione Metamorfica di Punta Bianca

Numerosi Autori hanno studiato in passato i vari aspetti geologici e paleontologici di questa successione che include una delle pochissime testimonianze di un ciclo sedimentario medio-triassico nell'Appennino settentrionale (vedi bibliografia in PASSERI, 1985; MARTINI *et alii*, 1986). Già nei lavori di ZACCAGNA (1928, 1932, 1935) fu evidenziata non solo la peculiare varietà litologica della successione in oggetto,

che include metasedimenti silicoclastici e carbonatici, nonché metavulcaniti (“prasiniti” AUCC.), ma anche le sue analogie con le unità metamorfiche affioranti sul fianco occidentale del Nucleo Metamorfico Apuano (Unità di Massa ss.).

La Successione Metamorfica di Punta Bianca (figg.11, 12) (Unità di Punta Bianca, CIARAPICA *et alii*, 1985), la cui potenza complessiva supera i 280 m, è stata suddivisa dai precedenti Autori in tre parti che sono state anche elevate a rango di unità litostratigrafiche (dal basso): le rocce paleozoiche del basamento già deformate dall’Orogenesi Ercinica, il ciclo sedimentario medio-triassico (ELTER & FEDERICI, 1964; I Ciclo o di *rifting* abortivo; MARTINI *et alii*, 1985, 1986; “formazione conglomeratica basale” e Gruppo di Punta Bianca: PASSERI, 1985) e la porzione basale del ciclo sedimentario alpino (II Ciclo o di *rifting* principale: MARTINI *et alii*, 1985, 1986; “formazione di Montemarcello”: PASSERI, 1985; Gruppo di Montemarcello: CIARAPICA *et alii*, 1985) che è correlabile su scala regionale al Gruppo del Verrucano (sensu RAU & TONGIORGI, 1974; TONGIORGI *et alii*, 1977). Altri lavori hanno preso in esame i caratteri petrografici-geochimici delle rocce metasedimentarie (FRANCESCHELLI *et alii*, 1987) e ortoprasinitiche (RICCI, 1968; RICCI & SERRI, 1975; STOPPA, 1985) della successione metamorfica.

La Successione Metamorfica di Punta Bianca affiora nella parte sud-orientale del Foglio La Spezia. In particolare il ciclo medio-triassico, trasgressivo sulle rocce del Basamento Ercinico, è esposto solo nel promontorio orientale (dall’area di Punta Bianca e quella di La Ferrara-Fosso Grifonara). Il Gruppo del Verrucano è arealmente il più rappresentato, infatti, è presente sia nel promontorio orientale (tra Punta Bianca-Montemarcello ed Ameglia; tra Lerici-Pitelli e la centrale termoelettrica di La Spezia) che a nord-est di La Spezia (alla base dei rilievi montuosi, tra il cimitero urbano e il Saldone).

L’originaria successione sedimentaria e vulcanica di Punta Bianca è stata interessata da metamorfismo polifasico sin-tettonico in facies di Scisti Verdi durante la tettonogenesi appenninica che nel vicino nucleo apuano è stata datata con metodi radiometrici a 27-10 Ma (KLIFFIELD *et alii*, 1986). Inoltre, le rocce del basamento ercinico presentano l’evidenza anche di metamorfismo pre-alpino e, verosimilmente varisco (evento tettono-metamorfico sudetico: 340 Ma; evento termico permiano: 275-285 Ma) (PANDELI *et alii*, 1994). Gli eventi tettono-metamorfici alpini non hanno comunque obliterato né i caratteri primari di queste rocce, né l’originaria successione stratigrafica.

La Successione Metamorfica di Punta Bianca è composta da litologie molto varie affioranti per estensioni limitate. La scala 1:50.000 non ne consente una rappresentazione adeguata. Pertanto viene allegata una carta geologica di dettaglio (fig.13) nella quale appaiono distinte (vedi singoli paragrafi) unità che per ragioni grafiche risultano accorpate nel Foglio.

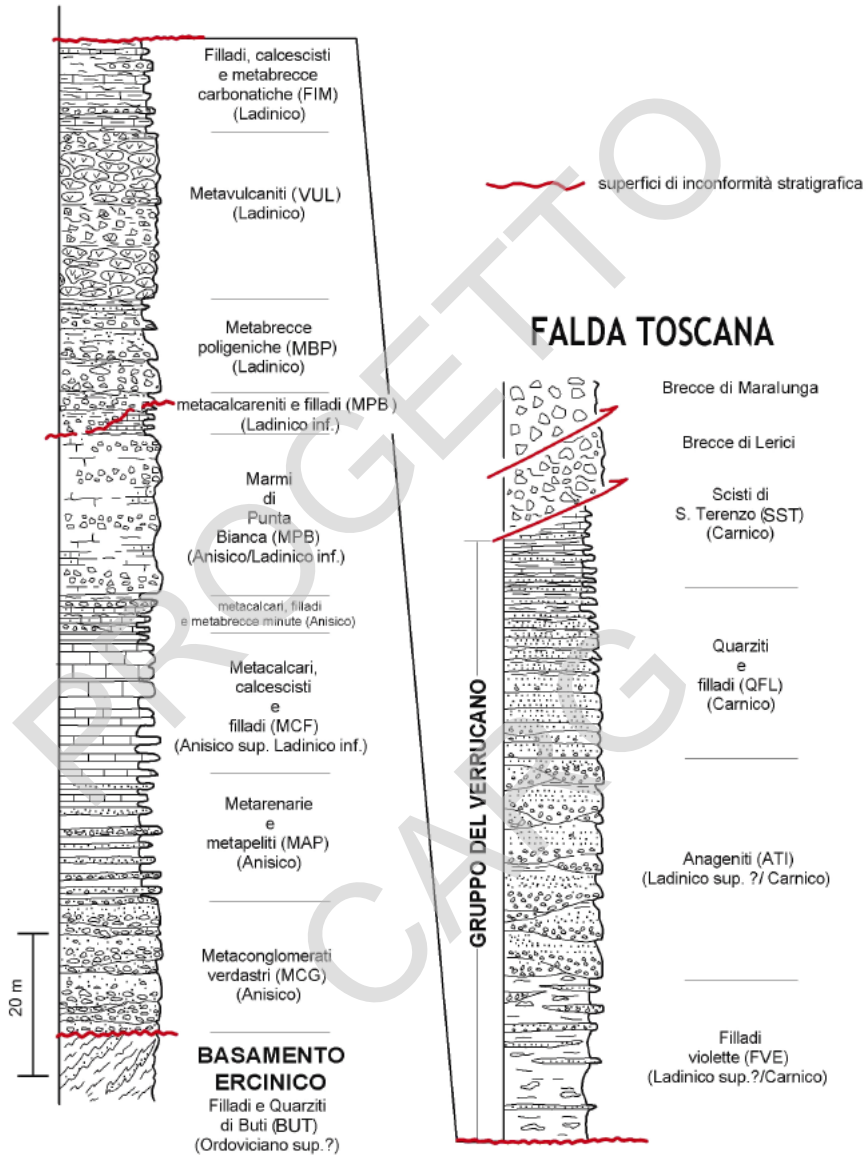


Fig. 12 – Colonna litostratigrafica della Successione Metamorfica di Punta Bianca (promontorio orientale del golfo di La Spezia). Per le sigle vedere Fig. 13.

BASAMENTO ERCINICO

1.3.3.1. - “filladi e quarziti di Buti” (BUT)

SINONIMI: “filladi e quarziti listate di Buti” (RAU & TONGIORGI, 1974).

AFFIORAMENTI TIPICI: Lungo le falesie costiere e la strada tra il parcheggio di Punta Bianca ed il cancello del demanio militare.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: La formazione affiora lungo la costa che dagli insediamenti militari ad est di Punta Bianca (Loc. le Batterie) arriva sino al

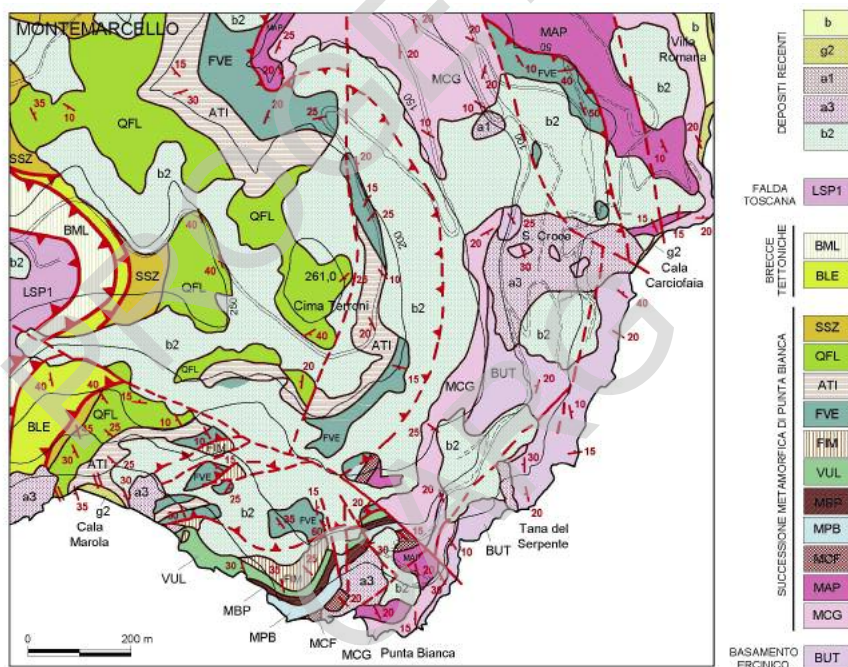


Fig. 13 - Carta geologica dell' area di Punta Bianca (Promontorio orientale del golfo di La Spezia). b= depositi alluvionali attuali, g2= depositi di spiaggia, a1= corpi di frana, a3= detriti di falda, b2= depositi colluviali e/o eluviali; Falda Toscana: LSP1= Membro dei calcari e marne di M. Santa Croce della Formazione di La Spezia; Breccie Tettoniche: BML= “breccie di Maralunga”, BLE= “breccie di Lerici”; Successione Metamorfica di Punta Bianca: SSZ= “scisti di S.Terenzo”, QFL= quarziti e filladi”, ATI= “anageniti”, FVE= “filladi violette”, FIM= “filladi, calcescisti e metabreccie carbonatiche”, VUL= “metavulcaniti”, MBP= “metabreccie poligeniche”, MPB= “marmi di Punta Bianca”, MCF= “metacalcari, calcescisti e filladi”, MAP= “metarenarie e metapeliti”, MCG= “metaconglomerati”; Basamento Ercinico: BUT= “filladi e quarziti di Buti”.

complesso religioso di S.Croce e, più a monte, lungo la strada per Punta Bianca (tra il parcheggio e le Carmelitane Scalze).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Sono costituite da filladi e filladi quarzose di colore da grigio, grigio violaceo a verdastro, spesso caratterizzate da tipiche bande millimetrico/sub-millimetriche di colore viola scuro ricche in pigmento ematico. Nelle metapeliti sono intercalati strati e banchi (spessore max 2 m) di metarenarie anche molto grossolane quarzose (-albitiche) grigio e grigio chiare. Le analisi microscopiche hanno localmente messo in luce dei tipici smistamenti e concentrazioni di minerali pesanti (generalmente zircone) secondo livelletti di potenza millimetrica e paralleli alle partizioni litologiche.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo affiorante di questa unità (della quale non è esposta la base e che si presenta localmente interessata da piegamenti isoclinali) si aggira attorno ai 70-80 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il passaggio ai soprastanti paraconglomerati basali del ciclo medio-triassico è netto e di tipo erosivo.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Nonostante l'assenza di fossili, a questi meta-sedimenti e ai corrispondenti della successione apuana ("quartziti e filladi superiori" AUCTT.) è stata attribuita un'età paleozoica inferiore (Ordoviciano superiore?) in quanto sono stati correlati con i depositi trasgressivi caradociani che nella Sardegna centrale poggiano sui porfiroidi dell'Ordoviciano medio (PANDELI *et alii*, 1994 *cum bibl.*). L'età pre-carbonifera è appoggiata anche dal riconoscimento di scistosità relitta pre-alpina che a scala regionale è stata attribuita all'evento sudetico dell'orogenesi ercinica (CONTI *et alii*, 1991). Per quanto riguarda il basamento ercinico deve essere anche rammentato un affioramento calcareo non più individuabile, ma che BAGNOLI *et alii* (1979) ubicano poco più a monte del parcheggio di Punta Bianca e nel quale rinvennero conodonti (*Pseudooneotodus beckmanni* e *Panderodus* sp.) di età compresa tra l'Ordoviciano medio e il Devoniano inferiore. Inoltre non è da escludere che nel sottosuolo le "filladi e quartziti di Buti" (BUT) possano passare in basso a "porfiroidi" come del resto avviene nel vicino nucleo apuano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'ambiente deposizionale era probabilmente neritico e, secondo BAGNOLI *et alii* (1979) anche di alta energia per il locale rinvenimento di ooliti ferriferi.

CICLO SEDIMENTARIO MEDIO TRIASSICO

1.3.3.2. - "metaconglomerati, metarenarie, e metasiltiti" (MAP)

Questa unità è costituita da due porzioni litologicamente diverse, indistinte

per motivi di rappresentazione cartografica nel Foglio a scala 1:50.000. Compiono invece separate nella carta geologica di dettaglio del Promontorio di Punta Bianca in fig.13, contraddistinte dalle seguenti sigle: MCG per i “metaconglomerati”, e MAP per le “metareniti e metapeliti”.

Ciascuna delle due porzioni viene descritta di seguito separatamente.

“metaconglomerati” (MCG, nella carta geologica di dettaglio, fig.13)

SINONIMI: “formazione conglomeratica basale” p.p. (PASSERI, 1985).

AFFIORAMENTI TIPICI: Tratto costiero tra la caletta ad est di Punta Bianca e le Batterie, ed a monte della strada per Punta Bianca, tra il parcheggio e le Carmelitane Scalze, ove costituisce una evidente parete rocciosa.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: L'unità è esposta tra le Batterie di Punta Bianca e la Ferrara-Fosso Grifonara. Buoni affioramenti esistono lungo il fosso Bozon e lungo la costa tra Sanità e Cala Carciofaia (Bocca di Magra).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Si tratta di metaconglomerati poligenici massicci di colore grigio-verdastro e con matrice arenitico-filladica talora prevalente sui clasti che risultano per lo più angolari/sub-angolari fino a sub-arrotondati e di dimensioni generalmente centimetriche (max 40 cm). La suddivisione in strati e banchi (di spessore fino a oltre 2 m) è spesso complicata da ricorrenti strutture basali erosive, da amalgamazioni e, più raramente, da grossolane stratificazioni incrociate concave a larga scala.

All'interno dei banchi, specie in quelli della parte alta di questa unità, i conglomerati passano bruscamente ad un orizzonte sommitale di metarenarie grossolane ciottolose.

CARATTERI DI LABORATORIO: I clasti sono in larga parte costituiti da quarziti, filladi-quarzose e porfiroidi del basamento ercinico, ma sono presenti anche elementi carbonatici, spesso sideritici o ankeritici, di colore da grigio scuro a bruno che MARTINI *et alii* (1986) hanno attribuito all'erosione di crostoni tipo *caliche* intraformazionali dei quali, localmente, ne è conservata testimonianza nella parte superiore arenacea dei banchi.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Circa 20 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: L'unità passa gradualmente alle sovrastanti “metarenarie e metapeliti” (MAP) per progressiva diminuzione dei litotipi conglomeratici e dello spessore degli strati. Nelle aree settentrionali (La Ferrara), l'unità in esame forma anche corpi lenticolari di spessore più contenuto all'interno ed a tetto delle “metarenarie e metapeliti” (MAP); questo suggerirebbe l'eteropia tra le due unità, ma, data la mancanza di buoni affioranti, non è da escludere che le lenti conglomeratiche possano riferirsi a nuclei di strutture plicative isoclinali.

FOSSILI: Questa unità non ha restituito fossili.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Sebbene sterile, questa formazione viene attribuita all'Anisico (MARTINI *et alii*, 1986) su basi litostratigrafiche.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'ambiente di deposizione è continentale di tipo fluviale, probabilmente caratterizzato da canali di tipo intrecciato.

“metarenarie e metapeliti” (MAP nella carta geologica di dettaglio, fig.13)

SINONIMI: “formazione conglomeratica basale” p.p. (PASSERI, 1985).

AFFIORAMENTI TIPICI: Caletta ad est di Punta Bianca.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: L'unità è esposta solo nell'area compresa tra le Batterie di Punta Bianca e la Ferrara-Fosso Grifonara.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Si tratta di strati, da metrici a decimetrici, di metarenarie e metasiltiti grigie e grigio-scure, con locali patine di alterazione ocrea, intercalate da filladi e filladi siltose grigio scure/nerastre e di spessore generalmente inferiore ai 20 cm. Localmente sono presenti metaconglomerati, di regola minuti in banchi spessi fino a circa un metro. O, più frequentemente, come solette grossolane alla base degli strati arenacei. Strutture erosive e profili lenticolari sono tipici degli strati più grossolani. Nelle litologie siltitico-pelitiche sono presenti strutture di bioturbazione ossidate legate ad impianti radicali di vegetali.

Nella parte alta sono presenti alcune intercalazioni decimetriche calcareo-dolomitiche in genere siltose e di colore grigio-scuro. Negli affioramenti settentrionali (La Ferrara-Fosso Grifonara) l'unità è in prevalenza costituita da metasiltiti e filladi di colore grigio e verde, più raramente nerastre, con locali intercalazioni di metarenarie a grana fine.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore dell'unità nell'area di Punta Bianca è di circa una decina di metri; ma verso nord sembra aumentare, forse anche per la probabile presenza di strutture plicative.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il passaggio all'unità sovrastante (“marmi di Punta Bianca”, MPU) è graduale per alternanza, ma con rapido aumento verso l'alto dei litotipi carbonatici.

FOSSILI: Il contenuto fossilifero è dato da resti vegetali non determinabili.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Questa unità è stata attribuita da MARTINI *et alii* (1986) all'Anisico.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Ambiente costiero riducente di transizione tra una piana alluvionale e un'area neritica a sedimentazione carbonatica. (MARTINI *et alii*, 1986)

1.3.3.3. - “marmi di Punta Bianca” (MPU)

Questa unità è costituita da due porzioni litologicamente diverse, indistinte

per motivi di rappresentazione cartografica nel Foglio a scala 1:50.000. Compiono invece separate nella carta geologica di dettaglio del Promontorio di Punta Bianca in fig.13, contraddistinte dalle seguenti sigle: MCF per i “metacalcari, calcescisti e filladi”, e MPB per i “marmi di Punta Bianca” s.s.

Ciascuna delle due porzioni viene descritta di seguito separatamente.

“metacalcari, calcescisti e filladi” (MCF, nella carta geologica di dettaglio, fig.13)

AFFIORAMENTI TIPICI: Punta Bianca.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: L'unità affiora solo nell'area compresa tra Punta Bianca ed il parcheggio, nonché lungo la strada provinciale Bocca di Magra-Montemarcello, a NO di Villa l'Angelo. Un altro piccolo affioramento è quello di quota 125 ad est della loc. Riccadonna.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: È costituita da un'alternanza di strati per lo più centimetrici (max 25 cm) di metacalcilutiti, spesso siltose, metasiltiti carbonatiche e metacalcareniti di colore grigio/grigio scuro, localmente ocree per alterazione, e metapeliti nerastre. Le tonalità cromatiche scure sono legate all'abbondante pigmento organico di questi litotipi. Verso l'alto aumenta la componente carbonatica e si passa ad una successione in prevalenza costituita da metacalcari, talora dolomitici, e calcescisti grigi di spessore fino a 70 cm, con sottili intercalazioni polittiche, anche di colore grigio-verdastro. La porzione sommitale è localmente rappresentata da calcescisti e filladi calcarifere, talora bioturbate (MARTINI *et alii*, 1986).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore complessivo dei “metacalcari, calcescisti e filladi” (MCF) si aggira sui 20-25 m presso Punta Bianca, mentre nelle altre località ha una potenza minore, forse causata da fenomeni di laminazione tettonica.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il passaggio alle litofacies basali a strati sottili dei soprastanti “marmi di Punta Bianca” (MPB, fig.13) è piuttosto brusco anche per l'evidente contrasto cromatico, dovuto soprattutto alla scomparsa di materiali organici.

FOSSILI: Nella parte bassa dell'unità vengono segnalati gasteropodi (MARTINI *et alii*, 1986), mentre in quella superiore è presente localmente una associazione ad abbondanti alghe calcaree (esemplari quasi completi di *Diplopora annulatisima*, VENTURI & TENNERONI, 1981) e piccoli gasteropodi (*Coelochrysalis ammoni*, *Spirochrysalis nympha*, *Trypanostylus minor*, *Trypanostylus triadicus*; FEDERICI, 1966).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: L'associazione fossilifera è stata riferita all'intervallo temporale Anisico superiore-Ladinico inferiore (VENTURI & TENNERONI, 1981; MARTINI *et alii*, 1986) o al Ladinico (gasteropodi in FEDERICI, 1966).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'ambiente di sedimentazione è di mare sottile, a circolazione ristretta con sviluppo di piattaforme carbonatiche algali che coesistevano con apporti terrigeni fini, forse legati al trasporto e selezionamento lungo costa di sedimenti fluvio-deltizi (MARTINI *et alii*, 1986).

“marmi di Punta Bianca” (MPB, nella carta geologica di dettaglio, fig.13)

AFFIORAMENTI TIPICI: Punta Bianca.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Questa formazione è bene esposta tra la falesia di Punta Bianca ed il parcheggio. Un piccolo affioramento è stato cartografato più a nord (q.125, ad ovest della Loc. Riccadonna).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Questo corpo carbonatico può essere litologicamente suddiviso in tre porzioni. La porzione basale è ben stratificata e costituita da strati centimetrico/decimetrici (max 50 cm) di metacalcareniti, talora gradate, metacalcilutiti grigio chiare-biancastre e metabrecce carbonatiche minute di colore biancastro, ma localmente anche con screziature verdastre e violette. Questi litotipi sono alternati a filladi e filladi calcarifere verdastre, spesse fino a pochi centimetri.

Localmente sono evidenti strutture erosive e lenticolarità degli strati. La porzione intermedia è massiccia e rappresenta il corpo carbonatico vero e proprio di Punta Bianca. Questo è costituito da breccie carbonatiche clasto-sostenute (spesso con fenomeni di stilolitizzazione tra i clasti di dimensioni in media di 4-5 cm fino ad oltre 40 cm), metacalciruditi e metacalcareniti di colore grigio chiaro e biancastro. I clasti delle breccie sono in larga parte derivati da calcareniti (talora con Diplopore), calcilutiti e calcari encrinidici, mentre assai scarsi sono quelli quarzosi e filladici sempre di taglia ridotta.

I fenomeni di ricristallizzazione ai quali sono stati sottoposti questi litotipi hanno spesso obliterato non solo i caratteri tessiturali primari, ma anche la stratificazione e la geometria degli strati. In varie parti dell'affioramento di Punta Bianca si nota comunque ancora una netta lenticolarità degli strati che, di regola sono saldati da superfici erosive d'amalgamazione. La porzione superiore, caratterizzata da evidente stratificazione a scala centimetrico/decimetrica (potenza strati max 15 cm), è rappresentata da una alternanza di metabiocalcareniti e di metacalcilutiti grigie, sovente fossilifere (abbondanti bivalvi di piccola taglia), con sottili interstrati filladico-calcarei di colore per lo più grigio-verdastro, talvolta piuttosto scuro. Nella parte alta di questa alternanza è intercalato un banco lenticolare di colore grigio scuro, potente fino a 1,5 m, e costituito da almeno due strati amalgamati con alla base metabrecce poligeniche massive (ad elementi carbonatici e subordinatamente quarzosi), passanti verticalmente a metacalcareniti grossolane gradate, talora laminate. La parte sommitale dell'uni-

tà (ultimi 80-100 cm) è sottilmente stratificata (la potenza massima degli strati è di 8 cm) e costituita da metacalcareniti ibride, spesso gradate, di colore grigio, grigio-verdastro e rossastro con intercalazioni di metapeliti, talora carbonatiche verdi e violacee.

CARATTERI DI LABORATORIO: Per le caratteristiche del marmo di Punta Bianca (“marmo lunense”) vedi capitolo VII.1 - ATTIVITA’ ESTRATTIVE.

SPESSORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Presso Punta Bianca lo spessore complessivo è circa 30 m (2 m la porzione inferiore, 20-25 m quella intermedia e 6 m quella superiore); verso il parcheggio lo spessore si riduce a pochi metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il contatto con l’unità soprastante (“metabrecce poligeniche, metavulcaniti, filladi e calcescisti”, VMP) è brusco, di tipo erosivo, e probabilmente è riferibile ad una superficie di inconformità. Infatti, passando dalla falesia ad ovest di Punta Bianca all’area di parcheggio, si nota l’appoggio discordante delle suddette metaruditi sui termini medio e superiore dei “marmi di Punta Bianca” (MPB, fig.13).

FOSSILI: I reperti fossiliferi sono numerosi e noti in letteratura, particolarmente quelli ottenuti dalla porzione superiore che include una associazione a pelecipodi, brachiopodi, ammonoidi (*Noetlingites* della specie *Ceratites strombecki*, *Leiophyllites*, VENTURI & TENNERONI, 1981), gasteropodi, conodonti (*Gondolella transita*, *G. mombergensis*, *G. pseudolonga*, BAGNOLI, 1982), spicole di spugna, scleriti di oloturie e resti vegetali, che è stata attribuita al Ladinico (FEDERICI, 1966) ed, in particolare, al Ladinico inferiore (BAGNOLI, 1982). La porzione inferiore e media, che ha restituito solo diplopore (*Diplopore annulatissima* e probabilmente anche *Diplopore uniserialis*, ELTER & FEDERICI, 1964), gasteropodi (*Omphaloptycha peracuta*, *Coelostylina cf. cochlea*, FEDERICI, 1966) e crinoidi all’interno dei clasti delle metaruditi, è stata riferita ad un intervallo temporale compreso tra l’Anisico superiore e il Ladinico inferiore (cfr. MARTINI *et alii*, 1986).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Anisico superiore-Ladinico inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Data la tipologia dei metasedimenti, dominata da depositi torbiditici e di *debris flow*, i calcari da cui sono derivati i “marmi di Punta Bianca” (MPB, fig.13) sono stati legati ad un’area marina, probabilmente non molto profonda, in prossimità di scarpate attive e caratterizzata da accumuli e conoidi (“*apron fans*” di MARTINI *et alii*, 1986) di materiali clastici provenienti in gran parte dall’area di piattaforma carbonatica, probabilmente già sottoposta a frammentazione tettonica. Secondo gli stessi Autori, i depositi stratificati della porzione superiore sarebbero legati ad uno stadio di relativa stabilità tettonica caratterizzata da fenomeni di risedimentazione essenzialmente torbiditica, eventualmente innescata da onde di tempesta nell’area di piattaforma.

1.3.3.4. - “metabrecce poligeniche, metavulcaniti, filladi e calcescisti” (VMP)

Questa unità è costituita da tre porzioni litologicamente diverse, indistinte per motivi di rappresentazione cartografica nel Foglio a scala 1:50.000. Compaiono invece separate nella carta geologica di dettaglio del Promontorio di Punta Bianca in fig.13, contraddistinte dalle seguenti sigle: MBP per le “metabrecce poligeniche”, VUL per le “metavulcaniti” e FIM per le “filladi e calcescisti”.

Ciascuna delle tre porzioni viene descritta di seguito separatamente.

“metabrecce poligeniche” (MBP, nella carta geologica di dettaglio, fig.13)

AFFIORAMENTI TIPICI: Punta Bianca.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Affiorano in continuità dalla falesia ad occidente di Punta Bianca fino all'area del parcheggio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Questa unità è costituita da strati e banchi (di potenza fino a oltre 2 m) di metabrecce massive caratterizzate da basi erosive e talora canalizzate, con intercalazioni di metareniti/metasiltiti quarzose violacee e localmente verdastre di spessore generalmente decimetrico. Sono rari gli interstrati filladici. Localmente possono essere osservate amalgamazioni tra i banchi metaruditici e piccole intercalazioni lenticolari di metacalcareniti ibride gradate e di quarziti. Le metabrecce sono costituite da clasti eterometrici, di taglia generalmente compresa tra qualche cm e 15-20 cm, ma talora anche di oltre 70 cm, legati da una matrice metarenitica violacea. La tipologia dei clasti è molto varia essendo presenti (pur con proporzioni relative localmente variabili) sia i litotipi carbonatici (metacalcari e metacalcareniti biancastre, grigie e, subordinatamente, rossastre) che quelli quarzoso-filladici, derivati dal basamento ercinico, ma probabilmente anche dalle unità silicoclastiche basali di questo ciclo sedimentario. In genere si nota una diminuzione verso l'alto dello spessore e della taglia media dei clasti delle metabrecce, con conseguente aumento di potenza relativa delle litologie metarenitico-siltitiche.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore è variabile da circa 6 m fino a poco più di 13 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: L'unità passa alle soprastanti metavulcaniti verdastre con un contatto brusco.

FOSSILI: Gli unici reperti fossiliferi sono rappresentati da alghe calcaree (*Diplopora annulatissima*, ELTER & FEDERICI, 1964) e gasteropodi (*Zygopleura arctecostata*, *Trypanostylus konincki*, FEDERICI, 1966) presenti all'interno dei clasti carbonatici che testimoniano una età ladinica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Ladinico.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Questi depositi vengono riferiti da MARTINI *et alii* (1986)

a sistemi di conoidi sottomarine canalizzate, presenti alla base di scarpate attive e *canyon*, che si svilupparono per una forte attività erosiva sulla piattaforma e le retrostanti aree continentali, probabilmente legata ad una ripresa dei movimenti tettonici.

“metavulcaniti” (VUL, nella carta geologica di dettaglio, fig.13)

SINONIMI: “prasiniti” (RICCI, 1968 *cum bibl.*).

AFFIORAMENTI TIPICI: Fascia costiera, tra la falesia ad occidente di Punta Bianca ed il parcheggio.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: L'unità affiora presso Punta Bianca, altri affioramenti sono presenti tra le q. 175 e q. 125 lungo il versante orientale del promontorio, tra Montemarcello e l'allineamento Case Bavognano-La Ferrara.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Questa unità presenta generalmente un livello basale spesso circa 1,5-2 m di quarziti filladiche verdastre ad aspetto massivo, al quale seguono orizzonti lenticolari metabasitici (spesso con evidenti strutture ellissoidali-globose) ed altri di metabrecce ad elementi essenzialmente prasinitici. Le metabasiti, di colore verdastro, sono spesso caratterizzate da tessiture blastoporfiriche con fenocristalli relitti di plagioclasti in una massa compagine scistosa costituita da clorite, albite, epidoto e tremolite. Nonostante le frequenti forme di alterazione a “cipolla” (STOPPA, 1985), specie negli affioramenti costieri, molte delle strutture ellissoidali-globose sembrerebbero riferibili a lave “a cuscino” di espansione sottomarina (cfr. MARTINI *et alii*, 1986). Tra i “cuscini” può essere localmente riconosciuta una matrice cloritica con minuti elementi prasinitici (matrice vulcanoclastica-ialoclastitica) e più raramente di microquarziti rossastre (diaspri?). Lo spessore delle lenti metabasitiche può arrivare ad oltre 5 m. I caratteri geochimici indicano per queste metavulcaniti una natura alcalina intrapacca (RICCI & SERRI, 1975; STOPPA, 1985). Le metabrecce sono eterometriche (dimensione dei clasti generalmente centimetrica), massive e di colore da verdastro scuro a rossastro. Presentano generalmente uno spessore tra i 2 e i 3,5 m. I clasti sono in larghissima parte costituiti da elementi prasinitici ed, in minor misura, da quelli microquartzitici rossastri. Rari sono invece i clasti calcareo-calcescistosi.

Nell'area ad est di Punta Bianca è presente un solo orizzonte metabasitico sormontato dalle metabrecce, mentre lungo la falesia occidentale, in corrispondenza di un evidente inspessimento dell'unità, sono riconoscibili almeno due orizzonti metabasitici ed altrettanti di metabrecce. Sempre lungo la falesia occidentale è osservabile a tetto dell'unità un livello decimetrico discontinuo di microquarziti rossastre.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore complessivo è variabile da circa 15-20 m (es. falesia ad occidentale di Punta Bianca) a circa 7 m nell'area del parcheggio.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Passa bruscamente in alto alle metapeliti varicolori dell'unità soprastante.

FOSSILI: L'unità non ha restituito fossili.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Ladinico (su base litostratigrafica).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Le "metavulcaniti" (VUL, fig.13) potrebbero rappresentare il prodotto di effusioni basaltiche sottomarine con vulcanoclastiti associate (*pillow breccia* e ialoclastiti).

"filladi e calcescisti" (FIM, nella carta geologica di dettaglio, fig.13)

AFFIORAMENTI TIPICI: Falesia di Punta Bianca.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Affiorano dalla falesia di Punta Bianca fino all'area del parcheggio. Altri affioramenti sono presenti tra q.125 e q.150 lungo il fianco orientale del promontorio (dall'area di Montemarcello fino all'allineamento Case Bavognano-La Ferrara) e lungo la provinciale tra Ameglia e Montemarcello, poco più a nord del cimitero di Montemarcello.

CARATTERI LITOLGICI DI TERRENO: L'unità è costituita da filladi, talora calcarifere, per lo più rossastro-violette, ma talora anche verdastre, con intercalazioni di strati e banchi (fino ad oltre 3 m di spessore) di metacalcari e calcescisti grigio-verdastri, grigio-rosati e biancastri. Sono presenti anche banchi di metabrecce con clasti carbonatici generalmente biancastri, a contatti stilolitizzati o avvolti da scarsa matrice filladico-calcescistosa varicolore. A tetto di quest'unità sono localmente riconoscibili strutture di dissoluzione ricollegabili a paleofenomeni carsici-vadosi (cfr. MARTINI *et alii*, 1986).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore nell'area di Punta Bianca è attorno ai 10-12 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il contatto con le metapeliti basali del soprastante Gruppo del Verrucano è brusco e spesso tettonizzato.

FOSSILI: L'unità ha restituito gasteropodi di piccola taglia non determinabili e Diplopore (FEDERICI, 1966).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Ladinico.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'unità è riferita ad un ambiente pelagico caratterizzato da depositi torbiditici e *debris flow* a composizione essenzialmente carbonatica.

GRUPPO DEL VERRUCANO

Questo gruppo è stato correlato da MARTINI *et alii* (1986) alla tipica successione ladinico superiore?-carnica del Verrucano dei M. Pisani che comprende, dal basso, la Formazione della Verruca e quella delle Quarziti di M. Serra (cfr. RAU & TONGIORGI, 1974; TONGIORGI *et alii*, 1977).

1.3.3.5. - “filladi violette” (FVE)

SINONIMI: “verrucano” p.p. AUCTT.

AFFIORAMENTI TIPICI: Costa tra Punta Bianca e Cala Marola.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Affiorano estesamente dalla costa ad occidente di Punta Bianca alla zona di Ameglia; altri affioramenti si estendono lungo la strada provinciale Ameglia-Montemarcello (tra la Loc. Fancella e La Ferrara e ad ovest di Villa L'Angelo) e nell'area del complesso religioso di S.Croce.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: È costituita da filladi e metasiltiti violacee e rossastre con locali aree verdastre. Localmente sono presenti intercalazioni di strati quarziticci grigi e grigio-rosati. In molti affioramenti (es. lungo la costa ad occidente di Punta Bianca) i litotipi pelitico-siltitici contengono numerose piccole concrezioni globulari ferroso-calcaree, che talora tendono ad aggregarsi in corpi nodulari o crostoni tipo *caliche*. Nella parte media e alta gli strati quarziticci, talora accompagnati da banchi metaconglomeratici quarzosi (con tipici clasti di quarzo bianco e rosa), spesso gradati e con base manifestamente erosiva, divengono più frequenti fino a costituire assieme dei veri e propri corpi di spessore anche superiori ai 10 m e caratterizzati da geometria lenticolare ad ampia scala. Nella carta geologica è stato distinto, all'interno delle “filladi violette” (FVE) nelle aree a sud di Ameglia, uno di questi corpi anagenitico-quarziticci che è stato cartografato come “anageniti” (ATI). Nelle litologie quarziticche sono spesso presenti laminazioni inclinate ed incrociate piane. Frammenti di *caliche* rimaneggiate sono talora riconoscibili all'interno degli strati quarzitico-conglomeratici.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore di quest'unità è variabile, forse anche per le possibili laminazioni tettoniche che ha subito alla base (superficie di scorrimento del Gruppo del Verrucano sul sottostante Ciclo medio-triassico). In ogni caso nell'area a monte di Punta Bianca e in quella di Ameglia può raggiungere spessori fino ad oltre 50 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il contatto con le soprastanti “anageniti” (ATI) è brusco e di natura erosiva.

FOSSILI: Sono assenti le testimonianze fossili.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: In base a considerazioni stratigrafico-sedimentologiche a scala regionale, è possibile attribuire questi depositi al Ladinico superiore ?-Carnico (cfr. Formazione della Verruca, RAU & TONGIORGI, 1974).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: I metasedimenti di questa unità sono da ricondursi ad un ambiente continentale fluviale caratterizzato da ampie aree di esondazione e da clima semi-arido.

1.3.3.6. - “anageniti” (ATI)

SINONIMI: “verrucano” p.p. AUCTT.

AFFIORAMENTI TIPICI: Presso Cala Marola (costa ad occidente di Punta Bianca) e lungo la strada Provinciale Bocca di Magra-Montemarcello ad est di Cima Terroni.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: L'unità, oltre ad affiorare estesamente tra Cala Marola ed Ameglia, ha buone esposizioni a monte della provinciale Ameglia-Bocca di Magra (tra la Loc. Fancella e La Ferrara).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Si tratta di strati e banchi fino a qualche metro di metaconglomerati quarzosi con clasti di taglia media attorno a 1-2 cm (max 7-8 cm), generalmente da sub-angolari a sub-arrotondati/arrotondati, in matrice quarzoso-filladica spesso ricca in pigmento ematitico. Tra i clasti prevalgono quelli di quarzo bianco e rosa sugli elementi litici quarziticci e filladici, di vulcaniti acide (“porfidi rossi permiani”, PANDELI *et alii*, 1994 *cum bibl.*) e di prodotti magmatico-esalativi a quarzo+tormalina (“tormalinoliti”, CAVARRETTA *et alii*, 1992). La stratificazione non è sempre evidente per i ricorrenti contatti di tipo erosivo, amalgamazioni e fenomeni di canalizzazione (stratificazione incrociata concava) tra i diversi banchi, caratterizzati da un aspetto massivo o grossolanamente gradato, e spesso da profili lenticolari evidenti anche alla scala dell'affioramento. In vari casi la porzione superiore dei banchi è costituita da quarziti e metasiltiti grigio-rosate e violacee con locali *caliche*. Le strutture a lamine piane inclinate sono rare, così come le intercalazioni filladiche violaceo-verdastre.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo è circa di 50-60 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il contatto con le soprastanti “quarziti e filladi” (QFL) è graduale e sottolineato dalla rapida diminuzione delle componenti clastiche grossolane e dallo sviluppo più regolare della stratificazione.

FOSSILI: Assenti.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: In base a considerazioni stratigrafico-sedimentologiche a scala regionale, è possibile attribuire questi depositi al Ladinico superiore ? – Carnico ? (cfr. Formazione della Verruca, RAU & TONGIORGI, 1974).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'ambiente di sedimentazione delle “anageniti” (ATI) è ricollegabile ad una piana alluvionale dominata da canali di tipo intrecciato e con limitate aree di esondazione.

1.3.3.7. - “quarziti e filladi” (QFL)

SINONIMI: “verrucano” p.p. AUCTT.

AFFIORAMENTI TIPICI: Tra Pitelli e La Spezia (strada e sbancamenti delle dis-

cariche), e nel tratto di costa di Punta Galera ad occidente di S.Terenzo.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Sono sempre presenti a tetto delle "anageniti" (**ATI**) tra Cala Marola e Ameglia, ma affiorano più estesamente nelle aree tra Lerici e La Spezia. Presso Ameglia e Lerici questa unità può dar luogo a scaglie tettoniche a tetto o all'interno delle "brecce di Lerici" (**BLE**).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Sono rappresentate da quarziti a grana da medio-grossolana a fine, generalmente piuttosto cernite e di colore grigio e grigio-rosato, in strati di spessore centimetrico-decimetrico (max 70-80 cm) e con geometrie piano-parallele alla scala degli affioramenti. Strati con base grossolana (fino ad anageniti minute) e manifestamente erosiva possono essere localmente presenti come intercalazioni specie nella parte medio-bassa dell'unità. Gli interstrati metasiltitici/filladici varicolori (grigi, verdastri e, talora, violacei) sono comuni e mostrano spessori di solito centimetrici (max 30 cm). Queste ultime litologie possono localmente formare anche dei corpi essenzialmente pelitici violacei di spessore fino a diversi metri (es. all'interno e attorno all'area militare Bersaglio, a SE di La Spezia). Gli strati quarziticci, la porzione superiore dei quali può risultare talora verdastra-arrossata, mostrano localmente laminazioni piano-parallele ed incrociate (*ripples* asimmetrici).

Questa unità mostra evidenti affinità di litofacies con i membri superiori (carnici) delle Quarziti di M. Serra ("quarziti bianco-rosa" e "quarziti viola zonate", cfr. RAU & TONGIORGI, 1974).

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore complessivo è mal valutabile per le frequenti laminazioni tettoniche a tetto, e per le evidenti deformazioni plicative polifasiche alle quali localmente è stata soggetta (vedi tettonica). In ogni caso, lo spessore massimo affiorante è dell'ordine dei 60 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Nei pochi casi in cui il contatto stratigrafico con i soprastanti "scisti di San Terenzo" (**SSZ**) sembra non coinvolto in deformazioni tettoniche, il passaggio avviene per alternanze con la comparsa delle prime intercalazioni carbonatiche.

FOSSILI: Negli affioramenti dell'area di La Spezia sono state riconosciute impronte e piste di rettili che, secondo SIRUGU & NICOSIA (1994/95) appartengono ad individui erbivori e carnivori di piccole e medio-grandi dimensioni e di età probabilmente carnica. Questi reperti sono esposti nel Museo geopaleontologico del Castello di Lerici. Impronte coeve di tetrapodi sono da tempo note anche nella unità sommitale del Gruppo del Verrucano dei Monti Pisani (Membro delle quarziti viola zonate delle Quarziti di M. Serra, RAU & TONGIORGI, 1974).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Carnico.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Questi depositi sono riferibili ad una piana costiera, probabilmente prossima ad apparati deltizi e caratterizzata da periodici stagni e pozze d'acqua.

1.3.3.8. - “scisti di San Terenzo” (**SSZ**)

AFFIORAMENTI TIPICI: Passeggiata del Castello di S.Terenzo e scarpata della strada litoranea S.Terenzo-Lerici, a sud-est di Villa Marigola-Villa Bibolini.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Sono esposti localmente a tetto del Gruppo del Verrucano nelle aree tra Cala Marola (c/o Punta Bianca) e Ameglia e tra Lerici e Punta Galera (ad ovest di S.Terenzo). In entrambe le aree questa unità costituisce da sola o con le sottostanti “quarziti e filladi” (**QFL**) anche delle scaglie tettoniche piuttosto estese arealmente che poggiano o sono presenti all'interno delle “brecce di Lerici” (**BLE**).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Sono costituiti da una alternanza di strati di spessore generalmente da alcuni cm fino a 15-20 cm (max 50-60 cm) di quarziti talora carbonatiche grigie e grigio-chiare, e metacalcari spesso ibridi di colore giallastro e grigio con intercalazioni di filladi e metasiltiti varicolori, per lo più verdi e grigie, ma talora anche violacee e grigio scure. A luoghi si hanno solo alternanze carbonatico-filladiche ove, talora, le litologie carbonatiche possono arrivare anche a prevalere. I litotipi carbonatici presentano spesso fenomeni di decalcificazione ocrea e/o di brecciatura.

Lungo la passeggiata del Castello di San Terenzo, è visibile il passaggio verticale delle suddette litologie a strati decimetrici (max 50 cm) calcareo-dolomitici, di colore grigio scuro, alternati a livelletti pelitico-marnosi.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo affiorante (il contatto superiore è sempre tettonico) è di almeno 30-40 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il contatto con le soprastanti “brecce di Lerici” (**BLE**) è brusco e verosimilmente di natura tettonica. A questo riguardo è da sottolineare che la porzione sommitale degli “scisti di San Terenzo” (**SSZ**) è interessata spesso da vistosi fenomeni di brecciatura.

FOSSILI: L'unità non ha restituito fossili.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: L'unità è stata attribuita al Carnico, sia per la sua posizione stratigrafica, che per correlazione con le corrispondenti formazioni affioranti in altre aree dell'Appennino settentrionale (“formazione di Vinca” nelle Alpi Apuane, e “formazione di Tocchi” nella Toscana meridionale). Inoltre, la presenza di fossili del Carnico superiore nelle “dolomie di Coregna” (**DCR**), presenti alla base della Falda Toscana nell'area spezina, ha fatto ipotizzare una possibile originaria continuità stratigrafica tra gli “scisti di San Terenzo” (**SSZ**) e le unità carbonatiche triassiche della Falda Toscana stessa (cfr. CIARAPICA *et alii*, 1985; CIARAPICA & PASSERI, 1994 *cum bibl.*).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Gli “scisti di San Terenzo” (**SSZ**) rappresenterebbero un'area marina-costiera ove coesistevano e si alternavano nel tempo la sedimentazione carbonatica e quella silicoclastica, quest'ultima probabilmente legata alla presenza di apparati deltizi in aree limitrofe.

2. - STRATIGRAFIA DELLE COPERTURE NEOGENICO-QUATERNARIE

2.1. - DEPOSITI DEL MIOCENE SUPERIORE? - PLEISTOCENE

Il criterio di rilevamento adottato per questi depositi segue il riconoscimento di unità stratigrafiche a limiti inconformi, di rango variabile da sintema a sub-sintema. Si tratta di corpi di rocce sedimentarie definiti sulla base delle discontinuità che li delimitano. Queste superfici limite possono essere di varia natura e riferibili a varie cause: ad. es., erosione subaerea o subacquea, non deposizione, superficie topografica. Questa scelta è stata motivata dalla convinzione che attraverso questi criteri di rilevamento si possano meglio mettere in luce alternanze di eventi deposizionali e di fasi erosive utili a delineare la storia sedimentaria e strutturale del bacino. La descrizione delle singole unità a limiti in conformi riconosciute riporta una dettagliata analisi delle litologie costituenti e ciò facilita il confronto con le unità litostratigrafiche riconosciute nelle aree limitrofe.

2.1.1. - *Bacino di Sarzana*

2.1.1.1. - “sintema di Sarzana” (ASZ)

AFFIORAMENTI TIPICI: Stretta fascia collinare in sinistra del Fiume Magra tra Sarzanello-Caniparola e S.Stefano Magra.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 9.5 km².

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: Il sintema è inferiormente delimitato da una superficie di discordanza angolare (fig.14), riconosciuta solo nel sottosuolo durante l'estrazione di lignite nel settore SE dell'area di affioramento (CAPELLINI, 1860; SITIA, 1950), che indica relazioni di *onlap* con il substrato. La superficie sommitale è marcata dalla troncatura di un paleosuolo i cui orizzonti profondi (C ed R) mostrano intensa rubefazione e alterazione dei depositi, screziature bianco-nerastre espresse da patine argillose e ferro-manganesifere. La superficie erosiva sommitale è di natura policiclica e associata al modellamento del rilievo, operato da processi di natura prevalentemente alluvionale, durante la formazione del “sintema della bassa Valdimagra” (BVM). Lungo il margine orientale della bassa Valdimagra il sintema è prevalentemente in contatto per faglia normale con il substrato rappresentato da depositi delle Unità Liguri e Sub-Liguri.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: I depositi sono costituiti da argille, talora lignitifere, sabbie e conglomerati, gli ultimi predominanti sulle altre litologie

che, per la presenza di superfici di inconformità di rango inferiore vengono ulteriormente suddivisi in quattro subsintemi (vedi dopo). Da un punto di vista giaciturale i depositi mostrano una costante immersione verso SO con inclinazioni che variano da 70° nella parte basale del sintema fino a 5°-10° al tetto.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo del sintema supera i 1.500 m e mostra nell'area di affioramento variazioni che verranno descritte nell'ambito dei subsintemi istituiti.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Nel settore SE, dove il limite inferiore del sintema è stato descritto da dati di sottosuolo, il substrato del sintema è rappresentato dal "flysch di Ottone" (OTO) appartenente alle Unità Liguri. Ovunque il sintema è sormontato erosivamente dai depositi del "sintema della bassa Valdimagra" (BMV).

FOSSILI: Dalla letteratura si ha conoscenza di sporadici resti fossili di organismi animali (vertebrati, molluschi) e vegetali rinvenuti nei depositi stratigraficamente più bassi del sintema, che, quindi, possono consentire una sommaria collocazione cronologica. La descrizione del contenuto paleontologico sarà data nell'ambito della definizione dei subsintemi.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Gli elementi paleontologici consentono una

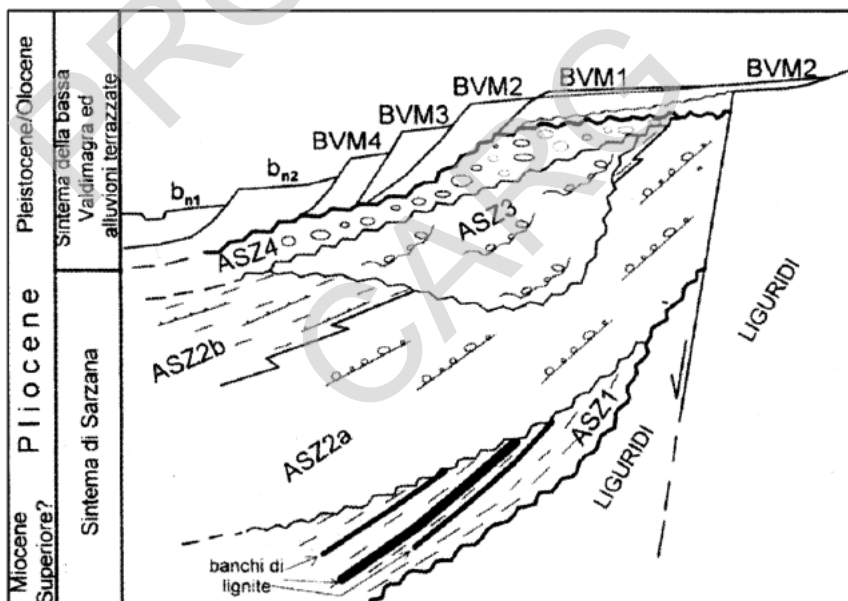


Fig. 14 – Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi neogenico-quadernari del bacino di Sarzana.

attribuzione del sistema al Miocene superiore finale?-Pleistocene inferiore?

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'insieme dei depositi viene attribuito a sistemi deposizionali di natura palustre, lacustre e fluviale (vedi dopo).

Nell'unità sono stati distinti quattro subsistemi, di seguito descritti.

“subsistema di Sarzanello-Caniparola” (ASZ₁)

AFFIORAMENTI TIPICI: I depositi di questo subsistema non sono affioranti, tuttavia essi sono noti dall'attività estrattiva che si è protratta in una limitata area a ESE di Sarzana dalla prima metà dell'800 al 1950. Nelle aree che alla seconda metà dell'800 venivano ancora indicate come luoghi di affioramento dei depositi in oggetto (in particolare il Rio Albachiarà nei pressi di Sarzanello-Caniparola, CAPELLINI, 1860) non è attualmente possibile osservare alcunché a causa del potente accumulo e rimodellamento di materiale di scarto delle limitrofe miniere di lignite, protrattosi per circa un secolo. La zona in cui è sicuramente presente il subsistema è compresa tra gli abitati di Caniparola a SE e Nave di Sarzanello a NO dove vari pozzi minerari hanno intercettato i depositi coltivandone la lignite.

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: Il subsistema è inferiormente delimitato da una discordanza angolare ad alto angolo (fino a 70°), immergente verso SO sui depositi calcareo-arenacei del “*flysch* di Ottone” (OTO). La superficie-limite superiore è anch'essa una discordanza angolare inclinata di 45°-50° verso SO che separa questo subsistema dal sovrastante “subsistema di Ponzano Magra” (ASZ₂). Nell'insieme, quindi, le discordanze angolari che limitano il subsistema esprimono un'intensa attività tettonica del margine NO della bassa Valdimagra esplicitasi attraverso il suo ripetuto sollevamento e rotazione.

CARATTERI LITOLOGICI: I caratteri litologici dei depositi del subsistema possono essere desunti solo a partire dall'osservazione stratigrafica in pozzi minerari (CAPELLINI, 1860) ai quali si fa necessariamente riferimento (cf. FEDERICI, 1973). Dalla descrizione originaria di CAPELLINI (1860) si evince che nei pozzi minerari di Sarzanello-Paterno era visibile una successione pelitico-sabbiosa contenente almeno tre banchi di lignite di cui solo quello intermedio, intensamente coltivato. La successione, all'appoggio sul substrato inclinata di 70° verso SO (CAPELLINI, 1860; SITIA, 1950), era caratterizzata alla base da circa 6 m di argille ricche in sostanza organica e contenenti almeno due banchi di lignite, spessi circa 0,80-1,30 m il principale e 0,30 m il secondario (“filarete” in SITIA, 1950), nei quali furono raccolti numerosi macroresti vegetali (vedi dopo). Questi depositi lignitiferi erano sormontati, apparentemente in concordanza stratigrafica, da circa 2 m di argille grigiastre e argille scure ricche in sostanza organica con lenti di calcari marnosi e marne grigie, nell'insieme caratterizzate da una talora abbondante malacofauna dulcicola e oogoni di characee (vedi dopo).

Chiudeva la successione, riferita al subsistema in oggetto, un'alternanza di argille e sabbie grigiastre per uno spessore di circa 30 m. Nei livelli argillosi basali era presente un secondo "filarete" lignitifero di circa 0,30 m di spessore e sostanza vegetale campionata da CAPELLINI (1860). La stratigrafia dei pozzi minerari proseguiva con almeno 120 m di alternanze ciottoloso-sabbiose che vengono qui riferite al sovrastante "subsistema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**) (vedi dopo).

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Sulla base di quanto descritto da CAPELLINI (1860) si può ritenere che il subsistema abbia uno spessore minimo di circa 40 m ma che sulla base della giacitura l'unità possa notevolmente ispessirsi procedendo dal margine sud-orientale verso il centro della bassa Valdimagra e verso la costa apuano-versiliana.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Nella dismessa area estrattiva di Nave-Sarzanello-Caniparola il subsistema dovrebbe essere in contatto discordante con il "f \textit{lysch} di Ottone" (**OTO**) ed è sicuramente sormontato angolarmente dal "subsistema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**).

FOSSILI: I depositi del subsistema hanno restituito, soprattutto durante l'800, numerosi resti fossili di organismi animali e vegetali. La descrizione e l'attribuzione specifica di tali resti si deve a vari autori (GAUDIN & STROZZI, 1859; HEER, 1859; CAPELLINI, 1860 per i macroresti vegetali; GAUDIN, 1857; CAPELLINI, 1860, 1881 per vertebrati e molluschi). Negli ultimi anni analisi condotte sul contenuto pollinico dei depositi argillosi del subsistema (BERTOLDI *et alii*, 1994) hanno arricchito la conoscenza sulle caratteristiche paleovegetazionali, paleoambientali e paleoclimatiche con importanti implicazioni per il quadro cronologico di riferimento. Di seguito si elencano i vari reperti fossili rinvenuti:

a) Macroresti vegetali rappresentati da una ricca raccolta di foglie e frutti. L'elenco, riportato anche in BERTOLDI *et alii*, (1994) è quello originariamente pubblicato da FEDERICI (1973) che sintetizza gli studi effettuati da vari autori: *Glyptostrobus europaeus* BRONGNIART; *Cinnamomum scheuchzeri* HEER [*C. polymorphum* (HEER) GRANGEON]; *Daphnogene bilinica* (UNGER) KVACEK et KNOBLOCH; *Oreodaphne heeri* GAUDIN (*O. foetens* AITON); *Sequoia langsdorfii* (BRONGNIART) HEER [*S. abietina* (BRONGNIART) KNOBLOCH] *Liquidambar europaea* AL. BRAUN (*L. styraciflua* L.); *Platanus aceroides* GOEPPERT [*P. planatifolia* (ETTINGSHAUSEN) KNOBLOCH]; *Sapindus falcifolius* AL. BRAUN; *Laurus princeps* HEER (*Persea speciosa* HEER); *Acer ponzianum* GAUDIN; *Celastrus capellinii* HEER; *Pterocarya massalongii* GAUDIN (*P. massalangoi* GAUDIN); *Ficus sarzanellana* HEER; *Quercus capellinii* HEER; *Quercus charpentieri* HEER; *Quercus brianconianus* MASSALONGO; *Prunus juglandiformis* UNGER; *Cassia lignitum* UNGER [*Myrica lignitum* (UNGER) SAPORTA]; *Carpinus pyramidalis* GOEPPERT; *Phragmites oeningensis* AL. BRAUN (HEER) (*Pteris onigense* HEER); *Planera ungeri* ETTINGSHAUSEN & HEER (*Zelkova ungeri* ETTINGSHAUSEN & HEER);

Saprolacites minor (UNGER); *Populus balsamoides* GOEPPERT; *Castanea kubinyi* KOVATS; *Rhamnus ducalis* GAUDIN (*Alnus hoernesi* STUR); *Rhamnus acuminatifolius* WEBER; *Fagus dentata* GOEPPERT; *Fagus attenuata* GOEPPERT; *Juglans acuminata* AL. BRAUN; *Juglans bilinica* UNGER (*Carya bilinica* UNGER); *Betula denticolata* GOEPPERT; *Hedera strozzi* GAUDIN; *Andromeda protogaea* UNGER [*Leucothoe prologaea* (UNGER) SAPORLA]; *Berchemia multinervis* AL. BRAUN; *Lastraea stiriaca* UNGER [*Cyclosorus stiriacus* (UNGER) CHINGTAKHT].

Lo stesso FEDERICI riassume in tre principali gruppi floristici la varietà di macroresti campionati principalmente nelle argille lignitifere basali e nei livelli più argillosi nella porzione argilloso-sabbiosa al tetto. Tali gruppi sono:

- 1) gruppo delle essenze ad affinità tropicale-subtropicale come *Cinnamomum*, *Glyptostrobus* e *Oreodaphne*;
 - 2) gruppo di essenze di ambiente temperato caldo mediterraneo come *Liquidambar*, *Pterocarya*, *Acer*, *Zelkova*, *Platanus*, *Quercus* ecc., che risulta meglio rappresentato degli altri;
 - 3) gruppo di essenze di ambiente temperato-temperato freddo che include *Fagus*, *Populus*, *Castanea*, *Juglans*, *Betula* ecc.
- b) Sporadici resti di vertebrati la cui segnalazione e attribuzione tassonomica è fornita principalmente da GAUDIN (1857) e CAPELLINI (1881): Perissodactyla: *Tapirus* sp.; Arctiodactyla: *Cervus* sp., *Sus* sp..
- c) Resti di molluschi dulcicoli raccolti principalmente nei depositi argilloso-marnosi immediatamente sovrastanti le argille lignitifere basali e descritti da CAPELLINI (1860): Gasteropoda: *Melanoides*, *Bithynia*, *Theodoxus*, *Viviparus*; Bivalvia: *Dreissena*.
- d) Associazioni palinofloristiche derivate da recenti analisi dei depositi argillosi (BERTOLDI *et alii*, 1994) campionati attraverso scavi artificiali nel Rio Albachiara e nei pressi di Fornace Filippi (immediatamente a SE del Foglio, nel territorio di Castelnuovo Magra). Il materiale campionato, sicuramente riferibile ai depositi del subsistema, non può essere facilmente collocato in una successione stratigrafica (cfr. BERTOLDI *et alii*, 1994) dato l'elevato rimaneggiamento causato dall'attività estrattiva. I dati di BERTOLDI *et alii* (1994) sono tuttavia molto importanti nel definire un primo quadro palinologico per i depositi in esame. Assieme alla prima segnalazione in depositi neogenici italiani di essenze di ambiente tropicale, ad affinità terziaria antica quali *Itea* e *Reveesia*, nei depositi campionati vengono riconosciuti vari gruppi palinofloristici:
- 1) gruppo degli elementi tropicali-subtropicali quali *Symplocos*, Sapotaceae, Clethraceae/Cyrtillaceae, tipo-*Magnolia*, Sterculiaceae, Juglandaceae triplicate, Lauraceae, Moraceae, Rutaceae, Theaceae ecc.;
 - 2) gruppo delle Taxodiaceae ben rappresentato da *Taxodium*, *Sciadopitys*, *Nyssa*, *Sequoia*, *Myrica*, Palmae ecc.;

- 3) gruppo degli elementi decidui di clima caldo-temperato con *Quercus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Ostrya*, *Liquidambar*, *Castanea*, *Acer*, *Juglans*, ecc. e elementi tipici del clima mediterraneo quali *Quercus* tipo *ilex*, *Phillyrea* e Myrtaceae;
- 4) gruppo delle Pinaceae rappresentato da *Pinus* tipo *diploxylon*, *Pinus haploxylon*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Pseudotsuga* ecc..
- 5) gruppo degli elementi montani, scarsamente rappresentato da *Picea*, *Abies*, *Fagus*, *Betula*, ecc..

Seguono infine altri gruppi di elementi arborei di significato edafico locale o incerto e non arborei rappresentati da vari tipi di erbe e felci.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: La presenza di resti di flore e faune fossili permette alcune considerazioni sulla collocazione temporale del subsintema. Tuttavia i caratteri del *record* paleontologico lasciano, come nel passato, aperta la questione di una precisa calibrazione (si veda la discussione in FEDERICI, 1973, e in BERTOLDI *et alii*, 1994). La frammentaria fauna a vertebrati, nota solo da collezioni dell'800, con la presenza di *Tapirus* infatti non dirime la questione. La distribuzione cronologica di *Tapirus* nel Neogene italiano ed europeo è ancora oggetto di discussione tra coloro che ne sostengono un primo arrivo nel Messiniano e coloro che invece ne riferiscono la prima comparsa nel Pliocene inferiore (ROOK, com. pers., 2001). FEDERICI (1973) commentando l'attribuzione cronologica della macroflora, osserva come nel tempo essa sia stata riferita da vari autori al Miocene (da inferiore a superiore). BERTOLDI *et alii* (1994), infine, associano la palinoflora alla transizione mio-pliocenica, non risolvendo anche in questo caso la precisa calibrazione dei depositi. Nell'insieme quindi si ipotizza un età del subsintema da riferire alla transizione Messiniano-Zancleano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: I caratteri paleoambientali desumibili dall'insieme delle evidenze litologiche e paleontologiche riportate in letteratura sembrano indicare un contesto ambientale che da aree palustri, nelle quali si aveva lo sviluppo di torbiere, si trasformava in un'area lacustre, a sedimentazione terrigeno-carbonatica espressa dai depositi argillosi contenenti molluschi dulcicoli immediatamente sovrastanti le argille lignitifere basali. Successivamente l'area lacustre doveva aver subito una sensibile riduzione evidenziata da depositi marginali di ambiente palustre, contenenti il secondo *filarete* di lignite alla base della porzione argilloso-sabbiosa, venendo in seguito sempre più interessata da apporti sabbiosi di probabile natura fluvio-deltizia. La presenza di *Tapirus* e la predominanza di vegetazione, arborea e non arborea, igrofila sono del tutto compatibili con il riferimento generale ad un ambiente palustro-lacustre. Il quadro paleovegetazionale derivante in particolare dall'analisi della palinoflora suggerisce condizioni climatiche riferibili ad un contesto subtropicale-temperato caldo e a un ambiente marcatamente igrofilo caratterizzato da ampie aree planiziali con suolo maldrenato o parzialmente sommerso, colonizzate da taxodiaceae e altre

essenze arboree ad esigenze edafiche particolari ed erbacee varie. In zone meglio drenate proliferava una vegetazione arborea termofila. Le associazioni palinologiche indicanti condizioni climatiche di tipo mediterraneo o temperato-fredde, poco rappresentate negli spettri pollinici, indicano rispettivamente l'esistenza di ristrette fasce vegetazionali costiere di tipo mediterraneo e del piano vegetazionale montano sui limitrofi rilievi.

“subsistema di Ponzano Magra” (**ASZ₂**)

SEZIONE TIPO: Sezione composta: per la “litofacies ciottoloso-sabbiosa” (**ASZ_{2a}**): Sezione 248080, Sarzana, lungo il Rio Narola; per la “litofacies sabbioso-argillosa” (**ASZ_{2b}**): Sezione 248080, Sarzana, presso la cava in disuso di Ponzano Magra.

AFFIORAMENTI TIPICI: Area di Ponzano Magra tra le valli del Torrente Amola a SE e del Rio Narola a NO. Lungo la valle del Rio Narola è possibile osservare la “litofacies ciottoloso-sabbiosa” (**ASZ_{2a}**), costituente principale del subsistema, mentre la “litofacies sabbioso-argillosa” (**ASZ_{2b}**) è ben esposta presso la cava inattiva di Ponzano Magra e in sinistra del Torrente Amola.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Le esposizioni dei depositi sono frammentarie e localizzate esclusivamente lungo le valli dei principali affluenti di sinistra orografica del Fiume Magra.

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: La superficie-limite inferiore è una discordanza angolare inclinata di 45°-50° verso SO, che tronca sia i sottostanti depositi del “subsistema di Sarzanello-Caniparola” (**ASZ₁**), sia il substrato rappresentato nell'area di affioramento da varie Unità Liguri e Subligure (14). Il contatto stratigrafico con il substrato è visibile lungo il margine orientale della bassa Valdimagra solo nelle valli dei torrenti Amola e Bellaso; altrove il contatto è sempre di natura tettonica attraverso una faglia normale immergente verso SO. Il subsistema è superiormente in contatto con due ulteriori sub-unità a limiti inconformi attraverso due differenti superfici. La prima superficie, che mette in contatto il subsistema in oggetto e i depositi del “subsistema del M. Darma” (**ASZ₃**), è di natura erosiva ad elevato rilievo morfologico mentre la seconda, il contatto con i depositi del “subsistema della Faggiada” (**ASZ₄**) (vedi dopo), è una discordanza angolare inclinata debolmente verso SO e caratterizzata da un articolato rilievo morfologico. Le due superfici implicano dinamiche di natura erosiva e tettonico-sedimentaria diverse che verranno discusse in seguito.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Nei depositi del subsistema si possono individuare due litofacies principali nettamente separate dal punto di vista stratigrafico: la litofacies inferiore (**ASZ_{2a}**) ha una natura ciottoloso-sabbiosa, men-

tre quella sovrastante (**ASZ_{2b}**) è caratterizzata da alternanze sabbioso-pelitiche.

“litofacies ciottoloso-sabbiosa” (**ASZ_{2a}**). Conglomerati polimodali, di diametro massimo fino a 50 cm, ad elementi arenaceo-calcarei da moderatamente a ben arrotondati, a tessitura clasto-sostenuta con talora abbondante matrice sabbioso-siltosa negli interstizi. Dall’osservazione di terreno la composizione litologica dei conglomerati risulta in gran parte riferibile alle litologie arenaceo-calcaree delle Unità Liguri anche se una derivazione dei clasti arenacei dalle unità terrigene della Falda Toscana (e.g. Macigno) non può essere esclusa. I conglomerati si organizzano in strati tabulari all’affioramento, a base netta, erosiva a basso rilievo morfologico, di spessore variabile da decimetrico a plurimetrico. Gli strati non mostrano gradazioni, con gli assi maggiori dei clasti talora orientati parallelamente alla stratificazione. In particolare sporadici clasti embriicati indicano paleocorrenti dirette verso OSO. Gli strati ciottolosi sono sormontati con contatto netto da sabbie medio-grossolane massive o a laminazione piano-parallela orizzontale. Sono spesso presenti isolati ciottoli alla base o entro gli strati sabbiosi. In alcuni casi strati sabbiosi mostrano una gradazione granulometrica verso sabbie fini o limose. Lo spessore degli strati sabbiosi varia da centimetrico a metrico. I depositi ciottoloso-sabbioso-argillosi, descritti per uno spessore di almeno 120 m nelle gallerie minerarie e che restano sulla successione pelitico-sabbiosa lignitifera (CAPELLINI, 1860; FEDERICI, 1973), vengono qui riferiti alla litofacies in esame per la forte somiglianza litologica e per i caratteri giacaturali dei depositi del subsistema in generale (vedi dopo).

“litofacies sabbioso-argillosa” (**ASZ_{2b}**). Questa litofacies, sporadicamente affiorante tra Ponzano Magra e Sarzanello, è stata in passato descritta (FEDERICI, 1973) nella cava in disuso di argille per laterizi di Ponzano Magra, dove attualmente la litofacies non è più bene esposta. In modesti affioramenti prodotti da scavi artificiali in sinistra del Torrente Amola la litofacies si presenta come un’alternanza irregolare di strati lenticolari di sabbie e argille limose. Le sabbie sono medio-grossolane, in strati di spessore da decimetrico a metrico a base erosiva, mostrano talora laminazioni inclinate piane e concave. Le argille siltose e silt argilloso-sabbiosi sono in strati generalmente metrici a struttura massiccia, caratterizzati talora da resti vegetali carboniosi. Nell’insieme questa litofacies veniva in passato correlata ai depositi palustro-lacustri lignitiferi dell’area mineraria di Nave-Sarzanello-Caniparola (CAPELLINI, 1860; FEDERICI, 1973). I rapporti stratigrafici con la litofacies **ASZ_{2a}** e la generale giacitura più inclinata dei depositi del “subsistema di Sarzanello-Caniparola” (**ASZ₁**) rendono altamente improbabile tale correlazione.

SPESORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: I depositi riferibili alle due litofacies cartografate mostrano su tutta l’area di affioramento una giacitura costantemente immergente verso SO di circa 45°-50°, implicando quindi grandi spessori del

subsistema. Dalle sezioni geologiche infatti si evince che la “litofacies ciottolosa-sabbiosa” (**ASZ_{2a}**) e quella sabbioso-argillosa (**ASZ_{2b}**) siano rispettivamente spesse non meno di 600 m ciascuna per uno spessore totale minimo del subsistema di almeno 1200 m. Più in dettaglio si può osservare come lo spessore della “litofacies ciottoloso-sabbiosa” (**ASZ_{2a}**) vari nell’area risultando maggiormente potente (oltre 600 m) tra il Canale di Turi a SE ed il Torrente Bellaso a NO. La posizione del depocentro principale desumibile dai dati di affioramento potrebbe indicare un importante elemento nel paleodrenaggio del versante orientale del bacino neogeico della bassa Valdimagra.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: La litofacies **ASZ_{2a}** è in contatto discordante sia su varie Unità Liguri e Subliguri del substrato sia sul “subsistema di Sarzanello-Caniparola” (**ASZ₁**) mentre entrambe le litofacies sono sormontate in discordanza erosiva o angolare dai subsistemi del M. Darma (**ASZ₃**) e della Faggiada (**ASZ₄**).

FOSSILI: Nell’ambito del presente rilevamento i depositi del subsistema non hanno restituito materiale paleontologico utile per calibrazioni cronologiche. Resti fossili di vertebrati sono tuttavia noti dalla letteratura relativa alla descrizione ed interpretazione tassonomica di pochi reperti raccolti nella cava di Ponzano Magra (CAPELLINI, 1913), verosimilmente nella litofacies **ASZ_{2b}**. I vertebrati raccolti appartengono ai seguenti taxa: Perissodactyla: *Tapirus* sp., *Dicerorhinus* cf. *megarhinus*; Arctiodactyla: *Sus* sp.; Felidae: “*Machairodus*” sp..

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: I resti fossili di vertebrati descritti da CAPELLINI (1913), rappresentano l’unico elemento disponibile che può consentire alcune considerazioni di significato cronologico (cf. FEDERICI, 1973). La presenza di *Tapirus* sia nelle argille di Ponzano Magra sia nelle ligniti di Sarzanello-Caniparola, associata alla presenza di *Dicerorhinus* cf. *megarhinus* suggeriva a FEDERICI (1973) un’età coeva dei depositi nelle due aree e riferibile al Pliocene medio per l’attribuzione biocronologica della fauna nel suo insieme al Villafranchiano inferiore. L’assenza di *Dicerorhinus* cf. *megarhinus* nelle argille lignitifere, il marcato carattere discordante della transizione stratigrafica tra i depositi lignitiferi del “subsistema di Sarzanello-Caniparola” (**ASZ₁**), la cui palinoflora suggerisce un’età mio-pliocenica, e i depositi ciottoloso-sabbioso-argillosi del subsistema in oggetto suggeriscono infine, insieme ad una netta separazione stratigrafica dai depositi lignitiferi, una sua collocazione nel Pliocene inferiore-medio. La frammentaria fauna di Ponzano Magra infatti è compatibile, nel senso della biocronologia delle mammalofaune italiane ed europee, sia con le associazioni faunistiche tipiche del Rusciniense sia con quelle del Villafranchiano inferiore (eg. Unità Faunistica Triversa).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L’andamento areale del contatto stratigrafico tra i

depositi del subsistema ed il substrato, assieme ai caratteri tessiturali della “litofacies ciottoloso-sabbiosa” (**ASZ_{2a}**), indica in un sistema alluvionale il più probabile contesto deposizionale di gran parte della porzione visibile del subsistema. L’ispessimento della “litofacies ciottoloso-sabbiosa” (**ASZ_{2a}**) tra il Canale di Turi ed il Torrente Bellaso sembra indicare il riempimento di una depressione ad andamento NE-SO assimilabile ad una paleovalle principale che incide sia i depositi del bacino che le rocce di substrato. I caratteri sedimentologici indicano che tale riempimento è avvenuto attraverso la ripetuta sedimentazione grossolana da parte di flussi alluvionali ad alta concentrazione scarsamente confinati (*gravelly traction carpets*, TODD, 1989; BENVENUTI & MARTINI, 2002). La “litofacies sabbioso-argillosa” (**ASZ_{2b}**) denota una significativa e rapida variazione deposizionale con l’instaurarsi di una piana alluvionale dominata da sedimentazione sabbiosa, possibilmente causata dalla presenza di una rete di canali fluviali poco profondi e mobili lateralmente e da decantazione pelitica in aree laterali di esondazione. Nonostante l’ambiente potesse essere in larga parte mal drenato e parzialmente sommerso non vi sono chiare evidenze sedimentologiche o paleontologiche dell’esistenza di un ambiente lacustre come ipotizzato in precedenza (CAPELLINI, 1860; FEDERICI, 1973). L’abrupto cambiamento ambientale può riflettere un innalzamento relativo del livello di base la cui natura può essere messa in relazione ad aumento di subsidenza nel bacino, a risalita eustatica che nelle zone costiere interne avrebbe modificato l’equilibrio dei corsi d’acqua causando un aggradazione verticale di materiale sottile, o alla concomitanza dei due fattori.

“subsistema di M. Darma” (**ASZ₃**)

SEZIONE TIPO: Sezione 248080, Sarzana, presso il rilievo della Fortezza Castruccio Castracani.

AFFIORAMENTI TIPICI: Strada che da Sarzana sale sul versante Cavaggiono e giunge alla Fortezza Castruccio Castracani, e strada che dai Cappuccini (in destra del Torrente Calcandola) sale verso il M. Darma, in particolare nel tratto tra i Cappuccini e Villa Dane.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: I depositi di questa sub-unità a limiti inconformi affiorano nei rilievi collinari compresi tra il versante in destra orografica del Canale di Turi a NO e l’area delle colline di Sarzana a SE. Gli affioramenti sono estremamente sporadici e associati a tagli artificiali ai lati di strade e ad esposizioni naturali nella valle del Canale di Turi.

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: La superficie-limite inferiore è un contatto erosivo con il sottostante “subsistema di Ponzano Magra” (**ASZ₂**) marcato da un elevato rilievo morfologico. La superficie, infatti, pur avendo subito una rota-

zione tettonica di circa 45°-50°, ha una geometria concava che si approfondisce dal versante meridionale del rilievo della Faggiada verso la zona di Sarzana. Il limite superiore del subsistema è rappresentato sia da una superficie di denudamento in evoluzione nell'area di Sarzana, connessa con la dinamica morfo-depositiva che ha determinato l'evoluzione del "sistema della bassa Valdimagra" (**BVM**) (vedi dopo), sia da una discordanza angolare ad articolato rilievo morfologico, debolmente immergente verso SO, al contatto con il "subsistema della Faggiada" (**ASZ₄**).

CARATTERI LITOLGICI DI TERRENO: Il subsistema è caratterizzato dall'alternanza di strati ciottolosi, sabbiosi e pelitici. I conglomerati sono polimodali, costituiti da clasti di natura arenaceo-calcareo e diametro massimo fino a 50 cm, particolarmente caratterizzati dalla presenza di clasti carbonatici derivanti dalle formazioni triassico-giurassiche della Falda Toscana (Formazione di La Spezia, **LSP**, "formazione di Ferriera", **RER**, ecc.). I conglomerati mostrano una tessitura clasto-sostenuta massiccia con matrice sabbioso-siltosa talora abbondante, non presentano un chiaro embriciamento e sono organizzati in strati lenticolari a base erosiva di spessore da decimetrico a più comunemente metrico. Le sabbie medio-grossolane sono massive e normalmente intercalate assieme a silt argillosi massicci agli strati ciottolosi a delineare nell'insieme successioni *fining-upward* spesse pochi metri. Talora si osservano intervalli ciottolosi marcatamente amalgamati.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: La geometria della superficie-limite inferiore unita ai caratteri giacitureali dei depositi, coerenti con l'assetto strutturale dei sottostanti depositi del "subsistema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**), indicano uno spessore del subsistema di almeno 600 m. Nell'area di affioramento comunque si osserva una significativa riduzione di spessore, minimo sul versante in destra del C.le di Turi, massimo nella zona di Sarzana.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il subsistema resta in discordanza erosiva sui depositi del "subsistema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Non esistono elementi per collocare in maniera precisa il subsistema da un punto di vista cronologico. I rapporti stratigrafici con il "subsistema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**) suggeriscono tuttavia una probabile attribuzione alla parte medio-superiore del Pliocene.

AMBIENTE DEPOSITIVALE: La geometria generale del corpo sedimentario che individua la porzione affiorante del subsistema indica inequivocabilmente il riempimento di un importante paleovalle fluviale, orientata in senso NNO-SSE a decorso presumibilmente verso SSE, profondamente incisa nei depositi neogenici del bacino della bassa Valdimagra così come, verosimilmente, nel substrato. Il riempimento della paleovalle è avvenuto attraverso il ripetersi di piene alluvionali caratterizzate dal trasporto di grandi quantità di materiali clastici tra i quali quelli derivanti dal denudamento delle unità stratigraficamente e struttu-

ralmente più basse rispettivamente nella Falda Toscana e nell'edificio strutturale dell'area apuana. Attualmente le aree di affioramento di formazioni carbonatiche triassico-giurassiche toscane sono presenti nell'area di La Spezia al margine apuano nell'area a NE di Fosdinovo. Quest'ultima zona, infatti, è la più probabile zona di alimentazione per l'apporto clastico alla paleovalle del M. Darma. Il carattere *fining upward* delle piccole successioni ciottoloso-sabbioso-pelitiche indica una scansione di eventi alluvionali separati da fasi di stasi fluviale o minori piene. Il carattere di spinta incisione espresso dalla superficie-limite inferiore assieme alla concordanza di assetto giaciturale tra i subsintemi di Ponzano Magra (**ASZ₂**) e del M. Darma (**ASZ₃**), suggerisce che l'erosione del bacino e del suo margine orientale non sia collegata al denudamento di un rilievo ringiovanito da sollevamento e rotazione tettonica. Si può invece ipotizzare che la forte incisione del paesaggio con lo sviluppo della paleovalle fluviale del M. Darma possa trovare riferimento in un significativo abbassamento del livello di base il quale, data la presumibile forte vicinanza alla paleocosta tirrenica, potrebbe derivare da una caduta eustatica medio-pliocenica.

“subsintema della Faggiada” (**ASZ₄**)

SEZIONE TIPO: Sezione 248080, Sarzana, lungo la strada che sale sul rilievo della Faggiada, a nord di Ponzano Magra.

AFFIORAMENTI TIPICI: Fascia collinare compresa tra i rilievi a sud di S.Stefano Magra e il versante in destra del Canale di Turi.

Estensione degli affioramenti: Circa 1,5 km².

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: Il limite discordante inferiore, sui depositi dei subsintemi di Ponzano Magra (**ASZ₂**) e del M. Darma (**ASZ₃**), è rappresentato da una discordanza angolare, debolmente inclinata verso SO, ad articolato profilo morfologico prodotto da processi di incisione fluviale. Il limite superiore è marcato dalla troncatura erosiva di un paleosuolo, del quale si osservano gli orizzonti C-R, caratterizzato da spinta rubefazione, forte alterazione dei depositi e presenza di concrezioni e screziature ferro-manganesifere. Nell'insieme quindi la superficie-limite inferiore indica denudamento, ad opera di processi fluviali, del rilievo costituito dai sottostanti depositi del “sintema di Sarzana” (**ASZ**), ulteriormente ringiovanito da sollevamento e rotazione del margine orientale della bassa Valdimagra. Il limite superiore testimonia una fase di non deposizione seguita da forte denudamento associato alla complessa dinamica morfo-deposizionale registrata dal “sintema della bassa Valdimagra” (**BVM**) e dalle forme e depositi riferibili al tardo Quaternario.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: I depositi sono caratterizzati da alternanze di conglomerati, sabbie e limi sabbiosi. I conglomerati sono polimodali con

clasti di diametro massimo fino a 50 cm, a tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbioso-siltosa. La composizione dei clasti è costantemente arenacea verosimilmente riferibile al denudamento di unità terrigene liguri o toscane (eg. Macigno, **MAC**) presenti nel margine orientale del bacino della bassa Valdimagra. I conglomerati sono organizzati in strati lenticolari di spessore decimetrico-metrico a base erosiva. Le sabbie, generalmente medio-grossolane massive, e i limi, anch'essi a tessitura massiva, si osservano sui conglomerati a definire successioni *fining upward* spesse pochi metri, più frequentemente si osserva amalgamazione tra strati ciottolosi.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Poche decine di metri, localmente variabile in relazione alla presenza di tasche erosive soprattutto sui depositi del "subsistema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**).

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il subsistema resta in discordanza sui subsistemi di Ponzano Magra (**ASZ₂**) e del M. Darma (**ASZ₃**).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Non sono stati individuati elementi utili ad una precisa collocazione temporale. Le considerazioni possibili sono vincolate a quanto espresso per la cronologia dei subsistemi di Ponzano Magra (**ASZ₂**) e del M. Darma (**ASZ₃**). Sulla base dei rapporti stratigrafici si ipotizza, quindi, un età pliocenico superiore-pleistocenico inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'ambiente di deposizione viene riferito a sistemi alluvionali (conoidi?) alimentati dal margine orientale. La tessitura dei depositi ciottolosi ancora suggerisce la deposizione da flussi relativamente carichi di sedimento, caratterizzati tuttavia da significativa capacità erosiva, associata a turbolenza nel flusso, come indicato dalle basi erosive degli strati. La deposizione doveva avvenire principalmente durante periodi di piena. Sabbie e limi in successione sui conglomerati possono testimoniare sia fasi di piena calante sia l'instaurarsi di periodi caratterizzati da piene di minor volume.

Una caratteristica di questi depositi per la definizione del quadro paleoambientale è la composizione arenacea dei clasti. Questa evidenza può indicare che la deposizione del subsistema avvenisse in un contesto paleoidrografico significativamente mutato rispetto a quello presente durante lo sviluppo dei subsistemi sottostanti. Bacini di drenaggio localizzati in aree con copertura terrigena, ligure o toscana, avrebbero fornito materiale esclusivamente arenaceo ai sistemi alluvionali del "subsistema della Faggiada" (**ASZ₄**). Alternativamente si può ipotizzare che la composizione arenacea rifletta il denudamento del rilievo pedepauno a seguito di una nuova fase di sollevamento generalizzato, del resto evidenziato dall'angolarità del limite inferiore del subsistema, che avrebbe portato localmente in superficie i livelli strutturali superiori al margine occidentale dell'edificio apuano. In quest'ottica il *record* tettono-sedimentario del subsistema in oggetto, se confrontato con quello espresso dai subsistemi di Ponzano

Magra (**ASZ₂**) e del M. Darma (**ASZ₃**), sottolinea una complessa storia tardo-neogenica di deformazione e denudamento del margine apuano.

2.1.1.2. - “sintema della bassa Valdimagra” (**BVM**)

AFFIORAMENTI TIPICI: In sinistra dei fiumi Magra e Vara, lungo la fascia che si estende per circa 18 km da S. Bartolomeo a NO, poco a nord della confluenza tra Fiume Vara e Fiume Magra, e Caniparola a SE. Isolati affioramenti sono presenti nella valle del Fiume Magra a monte di S. Stefano Magra.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Questi depositi sono associati a terrazzi alluvionali, distribuiti asimmetricamente rispetto alle valli dei fiumi principali, che raramente offrono affioramenti naturali (i caratteri litologici e sedimentologici sono stati spesso osservati in tagli artificiali relativi a strade o a scavi per costruzioni).

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: Il sintema è caratterizzato da superfici-limite erosive di natura policiclica. La superficie inferiore è una discordanza angolare, ai margini della fascia collinare in sinistra dei fiumi Vara e Magra, attraverso la quale i depositi del sintema restano sui depositi del “sintema di Sarzana” (**ASZ**) e su varie unità di substrato in gran parte riferibili alle Unità Liguri e Subliguri. Nelle porzioni centrali della bassa Valdimagra si presume che la superficie inferiore sia una troncatura erosiva concava, che si approfondisce verso l’asse della valle. La superficie limite superiore è complessa ed esprimibile attraverso l’inviluppo di più superfici erosive e di non deposizione in una superficie di insieme dal marcato carattere terrazzato. Le superfici di non deposizione evidenziano una distribuzione di paleosuoli, generalmente troncati nel loro profilo, che si differenziano per l’esplicazione dei caratteri pedogenetici. La presenza di ulteriori superfici erosive entro il sintema ha consentito la sua suddivisione in quattro subsintemi che verranno descritti in seguito. Nell’insieme le superfici sono riferibili a processi erosivi di natura alluvionale che hanno operato il denudamento del versante orientale della bassa Valdimagra, caratterizzato da una complessa storia deformativa neogenico-quadernaria, ed inciso la parte centrale del bacino.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Nell’insieme i depositi del sintema sono rappresentati da conglomerati prevalenti su sabbie e limi, variamente pedogenizzati, che verranno descritti nell’ambito dei singoli subsintemi.

SPESORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo nel sottosuolo della pianura del Fiume Magra è stimato in circa 100 m, e si riduce verso il margine orientale della bassa Valdimagra.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il sintema resta in discordanza sui depositi del “sintema di Sarzana” (**ASZ**) e sul substrato ed è sormontato erosivamente da depositi fluviali tardo quadernari delle valli dei fiumi Vara e Magra.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: La mancanza di evidenze fossili o archeologiche non consente che una generica attribuzione del sintema al Pleistocene.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: I depositi del sintema vengono riferiti sia su base morfologica sia per gli elementi tessiturali e sedimentologici in genere, a sistemi di conoide alluvionale alimentati dai tributari di sinistra dei fiumi Vara e Magra. Dettagli verranno elencati nella descrizione dei subsistemi.

Da un punto di vista paleogeografico più generale i depositi del sintema individuano una fase nello sviluppo del drenaggio della bassa Valdimagra in gran parte della quale potrebbero non essere stati presenti sistemi fluviali assiali ben delineati come gli attuali fiumi Vara e Magra. Sembra inoltre confermata l'ipotesi che l'attuale alto corso del fiume Magra, nel bacino di Aulla-Pontremoli, non fosse ancora connesso con la bassa Valdimagra (e.g. RAGGI, 1985). Affioramenti attribuiti al "subsintema di San Bartolomeo", **BVM₁**, nel tratto del fiume Magra fortemente incassato nel substrato tra S.Stefano Magra ed Aulla, indicano infatti i resti di una paleovalle fluviale che drenava verso SO. Il bacino di drenaggio di questo "protoMagra" era impostato a carico della soglia di substrato che ancora isolava il bacino di Aulla-Pontremoli da quello di Sarzana.

Nell'unità sono stati distinti quattro subsistemi, di seguito descritti.

"subsintema di San Bartolomeo" (**BVM₁**)

AFFIORAMENTI TIPICI: Tra Sarzana e S.Bartolomeo.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Questi depositi, presenti in sinistra del fiume Vara, si collocano morfologicamente alle quote più elevate del sintema di appartenenza (superfici tra i 70 ed i 50 m s.l.m.). Un'altro affioramento si segnala nel versante in destra del fiume Magra prospiciente l'abitato di Isola (Canale della Taglia).

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: La superficie inferiore è una discordanza angolare dal carattere fortemente erosivo sia sui depositi del "sintema di Sarzana" (**ASZ**) (tra Caniparola e Ponzano Magra) sia sul substrato (tra S.Stefano e S.Bartolomeo). La superficie superiore è marcata dal profilo, troncato negli orizzonti A-B, di un paleosuolo caratterizzato da forte rubefazione ed alterazione dei depositi. Nell'insieme le superfici si riferiscono ad erosione da processi fluviali.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: I depositi sono costituiti da alternanze di conglomerati prevalenti, sabbie e limi. I conglomerati sono polimodali, con clasti di diametro massimo fino a 25 cm, a tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbioso-siltosa, embriamento da scarsamente a moderatamente sviluppato indicante apporti dal margine orientale della bassa Valdimagra. Essi si organizzano in strati lenticolari a base erosiva di spessore decimetrico-metri-

co massivi o grossolanamente gradati, frequentemente amalgamati. Le sabbie sono in genere medio-grossolane, massive e intercalate ai conglomerati mentre i limi, massivi e fortemente alterati, caratterizzano il tetto dell'unità.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo osservato si aggira intorno ai 15-20 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il subsistema è discordante sul "sintema di Sarzana" (**ASZ**) e su varie unità di substrato riferibili alle Unità Liguri, Subliguri ed alla Falda Toscana (Macigno, **MAC**).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: La mancanza di evidenze fossili o archeologiche non consente che una generica attribuzione del subsistema al Pleistocene.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: I caratteri tessiturali dei depositi, soprattutto nella frazione grossolana, uniti alla morfologia a ventaglio dei corpi sedimentari, che localmente individuano il subsistema, suggeriscono un ambiente di conoide alluvionale. Numerose conoidi si formavano allo sbocco nel bacino della bassa Valdimagra dei vari torrenti che ne drenavano il margine orientale. I conglomerati risultano tessituralmente ascrivibili ai depositi da flussi turbolenti ad alta concentrazione clastica, caratteristici di ambienti alluvionali (BENVENUTI & MARTINI, 2002).

La generale tendenza a presentare verso l'alto granulometrie più fini è comune nelle successioni di conoide alluvionale e riferibile a fasi di attivazione-disattivazione del sistema deposizionale imputabili in generale a concomitanti controlli tettonici e climatici sulla sedimentazione. L'isolato affioramento del Canale della Taglia delinea un corpo ciottoloso allungato in direzione NNE-SSO che suggerisce l'esistenza di una paleovalle torrentizia indicante l'incipiente incisione della soglia tra i bacini della bassa Valdimagra e di Aulla-Pontremoli. Tale paleovalle potrebbe aver alimentato una grossa conoide, probabilmente la più grande della bassa Valdimagra, i cui depositi residui potrebbero essere quelli osservati negli affioramenti del subsistema in oggetto ai lati del fiume Magra, rispettivamente nei pressi di Ceparana e di S.Stefano Magra.

"subsistema di Santo Stefano Magra" (**BVM₂**)

AFFIORAMENTI TIPICI: Pressi di Caniparola e tra Sarzana e S.Bartolomeo.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Gli affioramenti del subsistema sono visibili su gran parte dell'area del sintema di appartenenza.

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: La superficie inferiore è una discordanza erosiva sui depositi del "subsistema di San Bartolomeo" (**BVM₁**) e su quelli del "sintema di Sarzana" (**ASZ**). Il limite superiore è una superficie di non deposizione troncata che si distribuisce in lembi tra i 50 ed i 30 m s.l.m. In superficie è visibile un paleosuolo troncato che mostra caratteri, quali la rubefazione e l'alterazione dei depositi, meno espressi rispetto al "subsistema di San Bartolomeo" (**BVM₁**).

CARATTERI LITOLGICI DI TERRENO: Similmente al “subsistema di San Bartolomeo” (**BVM₁**), anche questi depositi sono costituiti da alteranze di conglomerati, sabbie e limi.

I conglomerati sono polimodali con clasti di diametro massimo fino a 15 cm, tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbioso-siltosa, embriamento da scarsamente a moderatamente sviluppato. Anche in questo caso l’embriamento indica apporti dal margine orientale della bassa Valdimagra associabili ai principali tributari in sinistra dei fiumi Magra e Vara. I conglomerati sono organizzati in strati lenticolari a base erosiva di spessore decimetrico-metrico massivi o grossolanamente gradati, spesso amalgamati. Le sabbie sono medio-grossolane massive intercalate e subordinate ai conglomerati. I limi generalmente massivi sono alterati e caratterizzano il tetto dell’unità.

SPESORE DELL’UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo varia da 10 a 15 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il subsistema è in discordanza sui depositi del “subsistema di San Bartolomeo” (**BVM₁**) e del “sistema di Sarzana” (**ASZ**). È superiormente sormontato in discordanza erosiva dai depositi fluviali terrazzati dei fiumi Magra e Vara e dei loro tributari di sinistra orografica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: La mancanza di evidenze fossili o archeologiche non consente che una generica attribuzione del subsistema al Pleistocene.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: Le similitudini morfo-sedimentarie con i depositi del “subsistema di San Bartolomeo” (**BVM₁**) suggeriscono un’attribuzione a conoidi alluvionali. Tali conoidi erano alimentate dagli stessi torrenti che avevano alimentato le conoidi del “subsistema di San Bartolomeo” (**BVM₁**) dopo una fase di incisione del paesaggio. Gli affioramenti del subsistema nei pressi di S. Stefano Magra suggeriscono che il paleotorrente del Canale della Taglia potesse aver costruito un’ulteriore conoide alluvionale di grandi dimensioni nei pressi dell’attuale confluenza tra fiumi Magra e Vara.

“subsistema di Ceparana” (**BVM₃**)

AFFIORAMENTI TIPICI: Presso Sarzana e Ceparana.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Il subsistema affiora su gran parte dell’area del sistema di appartenenza.

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: La superficie inferiore è un limite discordante erosivo sui depositi del “subsistema di S. Stefano Magra” (**BVM₂**), sul “sistema di Sarzana” (**ASZ**) e sul substrato. La superficie superiore è un limite discordante caratterizzato da una superficie di non deposizione troncata e distribuita in lembi di varie dimensioni tra i 30 ed i 25 m s.l.m.. In superficie si riconosce un paleosuolo troncato nei suoi orizzonti superiori, marcato da caratteri di alterazione meno intensa rispetto ai precedenti subsistemi.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Non si hanno sostanziali differenze litologiche rispetto ai precedenti subsintemi. Nello specifico si riconoscono, infatti, alternanze di conglomerati, sabbie e limi. I conglomerati risultano ancora dimensionalmente polimodali con diametro massimo fino a 15 cm, a tessitura clasto-sostenuta e con abbondante matrice sabbioso-siltosa. L'embriciamento, anche in questo caso da scarsamente a moderatamente sviluppato, indica abbastanza chiaramente un apporto coerente con quello dei precedenti subsintemi.

I conglomerati sono organizzati in strati lenticolari a base erosiva di spessore decimetrico-metrico massicci o grossolanamente gradati, spesso amalgamati. Similmente le sabbie sono medio-grossolane massive, intercalate e subordinate ai conglomerati, ed i limi, a tessitura massiccia, sono moderatamente alterati e caratterizzano il tetto dell'unità.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo non è superiore ai 10 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Questo subsistema è discordante sul "subsistema di S.Stefano Magra" (**BVM₂**), sul "sistema di Sarzana" (**ASZ**) e sul substrato del margine orientale della bassa Valdimagra. E' superiormente sormontato in discordanza erosiva dai depositi fluviali terrazzati tardo-quadernari dei fiumi Magra e Vara e dei loro tributari di sinistra orografica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: La mancanza di evidenze fossili o archeologiche non consente che una generica attribuzione del subsistema al Pleistocene.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'ambiente deposizionale è in generale riferito a conoidi alluvionali (si noti la conoide di Sarzana) simili a quelle sviluppate nella deposizione dei precedenti subsintemi. Il drenaggio dominante sembra ancora quello dal margine orientale della bassa Valdimagra, tuttavia questi depositi delineano le pianure alluvionali dei tributari dei fiumi Magra e Vara; si veda ad esempio la piana terrazzata del Torrente Calcandola a monte di Sarzana. Dubitativamente sembrano rappresentare le pianure del fiume Magra, nel tratto tra S.Stefano M. e la confluenza con il fiume Vara, e del fiume Vara nel lembo di Ceparana-S.Bartolomeo.

In quest'ultimo, a rinforzare l'ipotesi di un drenaggio assiale del paleo-Vara, si hanno quote di superficie di circa 21-22 m s.l.m. a Ceparana, mentre presso S.Bartolomeo la superficie è a 30-32 m s.l.m. L'assenza di depositi riferibili a questa unità, sia nella valle del fiume Magra a monte di S.Stefano, sia in destra del sistema Vara-Magra, non consente conclusioni precise sulla presenza di un drenaggio assiale ben sviluppato nella bassa Valdimagra durante la deposizione del subsistema in oggetto.

“subsintema di Posticcio” (**BVM₄**)

AFFIORAMENTI TIPICI: Tra S.Stefano Magra e Caniparola.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 4 km². Questo subsintema è apparentemente assente nel tratto in sinistra del Fiume Vara.

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: La superficie inferiore è un limite discordante erosivo sui depositi del “subsintema di Ceparana” (**BVM₃**), sul “sintema di Sarzana” (**ASZ**) e sul substrato. La superficie superiore è un limite discordante caratterizzato da una superficie di non deposizione troncata distribuita in lembi di varie dimensioni tra i 25 ed i 17 metri s.l.m.. Il carattere non deposizionale della superficie superiore è indicato da un paleosuolo troncato nei suoi orizzonti superiori, e caratterizzato da alterazione meno intensa rispetto ai precedenti subsintemi.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Il carattere litologico di insieme è ancora evidenziato da alternanze di conglomerati, sabbie e limi. I conglomerati risultano ancora dimensionalmente polimodali, con elementi di diametro massimo fino a 15 cm, a tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbioso-siltosa. L'embriciamento è anche in questo caso da scarsamente a moderatamente sviluppato, indicante un apporto coerente con quello dei precedenti subsintemi.

I conglomerati sono organizzati in strati lenticolari, a base erosiva, di spessore decimetrico-metrico, massivi o grossolanamente gradati, spesso amalgamati. Similmente le sabbie sono medio-grossolane, massive, intercalate e subordinate ai conglomerati; i limi, a tessitura massiva, sono moderatamente alterati e caratterizzano il tetto dell'unità.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore massimo è compreso tra i 5 e i 10 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Il subsintema è discordante sul “subsintema di S.Stefano Magra” (**BVM₂**), sul “sintema di Sarzana” (**ASZ**) e sul substrato. E' superiormente sormontato in discordanza erosiva dai depositi fluviali terrazzati tardo-quadernari dei fiumi Magra e Vara e dei loro tributari di sinistra orografica.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: La mancanza di evidenze fossili o archeologiche non consente che una generica attribuzione del subsintema al Pleistocene.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: La distribuzione dei depositi ed i caratteri dei sedimenti indicano chiaramente che il drenaggio è ancora marcatamente dal margine orientale della bassa Valdimagra.

Rispetto al subsintema precedente nella distribuzione dei depositi in oggetto si perde l'evidenza di un drenaggio assiale della bassa Valdimagra che, tuttavia, poteva essere già ben sviluppato. Nell'area di affioramento, oltre ad evidenziare come i depositi in oggetto possano in alcuni casi essere riferiti ancora a conoidi alluvionali, ad esempio la conoide del T. Calcandola a valle di Sarzana, si riconoscono ormai chiaramente le pianure alluvionali dei tributari di sinistra del Fiume Magra.

2.1.2. - *Paleovalle di Pian di Barca*

2.1.2.1. - “sintema di Pian di Barca” (**PBR**)

AFFIORAMENTI TIPICI: Fianchi del rilievo di Cima del Perdono-Bosco Grande; S.S. Aurelia, circa 400 m a SE di Pian di Barca, strada Riccò-Val Graveglia.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Circa 3 km².

NATURA DELLE SUPERFICI-LIMITE: Il sistema è compreso tra due superfici, concava verso l'alto quella inferiore, orizzontale quella superiore. La superficie-limite inferiore del sintema è una troncatura erosiva, ad alto rilievo morfologico, del substrato rappresentato dalle “arenarie di M. Gottero” (**GOT**). La superficie è concava con approfondimento crescente dalle estremità nord e sud del rilievo della Cima del Perdono verso la zona centrale. Questa concavità è confermata anche dagli affioramenti minori di Pizzo Cuchelone e in destra del T. Graveglia.

La superficie-limite superiore, ben evidente sulla Cima del Perdono, ha un andamento pianeggiante o debolmente ondulato; il materiale in superficie consiste in una sottile e discontinua copertura colluviale che seppellisce l'orizzonte profondo (C) di un paleosuolo, evidentemente interessato da significative troncature. L'orizzonte C è infatti caratterizzato da una profonda alterazione dei depositi, da un'intensa colorazione rossastra e dalla presenza di screziature bianche e nerastre, le prime associate a materiale argilloso plastico le seconde probabilmente a ossidi e idrossidi di ferro-manganese. Il limite superiore quindi è rappresentato da una superficie di non deposizione ed erosione policiclica.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Conglomerati polimodali prevalentemente arenacei (non sono presenti clasti calcareo-marnosi o silicei riferibili chiaramente alle formazioni della Falda Toscana attualmente affioranti in sinistra orografica del Torrente Riccò), ben arrotondati a tessitura clasto-sostenuta con abbondante matrice sabbioso-siltosa negli interstizi. I clasti di diametro massimo fino ad 1 m sono scarsamente embriciati.

I conglomerati nel loro insieme sono organizzati in strati lenticolari, di spessore da decimetrico a plurimetrico ad andamento sub-orizzontale, generalmente amalgamati. Al tetto i conglomerati sono fortemente alterati.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Il sintema ha uno spessore massimo di 250 m nella zona compresa tra Bosco Grande e Cima del Perdono, che si riduce verso nord e sud e verso ovest nella zona di Pizzo Cuchelone.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: I conglomerati del sintema restano erosivamente sulle “arenarie di M. Gottero” (**GOT**).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Non esistono evidenze e dati per una precisa collocazione cronologica del sintema, tuttavia alcune considerazioni generali possono indicare un'età compresa tra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore.

Tali considerazioni si articolano nei seguenti punti:

- 1) la composizione litologica dei conglomerati, come si evince da osservazioni di terreno, è tale da escludere apporti dallo smantellamento dei termini carbonatico-silicei della Falda Toscana. Pur non escludendo un apporto dalle unità terrigene toscane (e.g. Macigno, **MAC**) è plausibile ritenere che la predominante natura arenacea dei clasti derivi dall'erosione delle "arenarie di M. Gottero" (**GOT**). Ne consegue che il sintema registra il locale e precoce denudamento dell'edificio strutturale nordappenninico, alla cui sommità vi erano notevoli spessori di Unità Liguri. Ne deriva infine che lo sviluppo del sintema potrebbe essere avvenuto precedentemente alla strutturazione della Faglia di La Spezia, che mette in contatto Falda Toscana e Unità Liguri;
- 2) i caratteri dell'alterazione alla sommità dei depositi del sintema, seppur preservata negli orizzonti più profondi del profilo di alterazione, sono confrontabili con quelli di paleosuoli presenti al tetto del "subsintema della Faggiada" (**ASZ₄**), nel Bacino della bassa Valdimagra, che sormonta erosivamente depositi fluvio-lacustri di età pliocenico inferiore-media? (e.g. "subsintema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**)).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: L'ambiente di deposizione del sintema è alluvionale e più precisamente viene riferito ad una stretta e profonda paleovalle torrentizia orientata circa ESE-ONO incassata nei paleorilievi delle "arenarie di M. Gottero" (**GOT**), con un decorso con molta probabilità verso il Mar Ligure. I caratteri tessiturali dei depositi uniti alla mal definita stratificazione suggeriscono meccanismi di trasporto riferibili a flussi alluvionali turbolenti ad alta concentrazione di sedimento (flussi iperconcentrati; **BENVENUTI & MARTINI, 2002**) associati a episodi di piena.

La nuova interpretazione dell'affioramento dei conglomerati di Cima del Perdono-Pian di Barca, vincolata dalla natura e orientazione della superficie inferiore e dalla tipologia dei depositi, ha implicazioni per il quadro paleogeografico plio-pleistocenico dell'area compresa tra il fiume Vara e la costa. Questi depositi rappresentano una limitata porzione preservata di un elemento di drenaggio che sembra orientato in senso opposto a quello suggerito in precedenza per il quale si ipotizzavano strette relazioni con il paleo-corso pliocenico del fiume Vara (**RAGGI, 1985**).

2.2. - DEPOSITI QUATERNARI

I depositi quaternari comprendono gran parte dei sedimenti attuali e quelli che li hanno preceduti in tempi relativamente recenti. Essi comprendono tre

grandi gruppi: depositi di versante (frane: **a₁**, **a_{1a}**; detriti di falda: **a₃**; coltri eluvio colluviali: **b₂**), depositi alluvionali (in alveo: **b**; terrazzati: **b_{n1-4}**), depositi di spiaggia (**g₂**), sublitoranei (**g₆₋₈**) e di piattaforma (**g₉₋₁₀**).

2.2.1. - *Depositi delle aree emerse*

2.2.1.1. - Depositi di frana (**a₁**, **a_{1a}**)

Questi accumuli sono stati distinti in “depositi di frana” (**a₁**) e in “depositi di frana antica” (**a_{1a}**), in base alla presenza o meno di segni di attività in atto o recente (nicchia di distacco e di scoscendimento, area di accumulo). Pertanto frane antiche sono considerati quegli accumuli al momento stabilizzati, nei quali tuttavia è possibile riconoscere una morfologia di area in dissesto, già sottoposta a fenomeni di rimodellamento con incisioni e smantellamenti.

I depositi sono caratterizzati da accumuli di materiale eterometrico ed eterogeneo, in relazione alle litologie che questi fenomeni di instabilità hanno coinvolto. Le aree di frana che insistono sugli affioramenti di rocce competenti quali quelli delle formazioni calcaree mesozoiche, del Macigno (**MAC**), delle “arenarie di M. Gottero” (**GOT**), delle “arenarie di Ponte Bratica” (**ARB**), ecc., sono caratterizzate da pezzame litoide eterometrico con poca matrice messo in movimento principalmente da crolli, ribaltamenti e scivolamenti. Fenomeni di instabilità riferibili principalmente a scivolamenti rotazionali e colamenti ricorrono nelle unità a dominante argillosa quali le “argille e calcari di Canetolo” (**ACC**), le “argilliti della Val Lavagna” (**LGV**), ecc..

2.2.1.2. - Detriti di falda (**a₃**)

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Questi depositi sono arealmente molto diffusi in tutta la fascia costiera del Foglio, ed in particolar modo nel versante occidentale di entrambi i promontori del golfo di La Spezia. Sono stati cartografati soltanto gli accumuli con spessore stimato superiore ai 3 m, tenendo presente che coltri detritiche di spessore inferiore ricoprono quasi ubiquitariamente le aree del Foglio.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Depositi costituiti da clasti eterometrici, spigolosi, non cementati o con scarsa matrice, legati a processi gravitativi di versante. Gli accumuli sulle pendici sono spesso molto instabili, arealmente molto diffusi, e hanno generalmente spessori molto ridotti (inferiori al metro). Gli accumuli al piede dei versanti sono costituiti da masse più voluminose, spesso cartografabili e, nel versante occidentale delle Cinque Terre, vengono periodica-

mente asportate in occasione di grosse mareggiate.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Da tre metri ad alcune decine di metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Questi depositi sono sovrapposti con un contatto discordante sulle unità più antiche.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Non si hanno elementi per una collocazione cronologica precisa dei depositi **a₃** che vengono genericamente riferiti al Quaternario.

2.2.1.3. - Coltri eluvio colluviali (**b₂**)

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Questi depositi, sporadicamente riconosciuti in varie aree, caratterizzano soprattutto la fascia costiera da Punta Bianca a La Spezia.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Coperture detritiche dovute ad alterazione in *situ*, in seguito mobilizzate da processi di versante, costituite da clasti eterometrici di varia litologia in matrice pelitica e/o sabbiosa. In due siti si riconoscono successioni stratificate di versante che mostrano la complessità stratigrafica e sedimentologica dei depositi colluviali. Il primo affioramento è sul tratto di costa compreso tra Punta S.Teresa e Punta Galera ove i colluvi sono stratificati e presentano orizzonti di alterazione. Il secondo sito è nell'estremità sud di La Spezia nei pressi di Maggiano dove affiorano depositi eluvio colluviali che riempiono una vallecola.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Da pochi metri a 10-15 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Questi depositi sono sovrapposti con un contatto talora erosivo alle varie unità di substrato.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Non si hanno elementi per una collocazione cronologica dei depositi **b₂** che vengono genericamente riferiti al Quaternario.

2.2.1.4. - Depositi alluvionali terrazzati (**b_{n1-4}**)

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Sono presenti più o meno su tutta l'area del Foglio, anche se sono meglio rappresentati lungo le valli dei principali corsi d'acqua.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Questi depositi sono costituiti da conglomerati, ghiaie sabbie e limi distribuiti a varie quote lungo le valli fluviali. I vari ordini di superfici terrazzate vengono indicati con numeri crescenti a partire dal più basso e recente (sigla **b_{n1}**) fino al più alto e antico (sigla **b_{n4}**). La mancanza di precisi riferimenti cronologici non consente correlazioni certe tra i depositi e le superfici presenti nelle varie aree descritte. Unica eccezione è quella delle

valli dei fiumi Vara e Magra dove i depositi terrazzati sono in continuità laterale.

Vengono di seguito forniti i caratteri litologici e le implicazioni deposizionali e paleogeografiche per le aree di maggior affioramento che sono: a) basse valli dei fiumi Vara e Magra; b) valli dei torrenti Riccò e Graveglia; c) area di La Spezia.

Area A: bassa pianura dei fiumi Vara e Magra.

“Depositi terrazzati **b_{n1}**”: conglomerati, sabbie e limi scarsamente alterati in prossimità degli argini del fiume Magra. Poco a monte della confluenza tra i fiumi Magra e Vara si osservano nei tributari di destra orografica del fiume Vara, depositi **b_{n1}** che allo sbocco nella pianura costruiscono conoidi alluvionali tra le quali la più estesa è la conoide di S. Martino a Durasca. Tali depositi sovralluvionano la superficie dei depositi **b_{n2}**, mentre in sinistra orografica dei fiumi Vara-Magra gli stessi depositi riempiono pianure incise in **b_{n2}**. Durante l'escavazione di ghiaie e limi in questa unità, nei pressi di Sarzana, è stata rinvenuta una stele in pietra (Stele di Boceda, AMBROSI, 1972; vedi anche sito http://maro-laws.iet.unipi.it:31442/stele/sstele_i.htm) riferibile all'Età del Bronzo-Età del Ferro.

“Depositi terrazzati **b_{n2}**”: conglomerati, sabbie e limi scarsamente alterati presenti in prossimità delle zone centrali della pianura.

Area B: valli dei torrenti Riccò e Graveglia.

Alluvioni terrazzate sono presenti in Val Graveglia, poco a sud di Graveglia e a S.Cipriano nei pressi della confluenza del Rio Borrascano nel Torrente Graveglia. Nella valle del Torrente Riccò lembi di terrazzi alluvionali sono presenti presso I Bruschi e poco a monte di Riccò. Il lembo più alto di depositi terrazzati (**b_{n2}**) a valle di Graveglia mostra una successione spessa 5-6 m di conglomerati in un canale erosivo nelle “arenarie di M. Gottero” (**GOT**) sormontati a loro volta da sabbie e limi a stratificazione orizzontale. La pianura di fondovalle del T.Graveglia è caratterizzata dai depositi ghiaioso-sabbiosi **b_{n2}**. Sulla sinistra orografica del T. Borrascano sono visibili conglomerati polimodali arenacei spessi 25-30 m (**b_{n3}**) terrazzati in due ordini di superfici (**b_{n2}-b_{n1}**) che sottendono ancora conglomerati arenacei. I lembi che affiorano nella valle del T. Riccò sono costituiti da conglomerati arenacei riferibili agli ordini **b_{n2}-b_{n1}**. Nell'insieme per la loro continuità laterale i depositi **b_{n1}** dei torrenti Riccò e Graveglia e del Rio Borrascano sono correlabili con le alluvioni **b_{n1}** del sistema Vara-Magra.

Area C: piana di La Spezia.

Nonostante la scarsità di affioramenti almeno tre ordini di depositi terrazzati vengono riconosciuti in quest'area. Il locale terrazzo **b_{n3}** è visibile nel settore orientale dell'area urbana, a nord della piana di Stagnoni-Le Pianazze. I depositi sottesi da questa superficie sono limi sabbiosi giallastri fortemente alterati con lenti di conglomerati arenacei da subangolosi a subarrotondati, nell'insieme spes-

si fino a 10 m. I depositi **b_{n2}** sono principalmente visibili nelle basse valli dei torrenti Dorgia e Lagora rispettivamente nei settori orientale ed occidentale della città. Si tratta di superfici anche estese che sottendono conglomerati e limi moderatamente alterati e che mostrano una forma conica. Nell'estremità meridionale della conoide del T.Dorgia si osservano vallecole parzialmente colmate dai depositi della superficie di fondo valle (**b_{n1}**). Dai dati di sottosuolo a mare (BRESLAU & EDGERTON, 1972; FIERRO & WESSELINGH-MARSHALL, 1985) e a terra (LOMBARDI, 1994) si ritiene che quest'ultima superficie sottenda circa 15-20 m di peliti con torbe e malacofaune salmastro-marine.

SPESORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI: Lo spessore dell'unità è variabile in funzione soprattutto dell'ordine delle superfici. I depositi **b_{n3}**, rispettivamente nella bassa val Graveglia e nell'area di La Spezia, hanno spessori di 30-10 m. I depositi **b_{n2}** e **b_{n1}** hanno, ad eccezione del sottosuolo spezzino, in genere spessori non superiori ai 5-6 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Questi depositi sono sovrapposti con un contatto erosivo alle varie unità di substrato e nella bassa Valdimagra sui depositi dell'omonimo sintema.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA: Non si hanno precisi elementi per collocare cronologicamente i depositi terrazzati e una attribuzione al Pleistocene medio-superiore e all'Olocene viene tentativamente suggerita. I depositi **b_{n1}** nelle valli dei fiumi Vara e Magra e nella piana di La Spezia sembrano ragionevolmente riferibili all'Olocene rispettivamente per evidenze archeologiche (Stele di Boceda) e per le relazioni tra ultimo innalzamento eustatico ("trasgressione versiliana") e aggradazione della piana costiera di La Spezia.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE: E' da riferire a pianure alluvionali e sistemi fluviali anche se in alcuni casi si hanno evidenze dello sviluppo di sistemi di conoide alluvionale e di ambienti paralici (vedi area di La Spezia). L'evoluzione deposizionale può essere così riassunta:

Area A: 1) sviluppo di un drenaggio assiale del bacino registrato dai depositi **b_{n2}** e **b_{n1}** probabilmente di età tardo-quadernaria (Pleistocene sup.-Olocene). Questa fase indica chiaramente sistemi fluviali simili agli attuali e la connessione tra alto e basso corso dei fiumi Magra e Vara; 2) i diversi rapporti tra i depositi **b_{n2}** e **b_{n1}**, incisione in sinistra orografica e sovralluvionamento in destra orografica del sistema Magra-Vara, potrebbero testimoniare un'articolazione strutturale dei due versanti della valle fluviale con maggiore subsidenza tettonica, e quindi aggradazione della pianura, lungo il versante occidentale.

Area B: 1) formazione durante il Quaternario dei locali terrazzi **b_{n3}-b_{n2}** nelle valli dei torrenti Riccò e Graveglia secondo una paleo-idrografia sostanzialmente coerente con l'attuale. I terrazzi del Rio Borrascano indicano fasi di aggradazione ed incisione entro una stretta paleovalle simile all'attuale; 2) svi-

luppo delle pianure fluviali attuali in connessione con quella principale del fiume Vara. In particolare alla confluenza tra T.Graveglia e fiume Vara si ha l'aggradazione dei depositi b_{n1} su quelli b_{n2} analogamente a quanto osservato più a valle in destra orografica del fiume Vara.

Area C: 1) sviluppo durante il Pleistocene di una rete di drenaggio nell'area del golfo di La Spezia caratterizzata da brevi corsi a carattere torrentizio che costruivano conoidi alluvionali, la cui frammentaria testimonianza è rappresentata dai depositi terrazzati più antichi (b_{n3}). L'ubicazione della possibile conoide di Termo della Spezia, un'area che attualmente non ha alcun corso d'acqua, fa ritenere che successivamente alla deposizione dei depositi b_{n3} vi sia stata un'inversione del drenaggio. Il paleocorso che drenava verso La Spezia sarebbe diventato un elemento del bacino idrografico del fiume Magra a seguito di movimenti differenziali tra blocchi lungo faglie ad andamento NO-SE sostanzialmente coerenti con i sistemi di faglie normali della Val di Magra; 2) incisione delle precedenti pianure alluvionali e sviluppo di conoidi alluvionali quali quelle dei torrenti Dorgia e Lagora (depositi b_{n2}). Tali conoidi di probabile età pleistocenico medio-superiore vengono successivamente incise a seguito della caduta eustatica dell'ultima fase glaciale; 3) aggradazione dei depositi b_{n1} entro un'area costiera, caratterizzata da specchi d'acqua salmastra, con lo sviluppo della pianura più bassa durante la trasgressione olocenica del golfo di La Spezia.

Nel loro insieme i dati dell'area di La Spezia (PESARESI, 1988), per la tipologia dei depositi (riferibili a piccoli sistemi alluvionali e costieri) e per il loro esiguo spessore (circa 50 m dai sondaggi a terra, LOMBARDI, 1994), suggeriscono eventi alluvionali piuttosto recenti. Pur mancando precisi riferimenti cronologici si ipotizza che il loro sviluppo sia avvenuto entro il Pleistocene e probabilmente nella sua parte medio-superiore. Questa ipotesi è alternativa a precedenti ricostruzioni (RAGGI, 1985) nelle quali il golfo di La Spezia veniva ritenuto un'area di deposizione fluviale, in gran parte ad opera del paleo-Vara, e costiera, attiva dal Pliocene Inferiore.

2.2.1.5. - Depositi alluvionali dei corsi d'acqua attuali (**b**)

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI: Sono i depositi degli alvei fluviali e torrentizi attuali, maggiormente rappresentati, sia in spessore sia in superfici coperte, negli alvei dei fiumi Magra e Vara.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO: Depositi ghiaiosi, sabbiosi e limosi, accumulati lungo le principali aste fluviali o torrentizie, soggette ad evoluzione dai processi fluviali.

SPESORE DELL'UNITÀ SUE VARIAZIONI: Da pochi decimetri e pochi metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI: Questi depositi sono sovrapposti con un contatto erosivo alle varie unità di substrato e nella bassa Valdimagra sui depositi dell'omonimo sintema e su quelli alluvionali terrazzati.

2.2.1.6. - Depositi di spiaggia attuale (*g₂*)

Sono presenti spiagge ciottolose e sabbiose. Le spiagge a ciottoli hanno estensione molto limitata, si formano laddove c'è maggiore esposizione all'azione delle mareggiate, quindi principalmente lungo le coste occidentali dei due promontori del golfo di La Spezia. Si tratta di depositi derivanti dalla rielaborazione di detriti rocciosi da parte del moto ondoso (il materiale d'origine è sia di derivazione antropica, come i materiali di risulta del tracciato ferroviario, sia derivante da fenomeni franosi). Le più importanti sono quelle di Guvano (Corniglia), P. del Corvo (Riomaggiore), Grotta Colombaia, Scoglio Feraie, P. Persico, P. Corvo (Montemarcello). Le spiagge sabbiose, molto più estese, sono limitate all'area di Bocca di Magra o in misura estremamente ridotta all'interno del golfo di La Spezia (Capo Corvo, Lerici).

2.2.2. - *Depositi superficiali delle aree sommerse*

La distribuzione dei sedimenti superficiali nella porzione sommersa del Foglio è relativamente monotona: mancano granulometrie decisamente grossolane, tanto che la classificazione si è effettuata utilizzando il diagramma ternario Sabbia-Silt-Argilla proposto dal Quaderno n°1 del SGN, che si rifà ai criteri di FOLK (1980).

Le aree occupate da sabbie o da sedimenti misti siltoso-sabbiosi sono essenzialmente costiere o sublitoranee, mentre le aree a sedimentazione prettamente pelitica riguardano piattaforma esterna e scarpata, nonché la zona più interna del golfo di La Spezia.

La piattaforma interna ha, sul lato del golfo, granulometrie variate, ma sempre mediamente arenitiche, mentre sul lato occidentale del Foglio permane comunque una fascia importante di sedimenti siltoso-sabbiosi. Una analisi più dettagliata delle distribuzioni delle singole classi granulometriche mostra che tale zona è interessata da apporti provenienti da SE.

I carotaggi evidenziano in più punti una tendenza prevedibile all'incremento nel tempo degli apporti dagli ambienti costieri.

Accoppiando i dati sedimentologici a quelli paleontologici ricavati dall'analisi delle carote, si ricava il seguente quadro di ambienti deposizionali:

2.2.2.1. - Sistema deposizionale di Foce del Fiume Magra (g6)

Costituisce una conoide sommersa con l'apice in corrispondenza della Foce, attualmente in erosione, e alimenta di sabbie sia i litorali a S, sia l'area sublitoranea del promontorio orientale del golfo di La Spezia. I depositi si caratterizzano per una tendenza alla polimodalità verso le frazioni fini, per probabile presenza di più polazioni sedimentarie, ma le mode principali si situano tutte tra 3,0 e 4,0 Phi (vedi grafico a di fig.15). Nel grafico rappresentativo è inserito anche il campione SP105 per mostrare come l'apporto del Magra influenzi in maniera determinante anche i depositi di piattaforma interna (fig.15a). Fauna pressochè assente.

2.2.2.2. - Sistemi deposizionali sublitoranei (g7)

Riguardano l'area sublitoranea delle Cinque Terre e sono rappresentati da sedimenti molto ben classati, sterili. Si tratta di depositi di alimentazione locale fortemente selezionati dalla dinamica costiera. Nel grafico rappresentativo (fig.15b) le curve di distribuzione si avvicinano a gaussiane simmetriche.

2.2.2.3. - Sistema deposizionale del Golfo di La Spezia (g8)

Il sistema è ben individuato da fasce di sedimenti a granulometria decrescente verso l'interno del Golfo di La Spezia, da siltose a lutitiche. I suoi caratteri sono quelli di un deposito di zona di calma (effetto baia) in cui l'energia dell'ambiente si smorza gradualmente sino a permettere la decantazione delle argille in sospensione.

2.2.2.4. - Sistema deposizionale di piattaforma interna (g9)

Esso comprende sedimenti marcatamente influenzati dall'apporto fluviale (evidenziato dalla presenza di specie dulcicole tra i resti di ostracodi) e con fauna marina ben caratterizzata. Si tratta di depositi da siltoso-sabbiosi a siltosi, la cui grana media va diminuendo verso NO. I sedimenti che lo caratterizzano fungono praticamente da traccianti di un trasporto (vedi fig.15c) che deve aver funzionato per tutto l'Olocene superiore in quanto la coltre sedimentaria olocenica raggiunge, in corrispondenza del sistema, i massimi spessori.

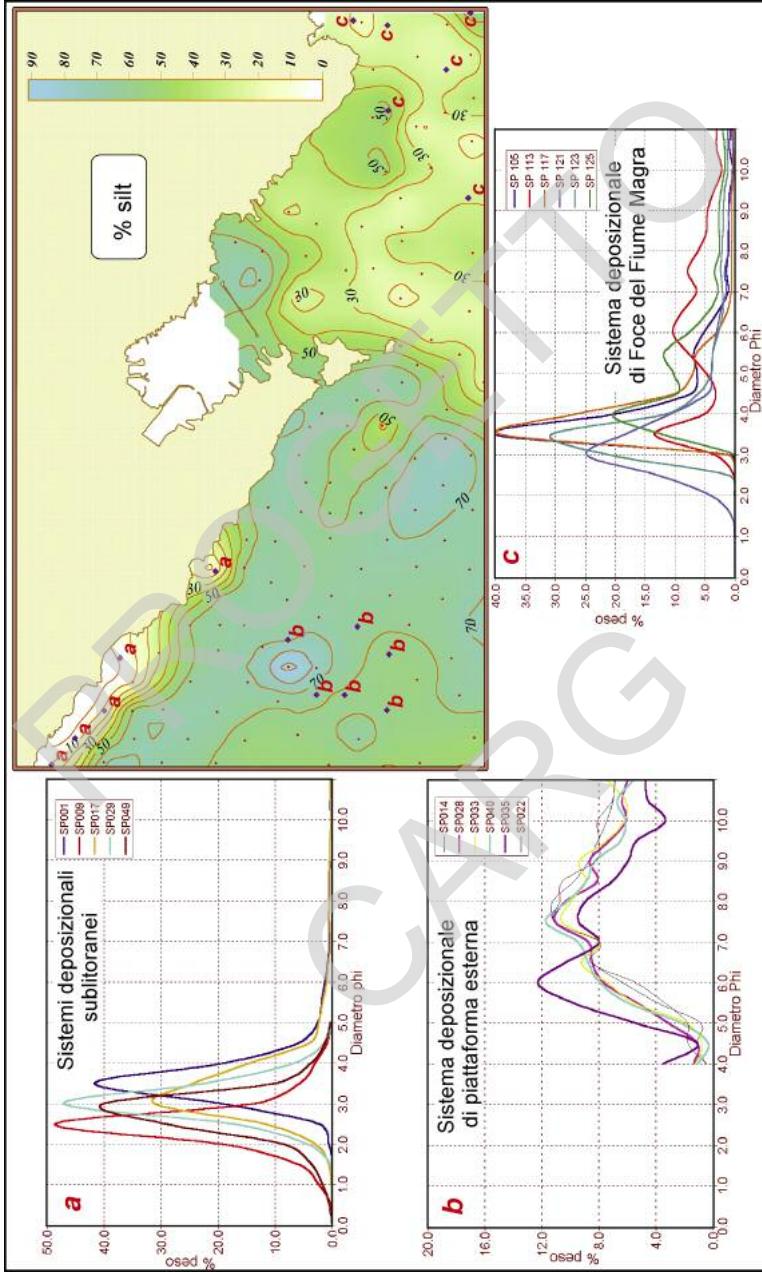


Fig. 15 – Sono rappresentate le caratterizzazioni dei sistemi deposizionali attuali. Gli schemi a, b e c mostrano le distribuzioni granulometriche tipiche di tre dei sistemi mappati. Lo schema d indica la distribuzione di una popolazione granulometrica che evidenzia come il sistema di piattaforma interna sia caratterizzato da apporti da SE.

2.2.2.5. - Sistema deposizionale di piattaforma esterna e scarpata (**g₁₀**)

E' costituito da sedimenti esclusivamente pelitici con microfauna marina di ambiente distale. Le curve di distribuzione delle granulometrie (fig.15d) presentano bassa classazione e tendenza a una polimodalità poco incisiva, in ragione della presenza di popolazioni sedimentarie di origine diversa, ma con grana media assai simile. Nel diagramma è riportato anche il campione SP035 che si situa al confine tra i due sistemi di piattaforma.

V - SISMOSTRATIGRAFIA DELLA PARTE MARINA

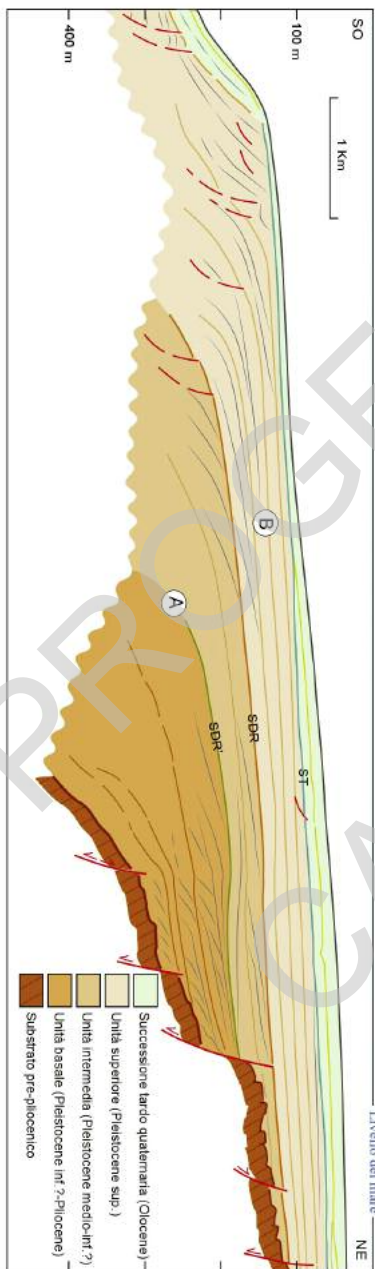
Vengono qui riportati i risultati delle indagini acustiche finalizzate alla conoscenza del sottosuolo marino del Foglio. Con i mezzi utilizzati non si è inteso indagare sulle strutture crostali profonde della parte sommersa della catena appenninica, ma piuttosto mettere in evidenza i fattori tettonico-sedimentari che condizionano l'attuale assetto dell'area.

1. - SUBSTRATO PRE-PLIOCENICO

La sismica a riflessione consente di definire un substrato acustico coincidente con il top dei corpi geologici su cui la serie sedimentaria plio-quadernaria si appoggia in *onlap*. Tale situazione è rilevabile solo nella metà occidentale del Foglio. Verso SE il substrato pre-pliocenico si approfondisce rapidamente superando i limiti di penetrazione del segnale acustico con i mezzi impiegati (*Sparker* 1-3 KJ). Questi ultimi non forniscono elementi o indizi su differenziazioni del substrato in questione. Si può solo affermare che non vi compaiono livelli evaporitici, poiché laddove questi sono presenti in ambito regionale (poco più a S del limite meridionale del Foglio) risultano facilmente rilevabili anche con mezzi di tipo e potenza paragonabile a quelli impiegati nel Progetto (dati archivio DIPTERIS).

In un caso, all'estremità nord-occidentale dell'area, è stato rilevato un saliente del substrato che si distingue dalle zone circostanti per caratteri reologici, rifrangendo strutture fragili e dando luogo a numerose diffrazioni del segnale acu-

Fig. 16 - Schema sismostratigrafico della piattaforma: sono indicate in colori diversi le unità descritte nel testo. SDR e SDR' = superfici di discordanza regionale; ST = superficie di trasgressione tardo-quadernaria.



stico. E' stato interpretato come un corpo ofiolitico per analogia fisica, posizione e orientamento rispetto a quelli che affiorano sulla costa a poca distanza, a NO.

2. - EVOLUZIONE DELLA PIATTAFORMA

La piattaforma continentale contenuta nel Foglio è considerata, nella letteratura internazionale, come una tipica piattaforma di costruzione sedimentaria, sulla base di alcuni rilievi eseguiti negli anni '70 da FANUCCI in collaborazione con l'èquipe del *Laboratoire de Géodynamique sous-marine* di Villefranche-sur-Mer (FANUCCI *et alii*, 1974a,b; FANUCCI *et alii*, 1980b; MOUGENOT *et alii*, 1983).

Tra i vari tipi di piattaforme di costruzione quella in esame appartiene ad una categoria nella quale i processi di progradazione e aggradazione assumono importanza paragonabile, anche se il loro rapporto è variato di molto nelle diverse fasi di sviluppo.

L'analisi sismostratigrafica dei corpi costituenti la piattaforma parte dalla rilevazione di un riflettore notevole (superficie di discordanza principale, SDR1), con continuità regionale e decisi caratteri di superficie erosiva (FANUCCI *et alii*, 1995), che suddivide il prisma sedimentario in due parti (fig.16):

L'unità sovrastante l'orizzonte notevole (unità B) è organizzata in sequenze più o meno complete,

inframmezzate da superfici di discordanza, che si presentano come classica espressione di cicli di variazione del livello marino, in questo caso glacio-eustatici;

L'unità inferiore (unità A) è costituita da corpi a caratteri distinti che consentono una ulteriore suddivisione. La sottounità basale (A1) consta di livelli fortemente riflettenti, in prevalenza subparalleli rispetto al substrato e interessati dalle strutture che lo dislocano. L'altra sottounità (A2) è clinostratificata, con alternanze di livelli più o meno riflettenti e con ricorrenza, nella parte superiore, di accenni di discordanze angolari interne e di mobilitazioni gravitative. Nel suo insieme quest'ultima sottounità (compresa tra le superfici *SDR1* e *SDR2*) è organizzata come una successione di sequenze originariamente analoghe a quelle dell'unità superiore, sequenze di cui si è conservato principalmente l'insieme dei livelli progradanti, tagliati dalla importante superficie *SDR1*. In effetti, poco più a S, nel Bacino di Viareggio, sono note dalla sismica penetrativa sequenze riferibili a variazioni del livello marino anche al di sotto di detto orizzonte, conservate grazie ad una maggiore, locale, importanza della subsidenza.

Ulteriori, più dettagliate, suddivisioni sono possibili localmente, ma non modificano il quadro d'insieme. Nell'unità B può essere distinta ovunque una sottounità sommitale costituita dalla sequenza tardo-quadernaria.

Ciascuna sottounità può essere considerata come l'espressione di una fase di evoluzione della piattaforma (vedi FANUCCI *et alii*, 1995 *cum bibl.*):

il corpo A1 rappresenta un insieme di episodi di sostanziale aggradazione conseguente alle ultime deformazioni disgiuntive del substrato e alla conseguente subsidenza;

l'insieme dei fenomeni che hanno originato la sottounità intermedia e la superficie *SDR1* dà come risultato una sostanziale progradazione della piattaforma, in assenza di una consistente subsidenza. Durante la deposizione del corpo in questione si verifica l'evento tettonico che dà luogo alle strutture compressive cartografate;

il corpo superiore si deposita in condizioni di ripresa della subsidenza che determina una sensibile aggradazione della piattaforma. La parte sommitale, che corrisponde ad una fase di quasi esclusiva progradazione, traduce verosimilmente un'attenuazione della tettonica verticale.

3. - LA SUCCESSIONE TARDO-QUATERNARIA

La sismostratigrafia di dettaglio del Pleistocene superiore-Olocene della zona rappresenta un'acquisizione originale del Progetto CARG, ancorchè fosse noti in precedenza alcuni elementi (PICCAZZO, 1986).

L'estremità frontale della piattaforma è caratterizzata da depositi clinostrati-

ficati in continuità e in concordanza con depositi di analoga geometria, ma a riflessioni interne più marcate e con dissesti gravitativi, da cui non sono sempre agevolmente distinguibili. La parte più esterna del prisma sedimentario è costituita da più coppie di corpi, analoghi ai due descritti, che realizzano una forte progradazione. I più antichi si raccordano verso terra a livelli poggianti su di una superficie di discordanza interna al corpo B, mentre un'altra superficie di discordanza (superficie trasgressiva tardo-pleistocenica, *TS*; fig.17), di natura erosivo-deposizionale, limita superiormente l'insieme dei corpi. E' quest'ultima a condizionare sostanzialmente l'attuale assetto della piattaforma, che viene modi-

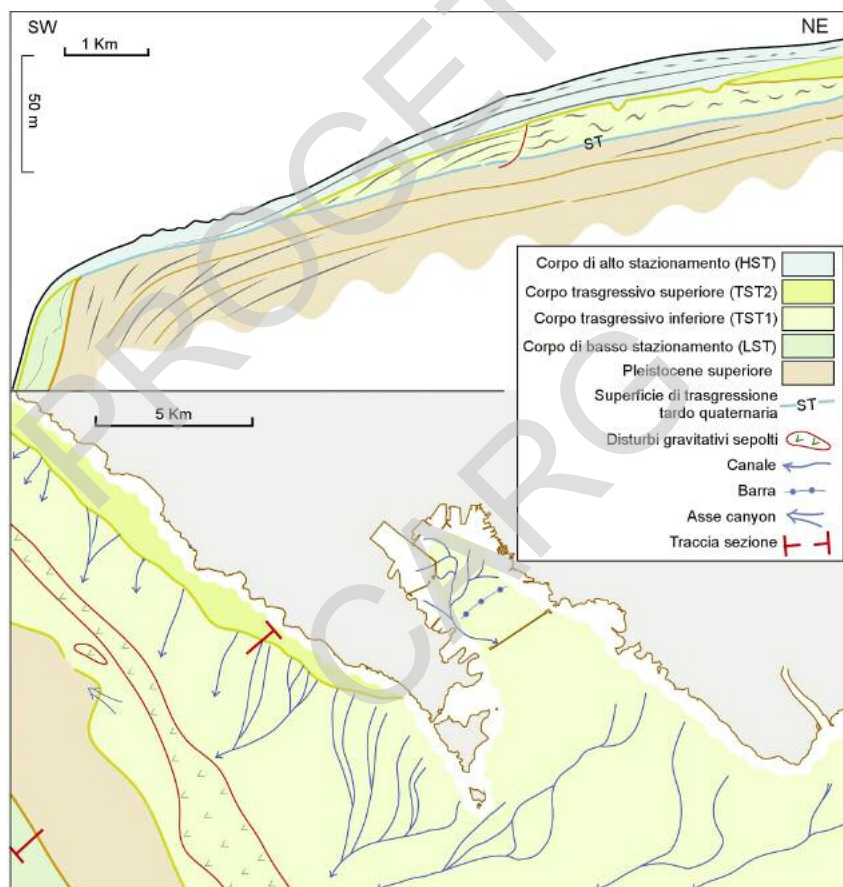


Fig. 17 – Schema sismostratigrafico della successione tardo-quadernaria e distribuzione dei corpi sedimentari soggiacenti il corpo di alto stazionamento (HST) con relative paleomorfologie.

ficato di poco dai depositi tardiglaciali e postglaciali.

Questi ultimi formano corpi distinti per estensione, posizione, potenza e caratteri:

un corpo non molto potente, cuneiforme, si appoggia direttamente sulla superficie *ST*. Noto dalla letteratura (PICCAZZO, 1986) in aree limitrofe, non è distinguibile dal corpo descritto al punto successivo con i mezzi acustici impiegati;

il corpo più rilevante della sequenza è di forma prismatica (fig.17; *TST1*) e caratterizza la piattaforma interna. Ha potenza media di 25 m al fronte ed è delimitato superiormente da una superficie in parte erosiva e in parte deposizionale. Il tratto erosivo è suborizzontale, fittamente canalizzato e interessa depositi mal stratificati, a forte contrasto acustico con i livelli sovrastanti. Verso il largo si osservano stratificazioni sigmoidali in sedimenti più trasparenti che vanno anche a colmare paleocanali riferibili a espansioni temporanee della testata del Canyon di Levante. La parte frontale del corpo costituisce una piccola scarpata a superficie concordante con i livelli detti. La parte di transizione tra livelli canalizzati e livelli frontali è interessata estesamente da dissesti gravitativi in forma di sviluppi rotazionali;

un terzo corpo, molto arretrato verso la costa rispetto al precedente, si rileva nel settore occidentale del Foglio (fig.17; *TST2*). Assume un'importanza non trascurabile nella zona sublitoranea e tende a restringersi verso SE, sino a risultare non più rilevabile. La geometria è quella di un prisma costiero o di un terrazzo deposizionale, coperto dai sedimenti recenti;

un particolare sistema deposizionale si è instaurato all'interno del golfo di La Spezia durante l'Olocene (BRESLAU & EDGERTON, 1972). Al di sopra dei canali che solcano il *TST1* si è formata una grossa barra sabbiosa (mappata come paleomorfologia) che ha isolato la parte più interna del Golfo dal resto, creando un ambiente del tutto particolare a sedimentazione originariamente coralligena (*patch-reefs*) e poi mista, terrigeno-biogeno (fig.18). Il sistema è rapportabile ad un paleolivello marino situato intorno ai -15 m rispetto al livello attuale (stimati in base alla profondità del *top* della barra).

Altre paleomorfologie si riferiscono ai corpi detti e meritano di essere descritte in dettaglio.

Il corpo *TST1* mostra una parte sviluppatasi in condizioni subacquee, che assume i caratteri di una scarpata prodeltizia a pendenza limitata, soggetta quasi ovunque ai fenomeni gravitativi già detti e che si sovrappone ai paleocanali apicali del *canyon*, la cui formazione è di poco anteriore allo sviluppo del corpo stesso (fig.19).

Paleocanali di tutt'altro tipo solcano la superficie del corpo in esame verso terra. Si presentano più o meno ampi a seconda dell'orientamento relativo al profilo che li taglia e alla distanza dalla costa attuale. Hanno sezioni talvolta anche

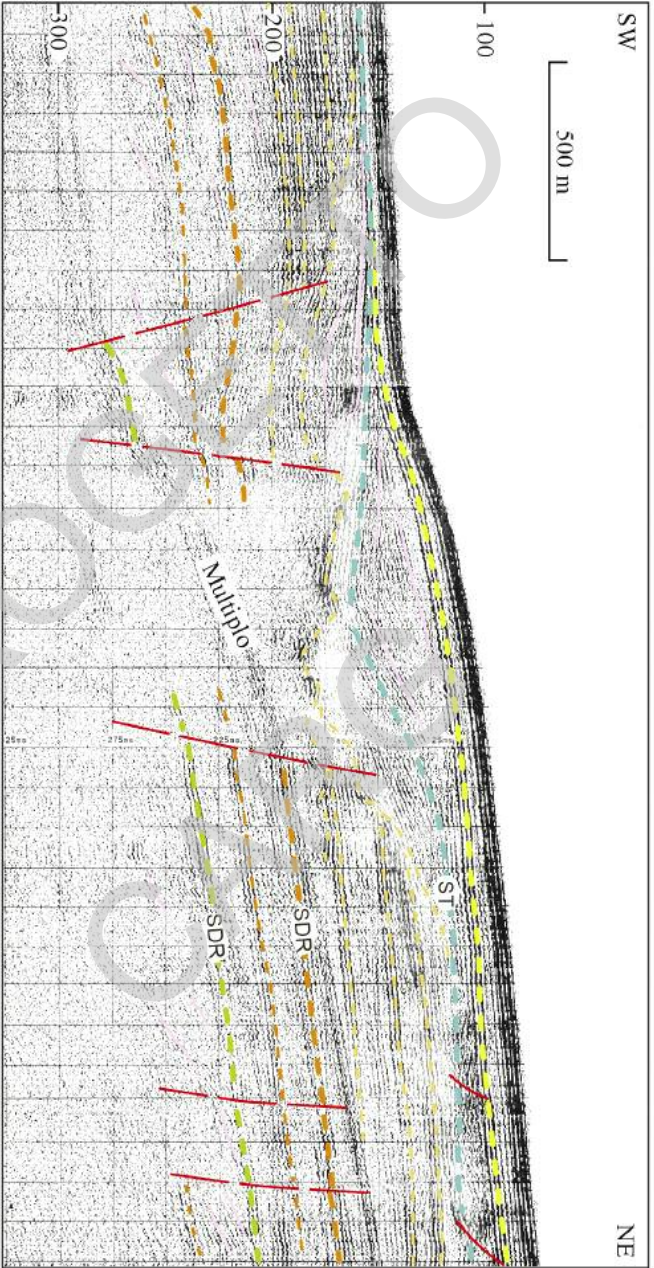


Fig. 18 – Profilo sparker 1 KJ, normale alla costa, sulla piattaforma in corrispondenza di Punta Castagna. In particolare evidenza i paleocanali che prolungavano verso E la testa del Canyon di Levante, incisi e colmati in momenti diversi del tardo Pleistocene. SDR e SDR' = superfici di discordanza regionale. ST = superficie di trasgressione tarso-pleistocenica. Scala verticale in millisecondi (tempi doppi).

asimmetriche e dettagli morfologici vari (fig.20) e si approfondiscono per una massimo di 6-8 m. Sono interpretabili come elementi di un reticolo idrografico che si raccorda ad un livello di base di circa 70 m più basso dell'attuale e che scorre su una superficie a pendenza limitata. Viene rilevato in tutto il Foglio ed è composto da pochi canali principali che hanno come affluenti canali facenti capo anche ai più piccoli rivi dell'attuale versante marittimo dei rilievi. Gran parte delle aste secondarie si dispone in senso NNE-SSO, mentre le principali hanno decorso NE-SO (fig.17).

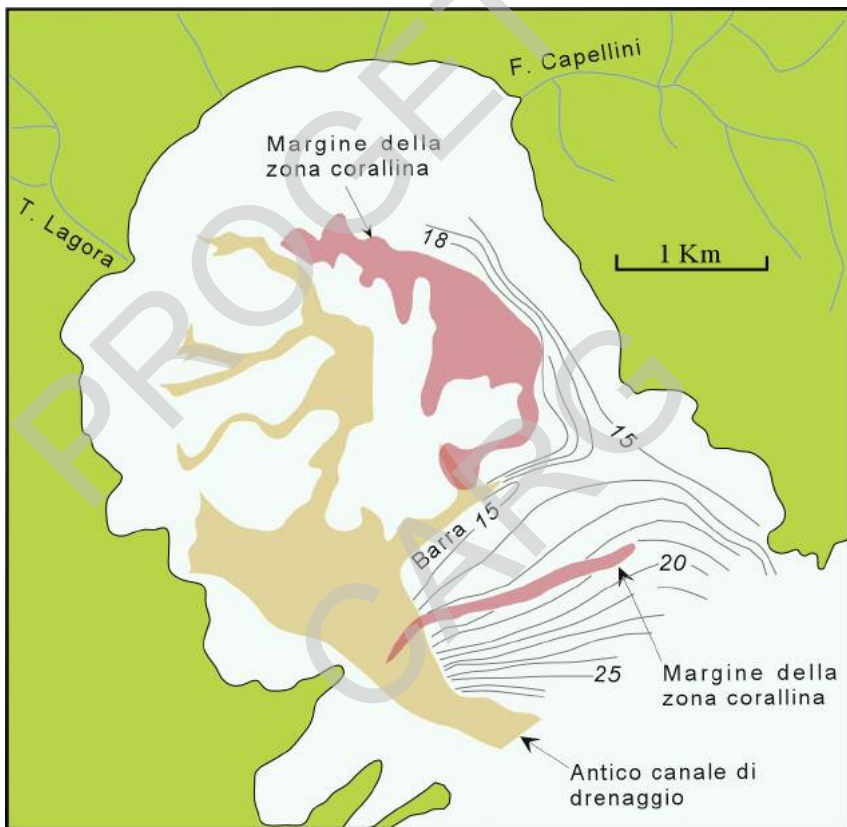


Fig. 19 – Schema della situazione paleogeografica e paleoambientale della parte interna del golfo di La Spezia durante una particolare fase climatica olocenica. Sono riportate le attuali profondità in metri del corpo di alto stazionamento olocenica (HST). In rosa le aree caratterizzate da patch reefs. Da BRESLAU & EDGHERTON (1972), modificato.

La parte del reticolo interna all'area portuale di La Spezia è ben documentata in letteratura (BRESLAU & EDGERTON, 1972) e si presenta molto ramificata. Non è noto come essa si raccordi al resto.

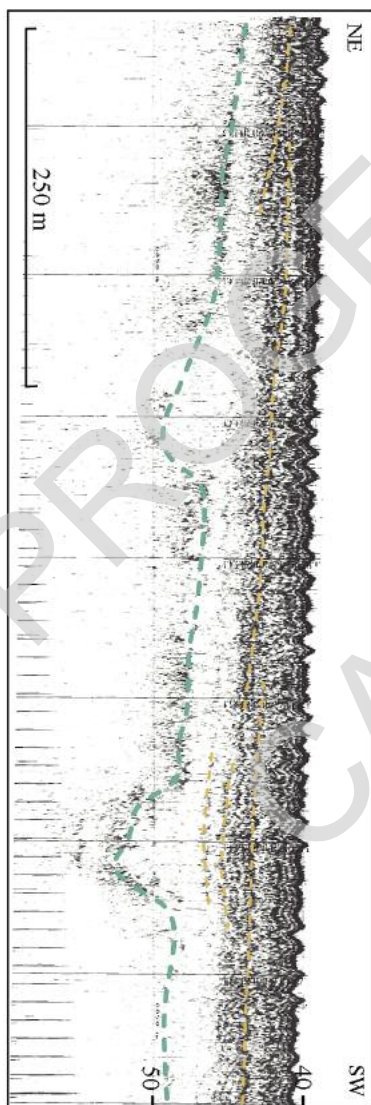
Tutti i corpi e le paleomorfologie descritte sono ricoperti da una coltre al cui *top* si trova il sedimento attuale. Si tratta di un corpo di importanza regionale che

in letteratura viene descritto con i caratteri tipici di un deposito di alto stazionamento (CORRADI *et alii*, 1980). Alla sismica penetrativa esso mostra caratteri uniformi, senza discontinuità interne. Raggiunge potenze considerevoli in piattaforma interna (max 30 m) e si assottiglia verso il largo pur mantenendo, anche in piattaforma esterna, potenze non trascurabili (fig.17). La netta e sempre riconoscibile distinzione acustica tra questo corpo e tutti gli altri descritti ha consentito la mappatura delle sue isocronopache, la cui conoscenza assume anche valenze di carattere applicativo.

Alla sismica più risolutiva esso presenta livelli basali trasparenti, che colmano i canali del *TST1*, livelli inferiori semitrasparenti, giacenti in *downlap* sulla *TS* e sulla superficie del *TST1*, livelli mediani potenti, acusticamente stratificati, con riflessioni che si fanno più decise verso terra e che si appoggiano in *onlap* sul corpo *TST2*. Il livello superiore è ben distinto acusticamente e ha spessore costante su vaste aree. Verso terra si raccorda al prisma litoraneo.

L'interpretazione della successione descritta in termini di stratigrafia sequenziale classica non è scontata, quanto meno in alcune parti. Mentre i corpi frontali della piattaforma possono essere ascritti ad un sistema di

Fig. 20 – Profilo Subbottom CHIRP in piattaforma interna. In evidenza i canali divergenti sulla superficie (in azzurro) del corpo trasgressivo tardo-quadernario (TST1) e le stratificazioni del corpo di alto stazionamento (HST). Scala verticale in metri.



basso stazionamento (*LST*) in continuità con depositi di regressione forzata (*FST*) non nettamente separabili dal corpo sovrastante, non altrettanto agevole è l'attribuzione dei corpi più recenti. Il più esteso e importante, che si appoggia direttamente sulla superficie *TS*, può essere ascritto, sulla base dei riferimenti ad altre zone di analogo assetto (TESSON, 1996; TRINCARDI *et alii*, 1996), ad un sistema trasgressivo (*TST*) e riferito alla fase climatica dello *Younger Dryas*. I corpi che lo sovrastano (barra interna al golfo con relativo sistema lagunare e prisma sedimentario del settore occidentale) possono riferirsi ad un'unica fase di deposizione o a due fasi distinte, ma comunque vanno anch'essi ascritti al sistema trasgressivo in analogia con altre situazioni consimili (vedi COLANTONI *et alii*, 1990 *cum bibl.*; TRINCARDI *et alii*, 1994). Interpretando il *TST2* come terrazzo deposizionale, riferendosi a situazioni del Tirreno meridionale, si avrebbero due fasi distinte con livelli marini intorno ai -35 e ai -15 m rispettivamente.

Il corpo sommitale della sequenza in esame presenta alla base, come si è visto, livelli semitrasparenti che potrebbero essere riferiti al sistema trasgressivo. Non vi è però alcun riflettore interpretabile come una superficie di massima inondazione, mentre i rapporti geometrici descritti con il *TST2* possono dipendere da una particolare dinamica di sedimentazione instauratasi tardivamente.

Comunque le parti mediane e superiori del corpo in esame mostrano tipici caratteri di un cuneo di alto stazionamento. La fitta stratificazione acustica dei livelli superiori traduce andamenti variabili, sia ciclicamente che in senso evolutivo, della dinamica e delle condizioni di deposizione (e, verosimilmente, del clima).

Rispetto alle sequenze "classiche" sembra mancare il cuneo fluviale di basso stazionamento. E' però difficile immaginare che il reticolo idrografico che ha generato il *TST1* non abbia prodotto nulla nella situazione eustatica precedente. Vi è però il già citato, sottile, cuneo sottostante al *TST1*, rilevato poco a NO del Foglio che ha geometria idonea a ricoprire il ruolo detto. Il fatto che i mezzi acustici impiegati nel Progetto non lo mettano in evidenza può dipendere sia da scarsa potenza come da un basso contrasto di impedenza acustica con il corpo sovrastante.

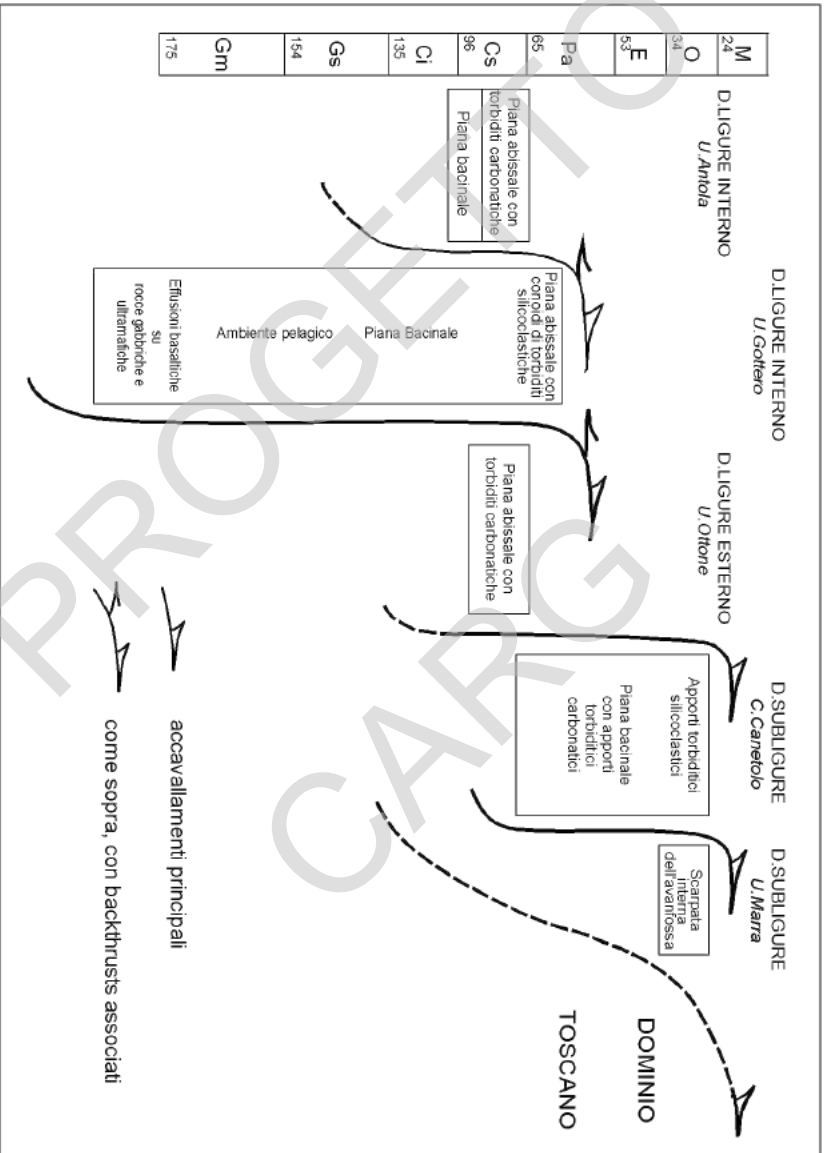
PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA

Nel Foglio La Spezia affiorano molte delle principali unità tettoniche dell'Appennino settentrionale. Esse si sovrappongono in corrispondenza di superfici di sovrascorrimento generalmente poco inclinate, secondo un ordine geometrico riconoscibile, a più ampia scala, in tutta la catena. Queste unità tettoniche e le successioni che le compongono sono il risultato e la testimonianza di una storia geologica lunga e complessa, durante la quale si sono avvicinati importanti eventi paleogeografici, paleoambientali e geodinamici (tavv.2, 3a, 3b). Dell'assetto tettonico si ritiene utile presentare dapprima alcune brevi descrizioni di carattere generale relative a settori strutturalmente omogenei. Verranno quindi presi in considerazione per ciascun dominio paleogeografico-strutturale le strutture tettoniche alla macro- e mesoscala quali risultano dalla sintesi dei dati esistenti e dalle osservazioni effettuate nel corso del rilevamento del Foglio. Nell'ambito di ciascun dominio la descrizione seguirà l'ordine di sovrapposizione dall'alto verso il basso. Verranno inoltre presentati i risultati relativi alle strutture della tettonica disgiuntiva neogenico-quadernaria rilevate nella parte a mare.

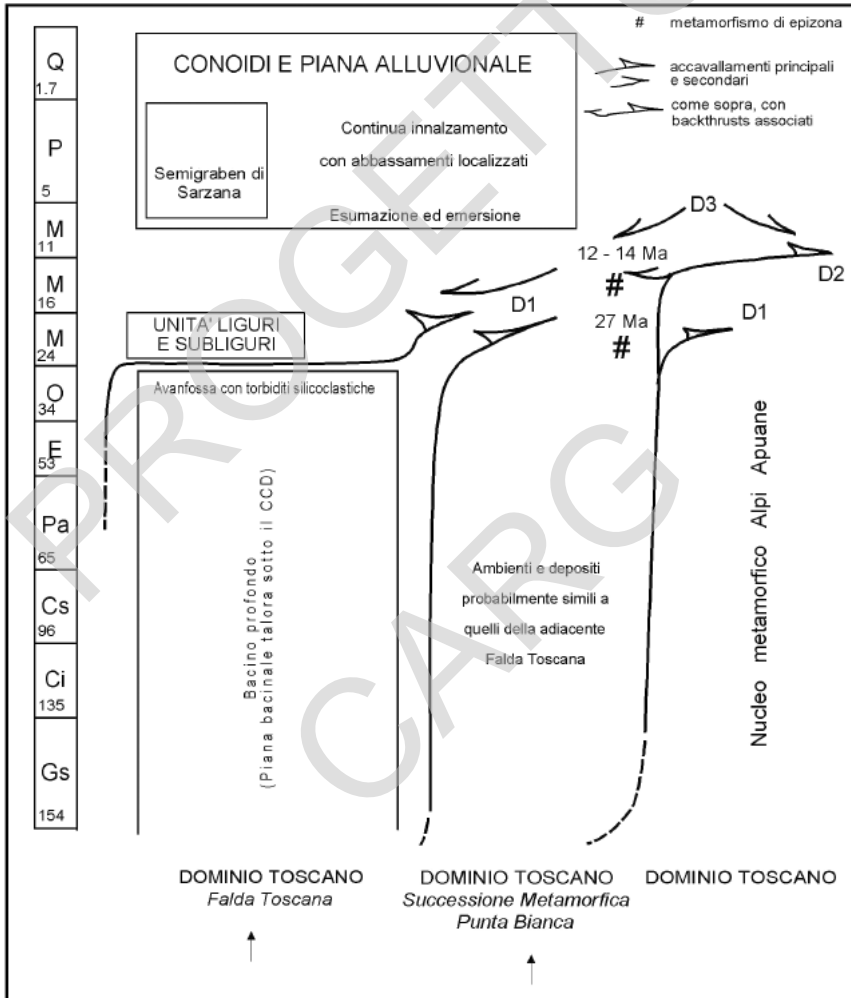
1. - DESCRIZIONE SINTETICA DELL'ASSETTO TETTONICO

Sulla base delle successioni affioranti, delle giaciture e delle principali deformazioni presenti, si può suddividere il Foglio La Spezia in cinque aree:

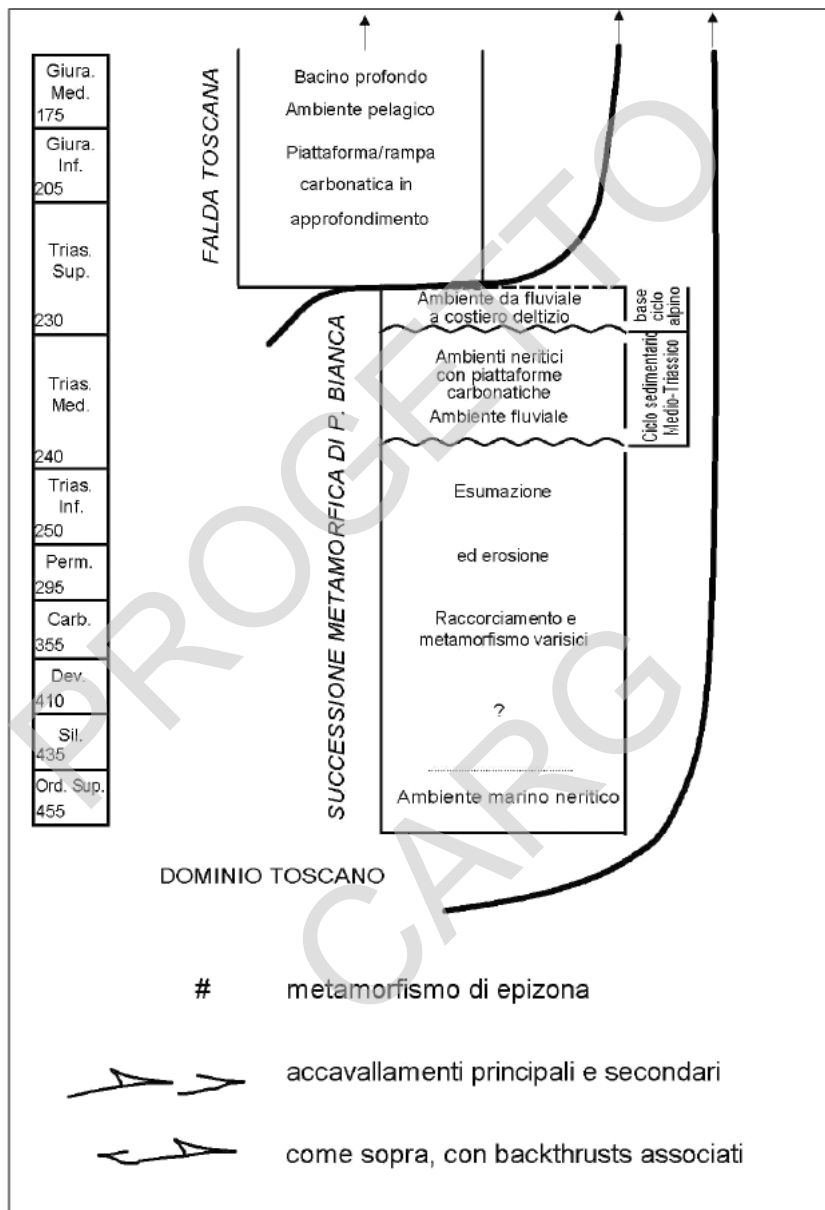


Tav. 2 – Schema sinottico dei principali ambienti sedimentari nei vari domini, e dei principali eventi tettonici.

- a) – Il promontorio occidentale del golfo di La Spezia
 b) - Il promontorio orientale e l'entroterra di La Spezia
 c) – Il bacino di Sarzana
 d) – La dorsale M. Grosso – M. Tanna
 e) – Le aree marine



Tav. 3a - Schema sinottico dei principali ambienti sedimentari nei vari domini, e dei principali eventi tettonici.



Tav. 3b - Schema sinottico dei principali ambienti sedimentari nei vari domini e dei principali eventi tettonici.

a) – Il promontorio occidentale del golfo di La Spezia.

Compreso tra la costa occidentale (dalla Palmaria fino alle Cinque Terre) e la faglia di La Spezia (schema tettonico a contorno del Foglio), il promontorio occidentale è l'area nella quale si osservano alcune delle caratteristiche più note del Foglio. Infatti, sia la Falda Toscana sia l'Unità tettonica di Canetolo sono coinvolte in una grande anticlinale rovesciata (piega di La Spezia) retrovergente, cioè con vergenza tirrenica opposta alla generale vergenza adriatica che caratterizza l'Appennino Settentrionale. L'anticlinale ha il piano assiale con giacitura sub-orizzontale e asse leggermente inclinato verso nord. Nella piega sono state coinvolte anche le "brecce di Maralunga" (**BML**), che nell'area di Lerici e di La Spezia sono tettonicamente interposte tra la base della Falda Toscana e la Successione Metamorfica di Punta Bianca. Il fianco rovesciato della piega (in gran parte rappresentato dalle unità calcaree mesozoiche) e quello normale sono interessati in varia misura da numerose faglie con direzione appenninica, con i blocchi orientali sistematicamente ribassati, terminanti contro la faglia di La Spezia. Quest'ultima ha un piano ad alto angolo, immerso verso est, che da La Spezia è seguibile verso NNO ben oltre il margine del Foglio. Si tratta di un'importante faglia normale in corrispondenza della quale tutte le unità affioranti sul fianco orientale sono sensibilmente ribassate, verosimilmente in tempi anche recenti.

La faglia di La Spezia interessa la piega di La Spezia nella sua porzione orientale, laddove per laminazioni tettoniche molto intense lo spessore risulta ridotto e limitato a lembi della successione normale (dintorni di La Spezia vicino a Migliarina). Per quest'area, nella Sezione D a contorno del Foglio è stato stimato un rigetto di circa 800 m.

Verso la costa tirrenica, più esattamente tra Corniglia e Vernazza, l'anticlinale di La Spezia è affiancata da un'altra ampia struttura plicativa, grossomodo antiforme, priva di una decisa vergenza. In questa struttura, la più occidentale tra le strutture emerse, affiora esclusivamente il Macigno, soprattutto con la "litofacies delle Arenarie Zonate" (**MACa**). La piega di La Spezia si accavalla sulla struttura di Corniglia-Vernazza coinvolgendo anche l'Unità tettonica di Canetolo (vedi sezione geologica A-A' a contorno del Foglio).

b) - Il promontorio orientale e l'entroterra di La Spezia.

Corrisponde all'ampia area compresa tra la faglia di La Spezia, ad ovest, e la faglia di Ameglia, lungo il bordo occidentale del bacino di Sarzana, ad est. Nell'area affiorano la Successione Metamorfica di Punta Bianca, la Falda Toscana e le Unità Liguri e Sub-Liguri. Relativamente estesi sono anche gli affioramenti delle brecce tettoniche (**BML** e **BLE**) interposte tra la Falda Toscana e la Successione Metamorfica. La geometria delle deformazioni è più complessa che nel promontorio occidentale, anche se resta comune il sostanzia-

le orientamento appenninico delle strutture e la tendenza generale delle linee di cerniera ad essere inclinate verso nord. La struttura principale è l'anticlinale che coinvolge la Successione Metamorfica e che ha evidente vergenza tirrenica. Tra Lerici e La Spezia la sovrastante Falda Toscana, con una generale struttura di blanda anticlinale, è interessata da superfici tettoniche a basso angolo, che riducono o elidono numerose unità. La Falda Toscana, che in altre aree del Foglio supera i tremila metri di spessore, qui si riduce a poche centinaia di metri.

La faglia di La Spezia e quella di Ameglia hanno abbassato sistematicamente i blocchi orientali dei promontori durante il Plio-Quaternario ed impartito ai blocchi abbassati una pendenza di massima verso occidente (sezioni geologiche B-B' e F-F' a contorno del Foglio). Il blocco abbassato della faglia di La Spezia non ha costituito un'area di richiamo per la deposizione di quantità rilevanti di sedimenti neogenici, come invece è avvenuto per il blocco abbassato della faglia di Ameglia al margine del bacino di Sarzana.

c) - Il bacino di Sarzana.

Comprende sia l'ampia pianura del Magra e del tratto finale del Vara sia le colline che la fiancheggiano. L'area è delimitata verso sud est dalla foce del Magra, mentre nelle altre direzioni è delimitata dalle faglie ad alto angolo presenti (o presunte) ai bordi del bacino di Sarzana (sezioni geologiche B-B' e F-F' a contorno del Foglio). All'interno dell'area affiorano successioni fluviali e lacustri del Miocene superiore?-Pleistocene. Di queste ultime, quelle stratigraficamente inferiori (**ASZ**) si trovano in corrispondenza delle colline del margine orientale e sono caratterizzate da pendenze verso SO anche di 50°, mentre quelle più recenti (**BVM**) hanno giaciture orizzontali e le loro aree d'affioramento sono mediamente spostate verso l'asse della valle.

Nella parte centrale ed occidentale del bacino queste successioni scompaiono sotto i depositi alluvionali terrazzati o attuali, anche se è ragionevole ritenere che proseguano in profondità e che raggiungano spessori complessivi anche superiori al migliaio di metri. In conclusione, si può affermare che nell'area del bacino di Sarzana siano state attive, dal Miocene superiore, importanti faglie normali ad alto angolo che hanno provocato l'abbassamento e il riempimento del bacino con cospicue quantità di sedimenti continentali.

Le faglie hanno agito anche durante la sedimentazione delle successioni, come suggerito dalle giaciture inclinate di alcune di loro e dalle discordanze angolari al loro interno. E' inoltre probabile che l'abbassamento sia stato più intenso in corrispondenza del margine occidentale stesso così da impartire al substrato del bacino di Sarzana una configurazione asimmetrica, inclinata verso il margine occidentale.

Il bacino e le faglie che lo delimitano longitudinalmente terminano, verso NNO, in corrispondenza dell'intersezione del Vara con il Magra, in corrispon-

denza di alcune faglie anti-appenniniche orientate NE/SO. Si tratta di faglie sepolte dai sedimenti attuali o recenti del bacino, ma esposte nelle successioni antiche del substrato affioranti al di fuori di esso, in particolare in Val Durasca e a NE di S.Stefano Magra. La loro presenza, particolarmente evidente nelle immagini da satellite, fa ritenere verosimile che abbiano rappresentato un ostacolo all'ulteriore prosecuzione delle faglie longitudinali e, di riflesso, all'estensione verso NO del bacino di Sarzana.

d) – La dorsale M. Grosso–M. Tanna.

Occupava l'angolo del Foglio a NE del bacino di Sarzana, dove affiorano, più o meno completamente, tutte le principali unità, ad eccezione della Successione Metamorfica di Punta Bianca. L'assetto tettonico prevalente è caratterizzato dalla presenza di numerosi *thrust* a vergenza adriatica.

Per quanto riguarda la tettonica più recente, particolare importanza sembra aver avuto la faglia diretta ad alto angolo, immergente ad ovest, che affiora poco a sud ovest di Bibola (sezione geologica B-B' a contorno del Foglio). Si tratta di una faglia che attraversa tutto l'angolo nord est del Foglio e prosegue, in senso appenninico, superandone ampiamente i margini. Essa ribassa fortemente il blocco nord orientale, confermando anche in quest'area la presenza di faglie di grande continuità laterale e forti rigetti, secondo lo schema proposto per la faglia di La Spezia e per quella di Ameglia.

e) – Le aree marine .

Si può fare riferimento a due settori: il golfo di La Spezia e la piattaforma continentale prospiciente il promontorio occidentale.

Il primo è compreso tra il versante orientale del promontorio occidentale, dal quale è separato dalla prosecuzione verso sud della faglia di La Spezia, e il versante sudoccidentale dell'horst di Ameglia-Punta Bianca. Anche per questo ultimo allineamento con netto andamento appenninico si può presupporre un forte controllo strutturale.

Il secondo settore si colloca dalla linea di costa attraverso la piattaforma continentale sino al suo ciglio nell'angolo sudoccidentale del Foglio. Le sezioni a contorno del Foglio mostrano le principali strutture fragili registrate dal substrato pre-pliocenico e da parte delle coperture plio-pleistoceniche, che caratterizzano l'assetto morfotettonico dell'area, senza differenziare il substrato stesso e le strutture pregresse che lo hanno interessato, considerando queste ultime come prosecuzione delle strutture rilevate a terra nel settore **a)** e lungo la costa ligure sino a Sestri Levante.

2. - IL DOMINIO LIGURE INTERNO

2.1. - UNITÀ TETTONICA DEL M. GOTTERO

L'Unità tettonica del M. Gottero occupa un'estesa area nella porzione nord-occidentale del Foglio dove forma un'anticlinale rovesciata di estensione plurichilometrica a vergenza nordorientale. Il fianco rovescio è osservabile verso est da S. Cipriano fino a Piana Battolla, mentre il fianco normale affiora estesamente verso ovest. La polarità degli strati ha rivelato la presenza di pieghe coricate parassite aventi assi prevalentemente N-S e piani assiali da sub-orizzontali a debolmente immergenti verso est. Le cerniere sono spesso ridotte a zone cataclastiche di difficile individuazione. Alle pieghe è associato un clivaggio di crenulazione, visibile soprattutto nelle argilliti e siltiti, ben spaziato e non traspositivo. Le pieghe formano un sistema asimmetrico a polarità adriatica con chiusure delle antiformali rivolte verso NE.

Nei dintorni di Beverino, nelle "argilliti della Val Lavagna" (**LVG**) (alla base delle "arenarie di M. Gottero", **GOT**), sono presenti pieghe isoclinali fortemente non cilindriche a geometria simile, con assi compresi fra N150° e N30° e direzione di trasporto verso ovest, e coinvolte nei piegamenti NE-vergenti. La loro interpretazione costituisce a tutt'oggi uno dei punti di maggior dibattito. Infatti, mentre le pieghe plurichilometriche a vergenza NE sono concordemente attribuite ad una deformazione di tipo "appenninico" avvenuta lungo un piano di subduzione immergente verso l'Europa, le pieghe ovest-vergenti possono essere interpretate sia come testimonianze di una precedente fase di subduzione "alpina" – verso l'Adria – (ELTER & MARRONI, 1991) sia come strutture minori sviluppatesi lungo retroscorrimenti associati all'impilamento NE-vergente nel complesso di accrezione appenninico. Quest'ultima ipotesi è quella accettata in queste Note. Alcuni sovrascorrimenti interstratali con dicchi sedimentari associati, ben visibili nelle "arenarie di M. Gottero" (**GOT**) ed affioranti lungo la Val Durasca, sono riferibili a deformazioni precoci contemporanee alla litificazione.

Una seconda anticlinale, riferibile ancora alla fase di deformazione NE-vergente, affiora in modo continuo da Vezzano Ligure a Piano di Follo. Tale anticlinale, rovesciata, mostra una vergenza appenninica ed è caratterizzata da una variazione dello spessore del fianco rovescio procedendo verso est mano a mano che si impila sull'Unità tettonica di Canetolo.

L'ultima fase di deformazione è infine responsabile di blande ondulazioni con assi molto dispersi attorno ad un valore medio di circa 160°N con piano assiale sub-orizzontale, vergente verso NO.

All'interno dell'Unità tettonica del M. Gottero, lungo la faglia di La Spezia,

affiorano in modo discontinuo amigdale di serpentiniti e gabbri, spesso inglobate dalle “argilliti della Val Lavagna” (**LVG**), estremamente tettonizzate. Le “arenarie di M. Gottero” (**GOT**) chiudono verso est gli affioramenti ofiolitici assecondandone la giacitura e mettendo in evidenza un possibile rapporto originario, per involuppi duttili, delle due unità. Secondo ROBBIANO (1996) l'Unità tettonica del M. Gottero e il suo substrato ofiolitico sarebbero stati implicati in una fase di deformazione precoce a vergenza alpina con nuclei di pieghe costituiti dalle stesse ofioliti.

2.2. - UNITÀ TETTONICA DEL M. ANTOLA

L'Unità tettonica del M. Antola è presente nei pressi di Ceparana con estensione limitata e sfavorevoli condizioni di affioramento. Le caratteristiche delle strutture di deformazione presenti nell'unità sono quindi difficilmente osservabili nell'area rilevata, mentre sono più evidenti nelle aree settentrionali (entroterra di Chiavari e Genova), dove si osserva una complessa tettonica polifasica. Nonostante la presenza di esposizioni migliori, il quadro evolutivo geodinamico dell'Unità del M. Antola è ancora poco noto (ELTER & MARRONI, 1991). Nel Foglio 248 questa unità chiude geometricamente verso l'alto la pila delle unità tettoniche presenti sul fianco sudoccidentale della antiforme M.Tanna-M.Grosso (fig.7) con una giacitura generalmente immergente verso SO. Simili rapporti di giacitura tra le stesse unità tettoniche sono stati segnalati da CERRINA FERONI *et alii* (1995) nel versante nordoccidentale delle Alpi Apuane.

3. - IL DOMINIO LIGURE ESTERNO

3.1. - UNITÀ TETTONICA DI OTTONE

L'Unità tettonica di Ottone affiora esclusivamente nell'area orientale del Foglio ed è caratterizzata da una complessa architettura tettono-sedimentaria. L'unità mostra al suo interno una parte strutturalmente più bassa con due scaglie principali costituite rispettivamente dal “*flysch* di Ottone” (**OTO**) in giacitura normale e “complesso di M. Veri” (**MVE**) (fig.7), una parte centrale con antiformi e sinformi coricate di “arenarie di Casanova” (**ACV**), e nella parte più alta una scaglia di “*flysch* di Ottone” (**OTO**) e “complesso di M. Veri” (**MVE**) in giacitura rovesciata. Tale geometria è riferibile ad un sistema di pieghe dislocate ed elise da sovrascorrimenti interni. Le pieghe hanno assi disposti circa N-S, piani

assiali da sub-orizzontali a immergenti verso sud e vergenza appenninica. Il piegamento è associato ad un clivaggio poco sviluppato espresso da fratture, mentre sono evidenti e molto sviluppati dei sovrascorrimenti interni da metrici a chilometrici. I sovrascorrimenti sono responsabili della segmentazione del sistema plicativo e della sovrapposizione di fianchi e nuclei disarticolati. Le strutture di deformazione definiscono un ambiente tettonico superficiale rispetto a quello in cui si sono deformate le Unità Liguri Interne. Inoltre nell'Unità di Ottone non sono state riconosciute deformazioni riferibili a eventi tettonici precedenti al sistema plicativo appennino-vergente.

Diverse interpretazioni sono state date nell'ambito della definizione dell'Unità di Ottone. Alcuni Autori (BERTINI & ZAN, 1974), distinguono, su basi biostratigrafiche, due unità: Ottone e S.Stefano; in questo caso la loro sovrapposizione sarebbe avvenuta in una fase di deformazione precedente alla messa in posto del sistema di pieghe adriatico-vergenti. Un altro indizio di tettonica pre-piegamento è costituito dalle caratteristiche giaciture del “complesso di M. Veri” (MVE) che comprende livelli di breccie sedimentarie (*debris flow*), che indicherebbero, anche per l'area del Foglio, la possibile presenza di un'importante fase tettonica durante il Campaniano.

L'Unità tettonica di Ottone è solo blandamente interessata dalle fasi deformative successive che causano delle ondulazioni con assi dispersi attorno ad una direzione media N-S e vergenti verso ovest.

4. - IL DOMINIO SUBLIGURE

4.1. - UNITÀ TETTONICA DI CANETOLO

L'Unità tettonica di Canetolo affiora estesamente in Val di Magra nel quadrante nord-orientale del Foglio 248 e nell'area delle Cinque Terre. Essa è caratterizzata dalla ricorrente presenza di contatti tettonici fra le formazioni che la costituiscono e dalle condizioni di estrema caoticizzazione dei livelli di “argille e calcari di Canetolo” (ACC), riferibili a fenomeni tettonici sin-sedimentari e contemporanei alla messa in posto delle Unità Liguri. Tuttavia, la strutturazione dell'Unità tettonica di Canetolo può essere ricondotta alla sovrapposizione di una sub-unità prevalentemente torbiditica (“arenarie di Ponte Bratica”, ARB) poggiante su una sub-unità prevalentemente pelitico-calcarea (“argille e calcari di Canetolo”, ACC, e “calcari di Groppo del Vescovo”, CGV). La sub-unità pelitico-calcarea presenta una strutturazione in lenti, a polarità sia normale sia rovescia, delimitate da contatti tettonici, di “calcari di Groppo del Vescovo”

(CGV) all'interno delle "argille e calcari di Canetolo" (ACC). Sulla base della polarità le lenti di "calcari di Groppo del Vescovo" (CGV) sono riconducibili ad elementi disarticolati di fianchi di pieghe a vergenza appenninica. Tale assetto non è presente nella sovrastante sub-unità. Le "arenarie di Ponte Bratica" (ARB) sono, infatti, interessate solo da modesti rovesciamenti, riferibili a pieghe pluri-metriche associate ad un sistema di sovrascorrimenti, che deformano in modo solidale l'intera Unità tettonica di Canetolo. Un analogo assetto strutturale dell'Unità tettonica di Canetolo è presente in Val Cedra (CERRINA FERONI *et alii*, 1991) dove si può osservare la sutura, con discordanza stratigrafica, che regola i rapporti fra le sue due sub-unità. La messa in posto delle "arenarie di Ponte Bratica" (ARB) (Oligocene superiore) data l'età della strutturazione in lenti della sub-unità pelitico-calcareo all'Eocene medio-Oligocene inferiore.

Nel Foglio 248 non si conservano evidenze precise della discordanza stratigrafica alla base delle "arenarie di Ponte Bratica" (ARB), a causa dell'intensa fase tettonica successiva che configura l'Unità tettonica di Canetolo in una serie di scaglie embriciate. Il complesso sistema di sovrascorrimenti, ben visibile sul lato orientale del fiume Magra, presenta indicatori cinematici (foliazione e blocchi di calcari ruotati) che mostrano un trasporto tettonico avvenuto dall'interno verso l'esterno della catena. Tale fase di deformazione tangenziale, posteriore all'Oligocene superiore, è in accordo con il sovrascorrimento delle Unità Liguri s.l. sulle Unità Toscane.

L'Unità tettonica di Canetolo è infine coinvolta nella piega di La Spezia. Tale coinvolgimento si presenta con caratteristiche diverse nei pressi delle Cinque Terre e nell'area in destra del F. Magra. Nell'area tra Corniglia e M. Pizzolo (Cinque Terre), l'Unità tettonica di Canetolo è coinvolta in una sinclinale formata al fronte della struttura antiforale di La Spezia. La sinclinale è stata ricostruita sulla base della distribuzione dei "calcari di Groppo del Vescovo" (CGV), esterni, rispetto alle "arenarie di Ponte Bratica" (ARB), in posizione più interna. Tale distribuzione è coerente con una sinclinale avente i fianchi costituiti dai "calcari di Groppo del Vescovo" (CGV), e le "arenarie di Ponte Bratica" (ARB) che si collocano in prossimità del nucleo. Ad ulteriore conferma della presenza di una strutturazione a pieghe con disposizione simmetrica delle unità, si può mettere in evidenza che le analisi petrografiche hanno fornito un ulteriore elemento per l'attribuzione al Macigno (MAC) della successione arenacea affiorante nei pressi di Vernazza. A questo proposito è da segnalare che una probabile assegnazione alle "arenarie di Ponte Bratica" (ARB) piuttosto che al Macigno (MAC) era stata espressa da CATANZARITI *et alii* (1996).

In via dubitativa si può ritenere che il coinvolgimento dell'Unità tettonica di Canetolo nella piega di La Spezia sia responsabile della sua progressiva elisione tettonica nell'area in destra del fiume Magra, dove, nei pressi di Beverone, raggiunge il suo spessore minimo inferiore ai 100 m. Nella stessa area il Macigno

(MAC) è ridotto a circa 200 m, la successione dei calcari mesozoici è ridotta a poche decine di metri di brecce, e manca il fianco rovescio della piega, ridotta al solo fianco normale molto stirato.

4.2. - UNITÀ TETTONICA DI MARRA

L'Unità tettonica di Marra affiora in lembi discontinui di pochi chilometri di lunghezza e di spessore limitato, affioranti al contatto fra il Macigno (MAC) e l'Unità tettonica di Canetolo, ed è costituita dalle sole "marne del T. Pignone" (MTP). L'attribuzione delle "marne del T. Pignone" (MTP) ad un'unità tettonica a se stante rientra nel più generale problema dei rapporti tra il Macigno (MAC) e l'Unità tettonica di Canetolo. In molti casi non è agevole la distinzione tra livelli marnosi legati stratigraficamente al tetto del Macigno (MAC) e l'Unità tettonica di Marra (valle del T. Pignone). In alcune situazioni più favorevoli un orizzonte di marne e siltiti risulta separato dal Macigno (MAC) da livelli di argille e calcari tipo Unità tettonica di Canetolo (ad es., a NE di S. Bernardino, Cinque Terre).

L'attribuzione dell'Unità tettonica di Marra al Dominio Subligure poggia anche sul dato biostratigrafico che le assegna un'età rupeliana, precedente quindi alla deposizione del Macigno (MAC) e coeva alla parte superiore dell'Unità tettonica di Canetolo. Tali osservazioni trovano conferma in altri settori dell'Appennino settentrionale, dove l'Unità tettonica di Marra viene indicata con denominazioni diverse: Sottounità di Coli-Sanguinetto (PLESI, 1974); Sottounità di Coli II (LABAUME, 1992); Unità di Sanguinetto-Marra (OTTRIA *et alii*, 1995); Unità di Marra (PAGANI & ZANZUCCHI, 1970; CERRINA FERONI *et alii*, 1990).

5. - IL DOMINIO TOSCANO

5.1. - FALDA TOSCANA

Gli affioramenti della Falda Toscana nell'area spezzina sono storicamente fra i più studiati dell'Appennino settentrionale. I primi lavori scientifici risalgono ai primi decenni del 1800 (PILLA, 1846) e l'assetto strutturale di questo settore appenninico è tuttora oggetto di studi e discussioni. Si possono distinguere tre aree principali di affioramento. Da ovest verso est sono:

- a) il promontorio occidentale
- b) il promontorio orientale

c) la dorsale M. Tanna – M. Grosso

a) Il promontorio occidentale.

L'assetto della Falda Toscana nel promontorio occidentale fra Portovenere e Pignone è il prodotto di un'evoluzione tettonica polifasica di età terziaria, dove la struttura più evidente è un'antiforme coricata con asse disposto circa NO-SE (N140°-150°), debolmente immergente a NO, e con vergenza a SO, anti-appenninica. Questa struttura, nota in letteratura come piega di La Spezia, e seguibile in affioramento per almeno trenta chilometri, coinvolge la Falda Toscana (qui con uno spessore massimo valutabile intorno ai 3.000 m), le breccie tettoniche alla base della Falda Toscana e l'Unità tettonica di Canetolo.

L'estensione e la vergenza della piega di La Spezia hanno fornito elementi per alcuni modelli di evoluzione dell'intero Appennino settentrionale. In particolare, i modelli di evoluzione tettonica del settore nord-occidentale dell'Appennino settentrionale che in tempi recenti traggono spunto dalla piega di La Spezia si possono suddividere fra "compressivi", come quelli di FEDERICI & RAGGI (1975), REUTTER *et alii* (1978), BERNINI (1991), BERNINI *et alii* (1997), MONTOMOLI (1998), e "estensionali", come quelli di GIAMMARINO & GIGLIA (1990), CARTER (1990, 1992), ROBBIANO (1996). La differenza di interpretazione tra i due modelli è sostanziale: nel primo caso la piega di La Spezia si sarebbe evoluta durante la fase collisionale, compressiva, dell'Appennino settentrionale e la sua vergenza contraria sarebbe il risultato di situazioni particolari – ad es. un sistema di taglio con trascorrenti, *pop-up*, retroscorrimenti; nel secondo caso, invece, la struttura plicativa si sarebbe formata in una fase tettonica post-collisionale caratterizzata da esumazione e collasso gravitativo (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

Poichè studi, anche recenti, sugli elementi della deformazione hanno portato ad interpretazioni diverse fra loro (GIAMMARINO & GIGLIA, 1990; ROBBIANO, 1996; MONTOMOLI, 1998), si è ritenuto opportuno effettuare uno studio strutturale di dettaglio lungo la piega scegliendo alcune zone chiave rappresentative dei diversi domini: da sud verso nord, tra Portovenere e Biassa sul fianco rovescio, presso Case Boccardi (Campiglia) in cerniera e in località Sant'Anna sul fianco diritto (fig.21).

In queste aree particolare attenzione è stata rivolta ai rapporti di intersezione tra la stratificazione S_0 e la foliazione più antica S_1 . Secondo studi precedenti di GIAMMARINO & GIGLIA (1990) e ROBBIANO (1996) il rapporto angolare fra la stratificazione S_0 e la foliazione S_1 sarebbe costante lungo tutta l'estensione della piega: convergente rispetto al nucleo sul fianco diritto e divergente su quello rovescio passando per la verticale in cerniera. Più specificatamente, S_1 non si dispone secondo il ventaglio che ci si aspetterebbe di trovare associato alla piega di La Spezia, risultando incompatibile con la foliazione di piano assiale associata alla stessa. S_1 sarebbe quindi precedente alla formazione della piega e riferi-

bile ad un trasporto del multistrato sedimentario verso est (fig.22). Svolgendo la piega, infatti, S_1 potrebbe essere una foliazione originariamente immergente di 30° verso O-SO, prodotta da una coppia di taglio destra orientata parallelamente alla stratificazione (*heterogeneous layer parallel sliding*, RAMSAY & HUBER, 1987) (fig.22) ed agente sull'intera Falda Toscana confinata dalle Liguridi al tetto e dalle unità più esterne al letto. Nella ricostruzione di GIAMMARINO & GIGLIA (1990), l'episodio tangenziale, responsabile della formazione di S_1 , sarebbe stato seguito dalla fase post-collisionale, caratterizzata dal collasso gravitativo dell'edificio appenninico. In modo particolare il denudamento dell'area apuana avrebbe generato pieghe asimmetriche a polarità centrifuga fra le quali, oltre alla piega di La Spezia, quella del promontorio orientale della Spezia-Punta Bianca, la piega di Pescaglia-Castelpoggio, la piega di Monsummano-Val di Lima.

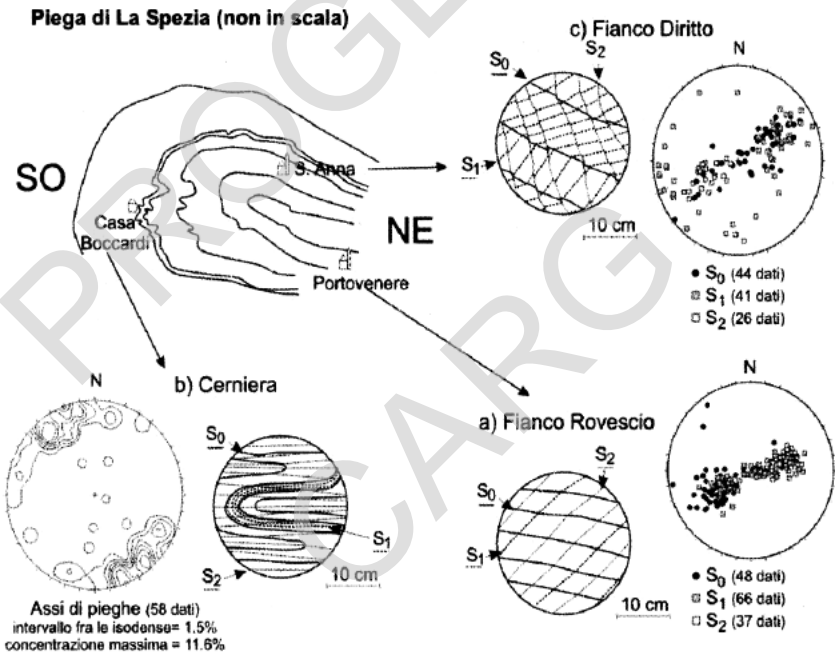


Fig. 21 - Relazione fra stratificazione S_0 e i due clivaggi S_1 e S_2 nei domini definiti dalla piega di La Spezia, ricostruita proiettando le località di affioramento più significative di ciascun dominio. a) Fianco rovescio, schema delle comuni geometrie di intersezione fra S_0 , S_1 e S_2 , e proiezione stereografica (equiangolare, emisfero inferiore) dei loro poli. b) Cerniera, schema delle comuni geometrie di intersezione fra S_0 , S_1 e S_2 , e proiezione stereografica (equiangolare, emisfero inferiore) dei poli degli assi delle pieghe parassite. c) Fianco dritto, schema delle comuni geometrie di intersezione fra S_0 , S_1 e S_2 , e proiezione stereografica (equiangolare, emisfero inferiore) dei loro poli.

Le osservazioni effettuate sul fianco rovescio della piega, da Portovenere a Biassa, indicano che l'immersione della stratificazione S_0 è rivolta principalmente ad E-NE con inclinazioni variabili, mentre S_1 ha immersione opposta (fig.21a). Sul fianco rovesciato S_1 non può essere distinto dal clivaggio di piano assiale S_2 della piega di La Spezia a causa di un generale parallelismo. Tuttavia, buone condizioni di affioramento permettono di identificare strutture minori attribuibili al primo evento deformativo D_1 . Queste sono alcune pieghe asimmetriche con fianco lungo suborizzontale e fianco corto immergente verso ovest,

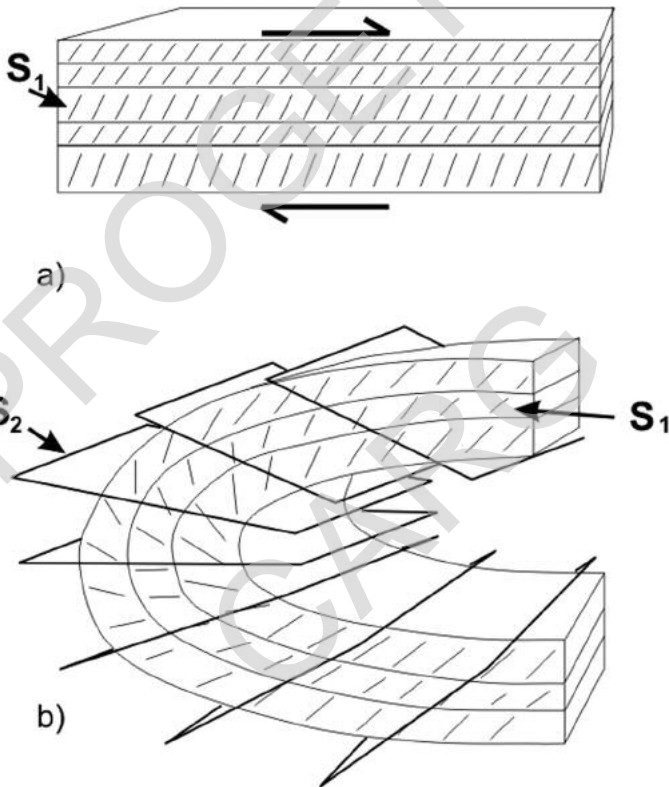


Fig. 22 - Schema dei rapporti fra stratificazione, clivaggio S_1 e clivaggio di piano assiale S_2 . a) multistrato deformato da una coppia di tagli destra con formazione del clivaggio S_1 ; b) multistrato e clivaggio S_1 piegati con formazione di un nuovo clivaggio di piano assiale S_2 . Modificato da GIAMMARINO & GIGLIA (1990).

con assi marcatamente diretti verso nord ed immersione di pochi gradi. S_1 sarebbe qui presente come clivaggio di piano assiale.

Altre strutture associate al primo evento deformativo sono alcune zone di taglio che creano strutture S-C (LISTER & SNOKE, 1984), clivaggio di crenulazione estensionale (PASSCHIER, 1991) e strutture a domino (SIMPSON, 1986). A Portovenere sono presenti sovrascorrimenti interstratali che indicano movimenti di taglio da SO verso NE, coerenti sia con lo sviluppo di D_1 indipendente sia con il fianco rovescio della piega di La Spezia. Anche sul "portoro" (PRT) dell'Isola Palmaria sono presenti delle zone di taglio parallele alla stratificazione, qui marcata da stiloliti.

Nella zona di cerniera, tra il promontorio di Punta del Persico e il M. Parodi, la piega di La Spezia si articola in numerose pieghe parassite che presentano raggi di curvatura diversi secondo il litotipo coinvolto. Gli affioramenti di Casa Boccardi e della "Via dell'Amore", nel tratto fra Riomaggiore e Manarola, sono fra i più indicativi. Dalla rappresentazione stereografica degli assi delle pieghe parassite (fig.21b) si ricava un asse medio diretto $N140^\circ-150^\circ$, anche se la dispersione attorno a tale valore è alta (circa 90°) e sono presenti rari casi di assi molto inclinati. La Scaglia Toscana ("membro delle argilliti di Brolio", STO_1 , e "membro delle marne di Rovaggio", STO_5) di Casa Boccardi è intensamente piegata sia alla scala mesoscopica, con pieghe decimetriche, sia macroscopica. Tali pieghe, da chiuse a isoclinali, hanno vergenza occidentale, asse immergente di pochi gradi verso il settore O-NO e piano assiale suborizzontale. A quest'ultimo è associato un clivaggio mesoscopico ben sviluppato (fig.21b).

Anche l'analisi microscopica dimostra che i campioni della successione piegata sono caratterizzati da un forte clivaggio di piano assiale. Solo localmente sono visibili delle vestigia di un clivaggio più antico S_1 a basso angolo rispetto alla stratificazione ormai del tutto obliterato dall'evento plicativo D_2 (fig.21b). Il clivaggio di piano assiale è definito da cristallizzazione sincinemica di quarzo, illite, clorite, albite, calcite e ossidi lungo i piani di clivaggio perpendicolari alle cerniere delle pieghe minori. Sul fianco normale, S_2 è spaziato e localmente si sovrappone ad S_1 crenulandolo. Anche S_2 è caratterizzato dalla presenza di fillosilicati di neoformazione. Questa blastesi conferma il dato di MONTOMOLI (1998) e ascrive il regime deformativo nel quale si è sviluppata la piega di La Spezia ad un ambiente anchimetamorfico.

A Casa Boccardi il clivaggio di piano assiale S_2 è tagliato da un clivaggio S_3 spaziato alla scala dei centimetri, continuo, disgiuntivo e con giacitura trasversale alle pieghe immergente verso O-NO e variamente inclinato (fig.23). Tale clivaggio trasversale è geometricamente congruente con strutture plicative D_3 aventi asse NNO/SSE e piano assiale sub-orizzontale in accordo con il clivaggio di pressione-soluzione osservato nella successione carbonatica del fianco rovescio.

La cerniera affiora ancora presso Riomaggiore/Manarola dove il Macigno (MAC) presenta strati generalmente molto inclinati fino a sub-verticali. Nella parte inferiore della cerniera il clivaggio più antico S_1 immerge verso O-NO con inclinazioni minori di S_0 . Nei livelli marnosi S_1 , ben sviluppato, ruota attorno alle cerniere che, a loro volta, risultano generalmente aperte e associate ad un clivaggio di piano assiale poco sviluppato, spesso presente come semplice fratturazione.

Il fianco normale della piega di La Spezia affiora dal M. Parodi verso nord fino ai dintorni di Cassana (fuori dal Foglio La Spezia) dove termina contro la faglia di La Spezia. La stratificazione è generalmente immergente verso OSO con inclinazioni variabili (fig.21c). Le condizioni di esposizione non sono favorevoli, tuttavia hanno permesso di osservare affioramenti particolarmente significativi, nei quali il clivaggio più antico, S_1 , è ovest-immergente ed è tagliato e dislocato da un clivaggio più recente est-immergente. Quest'ultimo è congruente con lo sviluppo della piega di La Spezia (fig.21c). S_1 è pervasivo o finemente spaziato, disgiuntivo ed in sezione sottile risulta caratterizzato da superfici di dissoluzione e da una intensa isorientazione dei fillosilicati. In quest'ultimo caso mantiene il carattere pervasivo osservato alla mesoscala. In base ai rapporti di intersezione, all'incongruenza di S_1 con il fianco normale della piega di La Spezia e, infine, alla sua deformazione nella zona di cerniera, si può affermare che la piega di La Spezia è riferibile al secondo evento deformativo D_2 .

Riassumendo, l'analisi strutturale effettuata durante il rilevamento del Foglio conferma la presenza di un evento deformativo pre-piegamento riferibile alla presenza di una coppia di taglio destra responsabile dello sviluppo del clivaggio più antico S_1 . Lo sviluppo del taglio, in accordo con il trasporto da ovest verso

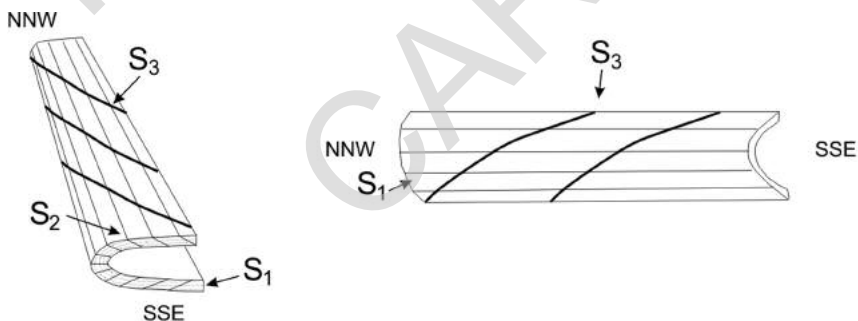


Fig. 23 – Schema dei rapporti fra il clivaggio di prima fase S_1 (sub-parallelo alla stratificazione), il clivaggio di piano assiale S_2 (delle pieghe di seconda fase parassite della piega di La Spezia, b $N170^\circ$) ed il clivaggio di terza fase S_3 ($LS_0-S_3 N130^\circ/40^\circ W$), visibile a Case Boccardi (lungo la costa 2,5 km a sud di Campiglia).

est della Falda Toscana, sarebbe da mettere in relazione con un regime tettonico compressivo. L'elevata eterogeneità delle formazioni rendono la Falda Toscana paragonabile ad un multistrato (GIAMMARINO & GIGLIA, 1990) sul quale la deformazione di taglio ha agito con diversa intensità fino a provocarne la laminazione. Questa laminazione avrebbe generato corpi lenticolari di Falda Toscana (*megabudini*) similmente a quanto avviene nelle sovrastanti Liguridi. A questo proposito si confrontino, ad esempio, gli spessori della Falda Toscana nel promontorio occidentale ed in quello orientale.

La formazione della piega di La Spezia appare successiva alla deformazione per taglio della Falda Toscana, tuttavia il regime tettonico responsabile rimane maldefinito. Anche la presenza di blastesi in ambiente anchi metamorfico non è elemento risolutivo per l'attribuzione della piega ad un contesto di raccorcimento o a quello puramente estensionale post-tettonico. Qualche spunto di riflessione può essere fornito dall'assetto regionale. La piega di La Spezia si estende per circa 40 Km da Carrodano sulla terraferma (e fin quasi al largo di Viareggio (BARTOLE *et alii*, 1991) non appare limitata all'alto strutturale apuano, dal quale, secondo i modelli estensionali, si sarebbe dovuta generare per collasso. Nell'interpretazione schematizzata nelle tavv.2 e 3 la retrovergenza tirrenica della piega viene piuttosto riferita ad un *backthrust* connesso alla deformazione D₂ vergente verso l'Adriatico.

Il quadro della deformazione si conclude in tutta l'area esaminata con un'ultima fase (D₃) ben sviluppata solo localmente. In particolare, si tratta di superfici di frattura sub-verticali e *kink-band* estensionali che si sovrappongono alle strutture descritte.

b) Il promontorio orientale.

Nel promontorio orientale la Falda Toscana presenta blandi piegamenti simmetrici con tendenza al rovesciamento lungo costa, come ad esempio a Punta Bianca. Questa tendenza è stata interpretata in accordo con la presenza di una piega rovesciata analoga a quella del promontorio occidentale (ROBBIANO, 1996). In questo caso affiorerebbe solo il fianco normale e una porzione della cerniera mentre il fianco rovescio della piega sarebbe in parte sotto il livello del mare e in parte eliso tettonicamente. I rapporti fra il possibile fianco normale e la cerniera, tuttavia, non sono chiari. Le disarmonie e gli scollamenti fra la Formazione di La Spezia (**LSP**) e le altre formazioni carbonatiche assecondano pieghe ettometriche coricate con fianchi serrati e clivaggio di piano assiale di dissoluzione, mentre le formazioni a maggior componente pelitica tendono ad ispessirsi e a dare luogo ad un grossolano clivaggio di crenulazione. Quest'ultimo è particolarmente visibile nella Scaglia toscana nei pressi di Cerri, dove appare congruente con lo sviluppo di una piega analoga a quella di La

Spezia. Anche i blandi piegamenti simmetrici possono essere ricondotti a pieghe parassite (fig.24).

Infine è da menzionare il fatto che la Scaglia Toscana (**STO**) e il Macigno (**MAC**), e solo loro, sviluppano una foliazione analoga a S_1 (ROBBIANO, 1996). Ben evidenti sono invece le faglie normali a basso angolo che laminano l'intera successione.

c) La dorsale M.Tanna–M.Grosso.

La dorsale M.Tanna–M.Grosso corrisponde ad un'anticlinale interamente formata dalla Falda Toscana allungata in direzione NO-SE, senza però mostrare una vergenza ben definita. Nella parte apicale della dorsale sono presenti delle pieghe minori, sia anticlinali sia sinclinali.

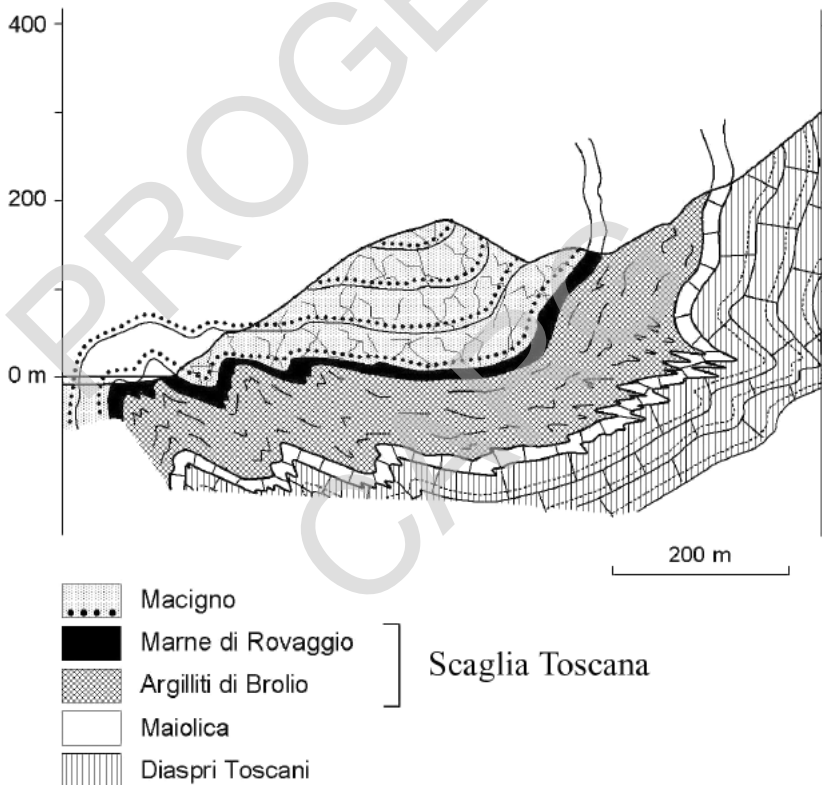


Fig. 24 – Deformazioni minori associate alla piega di La Spezia visibili a Punta del Persico (lungo la costa 2,5 km a sud di Campiglia).

5.2. - SUCCESSIONE METAMORFICA DI PUNTA BIANCA

La Successione Metamorfica di Punta Bianca risulta implicata in due strutture principali che si sono succedute nel tempo: la megapiegia anticlinale di Punta Bianca e l'*horst* di Ameglia.

5.2.1. - *La megapiegia di Punta Bianca*

La grande piega di Punta Bianca è un'anticlinale rovesciata, a direzione appenninica e vergenza tirrenica, che implica tutti i termini della successione metamorfica. Questa struttura risulta deformata da pieghe tardive circa coassiali, ma con piani assiali molto inclinati o sub-verticali e vergenza adriatica.

Secondo DEL TREDICI *et alii* (1997) nella anticlinale di Punta Bianca sarebbero chiaramente implicati anche le "brecce di Maralunga" (BML) ("calcare cavernoso" AUCTT.) e la Falda Toscana. I rilievi CARG non hanno permesso di verificare con certezza questa possibilità, ma hanno evidenziato una generale disarmonia tra le strutture plicative (comprese quelle dell'evento plicativo tardivo) della Successione Metamorfica di Punta Bianca e quelle della soprastante Falda Toscana.

Le strutture plastiche della piega di Punta Bianca sono ben esposte, sia alla meso- che alla macroscale, nell'area tra Ameglia e Punta Bianca (ad esempio, il fianco normale della anticlinale rovesciata affiorante lungo il tratto di costa Cala Marola-Punta Bianca-Tana del Serpente e nell'immediato entroterra). In accordo con quanto riportato in STORTI (1995) e DEL TREDICI *et alii* (1997), i dati strutturali raccolti hanno messo in luce un quadro deformativo plastico polifasico di età alpina nel quale sono stati distinti due eventi plicativi tettono-metamorfici (denominati D1 e D2) in *facies* di Scisti Verdi (condizioni metamorfiche di picco $T=350-420^{\circ}\text{C}$ per $P=3-4\text{kb}$, "Zona a pirofillite": FRANCESCHELLI *et alii*, 1986). A questi due eventi fanno seguito deformazioni più blande in regime semiplastico (evento D3).

Le strutture più evidenti alla scala degli affioramenti sono quelle legate all'evento D2. Si tratta di pieghe rovesciate fino a coricate di tipo da chiuso/serrato ad isoclinale, con cerniera da curva a molto curva e raramente appuntita, e a profilo spesso di tipo simile e superfici assiali di regola poco inclinate (da sub-orizzontali fino a 25°) immergenti sia verso NE che verso SO (fig.25a) (probabilmente a causa del successivo evento plicativo D3). L'orientazione degli assi è appenninica e compresa tra $N310^{\circ}$ e $N350^{\circ}$ (fig.25b) e le vergenze risultano tutte verso O e SO.

Alle pieghe dell'evento D2 è associato un clivaggio di piano assiale molto

penetrativo, generalmente di tipo discreto e spaziato alla scala millimetrica, che localmente può essere considerato una vera e propria scistosità ($S2 = \text{quarzo} + \text{sericite} + \text{clorite} \pm \text{albite} \pm \text{calcite} \pm \text{ossidi}$). Questa foliazione è di solito evidente in quasi tutte le litologie e presenta intersezioni con la stratificazione sotto vari angoli (max 35°) nelle diverse unità stratigrafiche per evidenti fenomeni di rifrazione. Le lineazioni di estensione e quelle mineralogiche (L2) associate alle superfici S2 hanno orientazione compresa tra $N30^\circ$ e $N70^\circ$. Tra queste sono tipici i fenomeni di stiramento ed isorientazione dei clasti delle metaruditi lungo la S2. CAROSI *et alii* (1991) hanno calcolato per essi lo *strain* finito ottenendo un

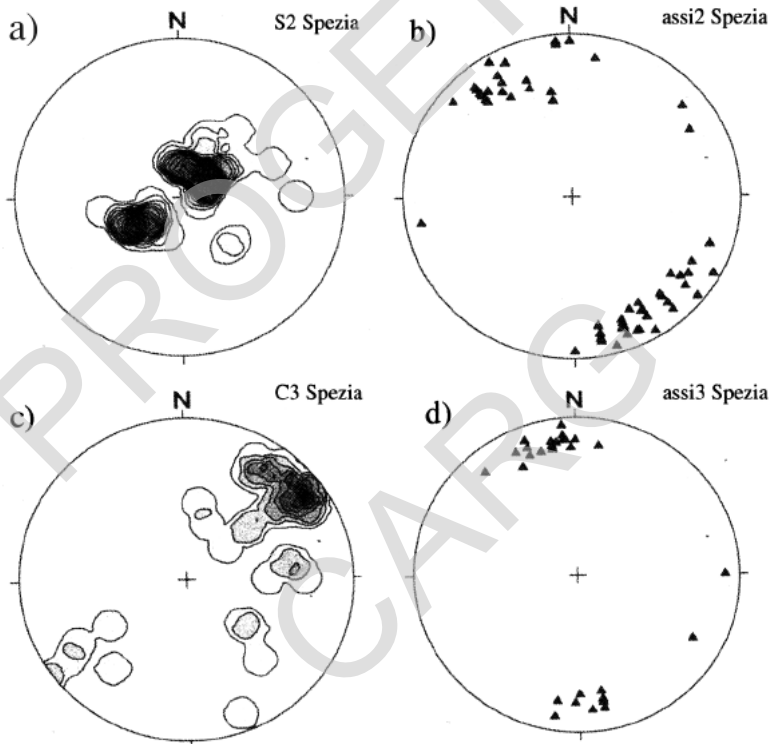


Fig. 25 - Proiezioni stereografiche nell'area di Montemarcello e P. Bianca (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore) di:

- a) poli dei piani assiali delle pieghe B2 ($n = 54$) con curve di isodensità (intervallo 2%, max concentrazione 28%);
- b) assi delle pieghe B2 ($n = 61$);
- c) poli dei piani assiali delle pieghe B3 ($n = 38$) con curve di isodensità (intervallo 2,5%, max concentrazione 21%);
- d) assi delle pieghe B3 ($n = 31$)

ellissoide di tipo prolato con K tra 1,3 e 1,7 e con orientazione dell'asse X circa parallela alle lineazioni L2.

Inoltre, localmente è evidente che le deformazioni D2 tendano a concentrarsi in particolari orizzonti stratigrafici potenzialmente più deformabili (es. le sottili alternanze metacalcari/filladi dei “metacalcari, calcescisti e filladi”, MCF, e quelle a tetto dei “marmi di Punta Bianca”, MPU) fino a definire delle vere e proprie fasce di taglio, a componente “*top to West*” permettendo così, durante lo sviluppo della mega-anticlinale, fenomeni di scorrimento differenziale all'interno della successione metamorfica. Ai piegamenti D2 sono da ricondursi anche delle faglie inverse di rigetto decimetrico e a vergenza tirrenica impostate lungo la S2 che sono osservabili nelle “metabrecce poligeniche e metavulcaniti” (VMP) lungo la mulattiera a monte di Punta Bianca.

L'evento D2 è inquadrato in un regime estensionale da CAROSI *et alii* (1991) e DEL TREDICI *et alii* (1997). Le strutture D2 sarebbero imputabili allo scarico gravitativo sui fianchi dell'emergente *Core Complex* apuano (cfr. CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). Per STORTI (1995), JOLIVET *et alii* (1998) e per gli estensori di questa nota si tratterebbe, invece, di un fenomeno estensionale sin-orogenico occorso alla sommità di una unità tettonica regionale durante il suo impilamento.

Le strutture dell'evento D2 deformano una precedente scistosità di tipo *slaty cleavage* riferibile all'evento D1 (S1=quarzo+sericite/muscovite+clorite± albite±calcite±paragonite±ossidi), fortemente pervasiva e continua e in genere sub-parallela o pochissimo inclinata rispetto alla stratificazione (S₀), che costituisce spesso la scistosità principale delle rocce. Pieghe isoclinali, talora a “fiamma” e a scala per lo più decimetrico/metrica, associate a S1 sono state riconosciute solo raramente nelle aree rilevate, probabilmente a causa dei forti effetti traspositivi dell'evento D2. Infatti, laddove le deformazioni relative all'evento D2 sono maggiormente penetrative la S1 è rilevabile chiaramente solo nelle zone di cerniera delle pieghe di seconda fase come relitto intrafoliare. Lungo i fianchi delle pieghe isoclinali D2 diviene sub-parallelo a S2 originandosi così una foliazione composita. Sulla base dei rapporti geometrici tra S₀ e S1, CAROSI *et alii* (1991) suggeriscono per l'evento D1 un senso di trasporto tettonico da SO verso NE. E' infine da segnalare la blastesi statica di cloritoide occorsa tra l'evento D1 e D2, messa in evidenza dalle analisi microscopiche.

In accordo con tutti i precedenti AUTORI, l'evento D1 è riferibile alla fase tettono-metamorfica principale del nucleo apuano, datata 27 Ma da KLIGFIELD *et alii* (1986), e che è stata legata al raccorciamento ensialico del Dominio Toscano.

All'interno dei *lithons* definiti dalla prima scistosità alpina (S1) delle rocce del basamento, le analisi microscopiche hanno rilevato una foliazione relitta (Se=muscovite spesso zonata+quarzo±clorite). Questi relitti, riconosciuti a scala regionale solo nelle rocce di età antecedente al Carbonifero inferiore (i.e.

Viseano sup.), sono stati attribuiti alla fase scistogena sudetica dell'Orogenesi Varisica (evento De) (CONTI *et alii*, 1991; PANDELI *et alii*, 1994 *cum bibl.*).

Le strutture del terzo evento deformativo (D3) sono rappresentate da pieghe di varia tipologia e probabilmente non coeve: 1) pieghe da aperte a chiuse, da simmetriche ad asimmetriche e sostanzialmente coassiali con quelle D2 (ad es. la struttura sinclinale immediatamente a sud di Ameglia lungo la strada per Montemarcello sovrastata in discordanza tettonica dalle brecce di Maralunga). La foliazione di piano assiale è rappresentata da clivaggi di frattura o di crenulazione, comunque spaziati alla scala millimetrica. 2) pieghe da blande ad aperte, spesso domiformi, con clivaggio di frattura spaziato alla scala centimetrica-decimetrica e talora mineralizzato (quarzo e/o carbonati ferriferi). In entrambi i casi le superfici assiali sono sub-verticali o molto inclinate di regola verso occidente (fig.25c). La distribuzione dell'orientazione degli assi è di tipo appenninico (tra N330° e N10°) (fig.25d), ma, rispetto a D2, risulta meno dispersa e mediamente più spostata verso direzioni NS. La generalizzata immersione dei clivaggi verso il Tirreno e l'asimmetria orientale di almeno una parte delle pieghe D3 è congruente con vergenze appenniniche e quindi evidenzerebbe una inversione dei movimenti tettonici rispetto a quanto osservato per D2.

L'evento D3 è stato legato da STORTI (1995) ancora ad un contesto estensionale e, in particolare, all'attività di una *shear zone* antitettonica di un *detachment* regionale est-vergente. Tuttavia, potrebbe non essere esclusa l'ipotesi che l'evento D3 possa essere riferito a deformazioni compressive "fuori sequenza" nella parte interna dell'edificio strutturale appenninico contemporaneamente ai *thrust* regionali sviluppatasi sul fronte della catena (vedi BOCCALETTI & SANI, 1998).

Nella Successione Metamorfica di Punta Bianca sono inoltre riconoscibili strutture fragili a basso angolo relative a scorrimenti occorsi tra le varie unità all'interno della Successione Metamorfica di Punta Bianca e tra questa e la soprastante Falda Toscana. Si tratta di strutture ben individuabili alla scala cartografica e dovute a fenomeni di scorrimento fragile che in gran parte insistono sulle preesistenti fasce di taglio duttile sviluppatasi durante D2. Tra queste superfici, la più importante è senz'altro quella che permette l'appoggio discordante del Gruppo del Verrucano su tutte le unità del sottostante Ciclo sedimentario medio-triassico. Anche quest'ultimo risulta localmente interessato da evidenti superfici di laminazione tettonica (es. a nord di Montemarcello, le "metabrecce poligeniche e metavulcaniti" (VMP) poggiano, con evidenti piegamenti, direttamente sui "metaconglomerati verdastrì" (MCG) o sulle "metarenarie e metapeliti" (MAP).

Fenomeni di scagliatura e di raddoppio tettonico sono riconoscibili anche nella parte alta del Gruppo del Verrucano sia nell'area di Ameglia che in quella di Lerici-S.Terenzo. In queste aree sono infatti presenti lembi (estesi anche a

scala plurichilometrica) di “quarziti e filladi” (**QFL**) e di “scisti di San Terenzo” (**SSZ**) impilati, direttamente o mediante l'interposizione di orizzonti di “brecce di Lerici” (**BLE**), su vari termini del Gruppo del Verrucano. Le “brecce di Lerici” (**BLE**) risultano esenti da deformazioni duttili. Tutte queste strutture a basso angolo sono verosimilmente ricollegabili all'evento D3 (o ai suoi ultimi stadi di attività).

Il confronto tra il grado metamorfico della successione di Punta Bianca e quello della sovrastante Falda Toscana può portare nuovi elementi per la ricostruzione strutturale di questo settore appenninico.

Come detto in precedenza, la Successione Metamorfica di Punta Bianca è caratterizzata da un metamorfismo polifasico di basso grado riferibile alla “zona a pirofillite” (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986).

Per la Falda Toscana i dati si riferiscono alla cristallinità dell'illite (CERRINA FERONI *et alii*, 1983; CAROSI *et alii*, 1999a) e al grado di carbonificazione dei materiali organici (REUTTER *et alii*, 1980; STEFANI & BURCHELL, 1993). CERRINA FERONI *et alii* (1983) segnalano per le peliti delle unità triassiche (R) e della Scaglia Toscana (**STO**) (S) valori di cristallinità dell'illite (espressi come valori medi del °D2J) nel campo dell'epizona-anchizona sul promontorio occidentale (R=0.27; S=0.44) e nel campo dell'anchizona-altissima diagenesi sul promontorio orientale (R=0.40; S=0.42 e 0.57). Valori comparabili sono stati ottenuti anche da CAROSI *et alii* (1999a) sul promontorio occidentale (includendo anche campioni di Marne a *Posidonia*, **POD**), ma con una distribuzione di valori più ampia, e legata alla posizione geometrica dei campioni rispetto alle diverse parti della struttura plicativa.

REUTTER *et alii* (1980), dallo studio della riflettanza media della vitrinite dei frustoli vegetali nella parte superiore del Macigno (**MAC**) del promontorio occidentale, ottengono valori epizonali-anchimetamorfici (*reflectance of organic matter*, Rm=5.04%÷5.09%). STEFANI & BURCHELL (1993), analizzando le peliti triassiche degli “strati di Grotta Arpaia” (**LSP**_{2a}) ricavano valori di R_o compresi tra 4% e 6% analoghi a quelli ottenuti per le Unità metamorfiche del nucleo apuano e dell'Isola d'Elba orientale.

Dal confronto dei dati sopra riportati con la distribuzione regionale dei valori della cristallinità dell'illite e del grado di maturazione della sostanza organica, tutti gli Autori concordano nell'assegnare la Falda Toscana di La Spezia alla parte più interna e profonda del prisma orogenico caratterizzata da condizioni termo-bariche confrontabili con quelle ottenute per le successioni metamorfiche apuane.

Un'ulteriore conferma è stata di recente aggiunta dagli studi strutturali di CAROSI *et alii* (1999b) sulla piega del promontorio occidentale. Questi Autori identificano, lungo la foliazione di piano assiale della piega suddetta, una bla-

stesi sin-cinematica in facies di scisti verdi che è stata confermata anche dalle analisi petrografiche e microstrutturali effettuate durante i rilevamenti CARG.

Pertanto, l'insieme dei dati farebbe pensare che l'attuale sovrapposizione tra Falda Toscana e Successione Metamorfica di Punta Bianca, con l'interposizione delle brecce tettoniche (post-D2), sia un elemento tettonico regionale di secondo ordine, o comunque di importanza di gran lunga inferiore rispetto al cosiddetto "raddoppio della Serie Toscana" esposto lungo la dorsale metamorfica mediotoscana dalle Alpi Apuane fino all'area grossetana. Lungo questo allineamento, infatti, i termini triassici della Falda Toscana riposano sulle formazioni giurassico-terziarie metamorfiche, ed è in genere molto marcato il contrasto di metamorfismo al passaggio tra le due unità strutturali (cfr. REUTTER *et alii*, 1980; CERRINA FERONI *et alii*, 1983; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; FRANCESCHELLI *et alii*, 1994 *cum bibl.*).

Come si è detto nel capitolo sulla Stratigrafia, nell'area di La Spezia ci sono elementi per presupporre una originaria continuità stratigrafica tra le due unità.

5.2.2. - *Horst di Ameglia*

La Successione Metamorfica di Punta Bianca, posteriormente all'evento D3, è stata oggetto di una tettonica disgiuntiva ad alto angolo che ha dislocato l'edificio orogenico in pilastri e depressioni strutturali e ha prodotto l'attuale panorama morfologico.

Si tratta di sistemi di faglie dirette con direttrici per lo più appenniniche e anti-appenniniche. Sono numerose e ben individuabili nell'area di affioramento della successione metamorfica tra Punta Bianca-Bocca di Magra e Ameglia. Un analogo quadro strutturale è presente anche nell'area tra Lerici-Pitelli e La Spezia, ma qui la densità degli elementi fragili si riduce notevolmente, probabilmente per la monotonia litologica che caratterizza quest'area e che limita il loro riconoscimento dei sistemi di faglie normali in campagna.

Tra Punta Bianca-Bocca di Magra e Ameglia, i sistemi di faglie normali ad andamento appenninico e circa meridiano hanno determinato una struttura composta ad *horst* ("*horst* di Ameglia") che degrada sia verso occidente che verso oriente, nelle depressioni tettoniche rispettivamente di La Spezia e della Val di Magra. I rigetti sono generalmente al massimo dell'ordine di alcune decine di metri, ma sul versante orientale è presente una importante faglia normale (faglia S.Croce-Cafaggio) che ribassa di almeno 100 m verso la Val di Magra tutta la successione metamorfica. Nella zona di Bocca di Magra è riconoscibile anche una faglia minore (faglia S.Antonio-Cala Carciofaia) che è stata interpretata come una antitetica della precedente. I suddetti sistemi di faglie sono legati

all'impostazione e all'evoluzione del bacino plio-pleistocenico della Val di Magra e del golfo di La Spezia di età quaternaria. Secondo STORTI (1995) almeno parte di queste faglie sono state riattivate con movimenti di tipo trascorrente durante il Quaternario.

Sistemi di faglie ad alto angolo a direzione antiappenninica ed est-ovest, in parte dislocano trasversalmente le faglie antiappenniniche, ma in parte costituiscono anche fasce di svincolo lungo le quali si interrompono questi ultimi lineamenti fragili (es. la faglia tra C. Bovognano e La Ferrara).

Anche in questo caso i rigetti sono stati valutati da pochi metri fino a qualche decina, e generalmente tendono a ribassare i blocchi verso nord. A questa famiglia di faglie appartiene anche l'elemento riconoscibile tra le Batterie di Punta Bianca e S.Croce, che ribassa verso SE il contatto tra "metaconglomerati verdastri" (MCG) e "filladi e quarziti di Buti" (FBU) ed è circa parallelo alla linea di costa.

Nell'area tra Lerici e Pitelli, invece, i sistemi di faglie normali a direzione appenninica tendono a formare una gradinata, che ribassa verso il golfo di La Spezia il contatto tra i termini superiori del Gruppo del Verrucano ("quarziti e filladi", QFL) e le "brecce di Maralunga" (MBL).

Queste strutture sono talora interrotte da sistemi di faglie orientate NNE-SSO e NE-SO.

6. - NEOTETTONICA: SIGNIFICATO TETTONICO-SEDIMENTARIO DEI DEPOSITI NEOGENICO-QUATERNARI

6.1. - IL BACINO DELLA BASSA VAL DI MAGRA

Il Bacino della bassa Val di Magra, (Bacino di Sarzana in FEDERICI, 1973), appartiene al sistema di depressioni tettoniche sviluppatasi a ovest della catena nord-appenninica a partire dal Miocene superiore entro un regime tettonico a lungo considerato di estensione crostale (MARTINI & SAGRI, 1993). Questi bacini, infatti, sono stati spesso identificati come sistemi di *graben* o più frequentemente, a causa dell'asimmetrica distribuzione di faglie bordiere e dei depositi di riempimento, come semi-*graben*. In tempi recenti alcuni Autori, sulla base di evidenze strutturali e stratigrafiche nelle successioni di questi bacini, hanno tuttavia ipotizzato una storia tettono-sedimentaria più complessa. Questa si sarebbe esplicata dalla fine del Miocene: 1) attraverso brevi pulsazioni compressive, associate a riattivazione di strutture connesse con l'edificio nord-appenninico, che avrebbero interrotto il generale regime estensionale (BERNINI *et alii*, 1990),

oppure 2) entro un regime sostanzialmente compressivo responsabile, ancora attraverso la riattivazione di precedenti strutture compressive, dell'apertura dei bacini toscani in gran parte come *thrust-top basins* (BOCCALETTI *et alii*, 1995a, b). In questa seconda ipotesi i fenomeni di estensione crostale sarebbero in generale una caratteristica relativamente recente dell'area nord-appenninica.

La bassa Val di Magra individua secondo alcuni AUTORI (FEDERICI, 1973; 1980; RAGGI, 1985) un *graben* delimitato da faglie principali in corrispondenza dei suoi margini. L'attuale semplicità strutturale del bacino, tuttavia, non giustifica la distribuzione e l'assetto stratigrafico dei depositi che lo riempiono. Le evidenti faglie bordiere che delimitano il bacino, in particolare la faglia del margine orientale, sono elementi strutturali di origine relativamente recente che dislocano i depositi quaternari, ma non mostrano una chiara relazione con la geometria del bacino pliocenico.

I depositi accumulati durante il Pliocene (e.g. "sintema di Sarzana", **ASZ**), affioranti esclusivamente lungo il margine orientale, sono tiltati verso SSO con pendenze che variano da sub-verticale nei livelli stratigraficamente più bassi (e.g. "subsintema di Sarzanello-Caniparola", **ASZ₁**), a circa 10° nei livelli superiori (e.g. "subsintema della Faggiada", **ASZ₄**). Tuttavia essi sono in appoggio stratigrafico sui terreni di substrato, suggerendo l'assenza o quantomeno una diversa ubicazione dell'eventuale struttura bordiera pliocenica rispetto a quella attualmente visibile.

L'assenza dei suddetti depositi a nord di S.Stefano Magra suggerisce inoltre o l'originaria chiusura del bacino pliocenico e/o la presenza di una struttura lineare ad andamento NE-SO che potrebbe aver disarticolato il bacino originario.

Questi elementi nel loro insieme mettono in discussione l'ipotesi di un bacino fin dalla sua attivazione sostanzialmente orientato in senso NO-SE (FEDERICI, 1973; RAGGI, 1985) suggerendo come alternativa un bacino, parzialmente o totalmente, ad andamento NE-SO, alimentato prevalentemente dal versante pedepuano, che si doveva aprire verso il Tirreno. In questa ipotesi i rilievi di Punta Bianca possono essere considerati come 1) già esistenti durante l'evoluzione pliocenica del bacino ed associati ad una struttura ad andamento NO-SE, oppure 2) risultato della recente attività di faglie normali che definiscono l'attuale bassa Valdimagra come un *graben* ad andamento appenninico. Nel primo caso il bacino pliocenico della bassa Valdimagra sarebbe stato geometricamente complesso, con lo sviluppo di un drenaggio dal versante apuano occidentale inizialmente diretto verso SO, quindi, con trasferimento verso SSE dell'apporto sedimentario, controllato dall'eventuale struttura della Punta Bianca, e sua deposizione finale nell'area tirrenica. Nel secondo caso il trasferimento dei sedimenti verso il Mar Tirreno sarebbe stato diretto totalmente verso SSO data l'assenza della struttura della Punta Bianca.

L'analisi stratigrafico-sedimentologica dei depositi pliocenici e quaternari consente quindi solo di ipotizzare una complessa dinamica di subsidenza del bacino e sollevamento del suo margine orientale. La reale comprensione del significato strutturale di questa dinamica, in termini di strutture e regimi tettonici, necessita sia di dettagliate analisi strutturali sui depositi del bacino, sia di dati geofisici che permettano ricostruzioni della geometria del bacino nel sottosuolo.

L'evoluzione viene sintetizzata nei seguenti punti:

- a) transizione Miocene-Pliocene: possibile attivazione di un'area depressa in subsidenza, almeno nel settore SE del Bacino della bassa Val di Magra, dominata da ambienti palustri e successivamente lacustri dove si accumula il "subsistema di Sarzanello-Caniparola" (**ASZ₁**);
- b) sollevamento del margine orientale con deformazione dei precedenti depositi in appoggio e loro erosione. Questa fase viene riferita ad un importante episodio nel sollevamento del nucleo aprano;
- c) Pliocene inferiore-medio: sviluppo di un ambiente prevalentemente alluvionale dove si accumula il "subsistema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**). La composizione dei clasti nella "litofacies conglomeratico-sabbiosa" (**ASZ_{2a}**) indica un denudamento delle Unità Liguri e Sub-Liguri presenti sul margine orientale e costituenti il substrato del bacino. Il drastico cambiamento litologico registrato dalla "litofacies argilloso-sabbiosa" (**ASZ_{2b}**) è probabilmente imputabile a subsidenza e/o innalzamento del livello di base che, con il relativo aumento di spazio per la sedimentazione, avrebbe causato l'attivazione di sistemi di piana alluvionale a bassa energia;
- d) incisione di una paleovalle nei depositi precedenti e suo riempimento con sviluppo del "subsistema del M. Darma" (**ASZ₃**). La composizione poligenica dei conglomerati indica un denudamento di livelli strutturali profondi entro la Falda Toscana. Questo suggerisce un parziale smantellamento dei terreni sollevati dalla crescita delle Alpi Apuane nelle zone più interne dei bacini di drenaggio che alimentavano il bacino. La concordanza giaciturale con i depositi del "subsistema di Ponzano Magra" (**ASZ₂**) suggerisce che la profonda incisione sia da riferire ad un significativo abbassamento del livello di base, presumibilmente connesso con il livello marino, piuttosto che a sollevamento e rotazione del margine orientale del bacino;
- e) sollevamento del margine orientale con deformazione delle precedenti unità e loro erosione con accumulo del "subsistema della Faggiada" (**ASZ₄**). La composizione dei conglomerati in questa unità indica un denudamento della copertura terrigena della Falda Toscana (Macigno, **MAC**) e/o delle Unità Liguri e Sub-Liguri che alimenta i sistemi alluvionali nel bacino. Si osserva quindi uno smantellamento di livelli strutturali più alti rispetto a quanto avvenuto per il "subsistema del M. Darma" (**ASZ₃**). Questa fase potrebbe regi-

strare la crescita di strutture poste tra il nucleo apuano ed il bacino come ad esempio la piega di Pulica nella zona di Fosdinovo riferita ad una deformazione duttile associata alla delaminazione crostale dell'area apuana durante il Neogene (DEL TREDICI *et alii*, 1997);

- f) sollevamento del margine orientale con deformazione ed erosione delle precedenti unità. Ai piedi del margine orientale si sviluppano, probabilmente durante il Pleistocene, numerose piccole conoidi alluvionali i cui depositi e superfici (subsistemi di S.Bartolomeo, **BVM₁**, S.Stefano Magra, **BVM₂**, e Ceparana, **BVM₃**) registrano una complessa storia di incisioni, aggradazioni e progadazioni. Mancano chiare evidenze di un drenaggio assiale del bacino e non si può escludere che la bassa e alta Val di Magra e la Val di Vara non fossero ancora connesse;
- g) sviluppo di un drenaggio assiale del bacino registrato dai depositi dei subsistemi di Ceparana e Posticciole e dai depositi alluvionali terrazzati tardo-quadernari dei fiumi Magra e Vara. Questa fase indica chiaramente la connessione tra fiume Magra e fiume Vara. I diversi rapporti tra depositi terrazzati **b_{n2}** e **b_{n1}**, incisione in sinistra orografica e sovralluvionamento in destra orografica del sistema Magra-Vara, potrebbero testimoniare recentissime fasi di subsidenza differenziale controllata dai sistemi di faglie normali presenti nella vallata.

6.2. - L'AREA TRA IL TORRENTE RICCÒ ED IL FIUME VARA

L'evoluzione deposizionale durante il Pliocene ed il Quaternario viene riassunta nei seguenti punti:

- a) sviluppo di un' idrografia probabilmente diversa da quella attuale e orientata in senso NE-SO. I conglomerati entro il "sintema di Pian di Barca" (**PBR**) sono la testimonianza, preservata tra la faglia di La Spezia a ovest e minori faglie antitetiche a est, di una paleovalle che potrebbe aver drenato verso il Mar Ligure all'altezza delle Cinque Terre. Data la natura arenacea dei clasti riferibile con molta probabilità alle "arenarie di M. Gottero" (**GOT**) e la spinta alterazione si ipotizza la paleovalle attiva precedentemente alla strutturazione della faglia di La Spezia in un periodo compreso tra il Pliocene ed il primo Pleistocene. I dati di sismostratigrafia sulla piattaforma appenninica del Mar Ligure mostrano, a NO dell'area del Foglio, morfologie interpretabili come paleovalli trasversali alla costa, incise nel substrato alla base del prisma sedimentario plio-pleistocenico, che suggeriscono un andamento del paleoreticolo idrografico analogo a quello indicato dal sintema di Pian di Barca;

- b) formazione durante il Quaternario dei terrazzi nelle valli Riccò e Graveglia secondo una paleo-idrografia sostanzialmente coerente con l'attuale. I terrazzi del Rio Borrascano indicano fasi di aggradazione ed incisione entro una stretta paleovalle simile all'attuale;
- c) sviluppo delle pianure fluviali attuali in connessione con quella principale del Fiume Vara.

6.3. - AREA DI LA SPEZIA

L'evoluzione deposizionale durante il Pliocene ed il Quaternario viene riassunta nei seguenti punti:

- a) sviluppo durante il Pleistocene medio-superiore di una rete di drenaggio nell'area del golfo di La Spezia di cui vi è attualmente testimonianza nei depositi terrazzati più antichi (**b₃**). La loro ubicazione in un'area che attualmente non ha alcun corso d'acqua (zona di Termo della Spezia) fa ritenere un'inversione del drenaggio verso il fiume Magra, via Prati di Arcola, favorita da movimenti differenziali tra blocchi lungo faglie ad andamento NO-SE sostanzialmente coerenti con i sistemi di faglie normali della Val di Magra;
- b) incisione delle precedenti pianure alluvionali e sviluppo di conoidi alluvionali quali quella del T. Dorgia e del T. Lagora. Tali conoidi probabilmente di età pleistocenica media-superiore vengono successivamente incise a seguito della caduta eustatica dell'ultima fase glaciale;
- c) aggradazione entro un'area costiera con lo sviluppo della pianura costiera ad opera di sistemi fluviali e paralici durante la risalita eustatica olocenica conseguente alla fine dell'ultima glaciazione.

7. - LA TETTONICA FRAGILE NEOGENICO-QUATERNARIA NELLA PARTE A MARE

Il substrato della piattaforma continentale è interessato da diverse strutture fragili, sostanzialmente riferibili alla tettonica responsabile dell'apertura e dell'evoluzione dei Bacini. Infatti il margine in esame deve il suo assetto complessivo alla disgiunzione tirrenica che prende avvio dal Miocene superiore. Anche livelli diversi della sequenza plio-pleistocenica sono, nell'area del Foglio, più volte dislocati da dette strutture.

- Prevalgono, come importanza e frequenza, le faglie di andamento appenninico ad alto angolo (330°-315°) che ribassano il substrato dalla costa verso SO sino ai depocentri dei Bacini, (fig.26). Le giaciture con immersione

opposta (come quella della faglia di La Spezia) sono più rare, anche se caratteristiche di questo tratto di margine appenninico (dati CROP inediti). I rigetti verticali riportati in letteratura sono ingenti sulla scarpata (sino a 150 millisecondi) e si riducono progressivamente verso la costa. Il fatto si giustifica considerando che nell'area di piattaforma il substrato è stato modellato da ripetute fasi d'erosione. I rigetti che vi si osservano con i mezzi acustici sono quindi solo apparenti: gli effetti dell'erosione li hanno attenuati tanto più efficacemente quanto più sono stati numerosi gli eventi erosivi. In prossimità della costa, dove hanno insistito sul substrato gli effetti erosivi conseguenti alle oscillazioni glacio-eustatiche pleistoceniche, si giunge quasi all'obliterazione del rigetto apparente.

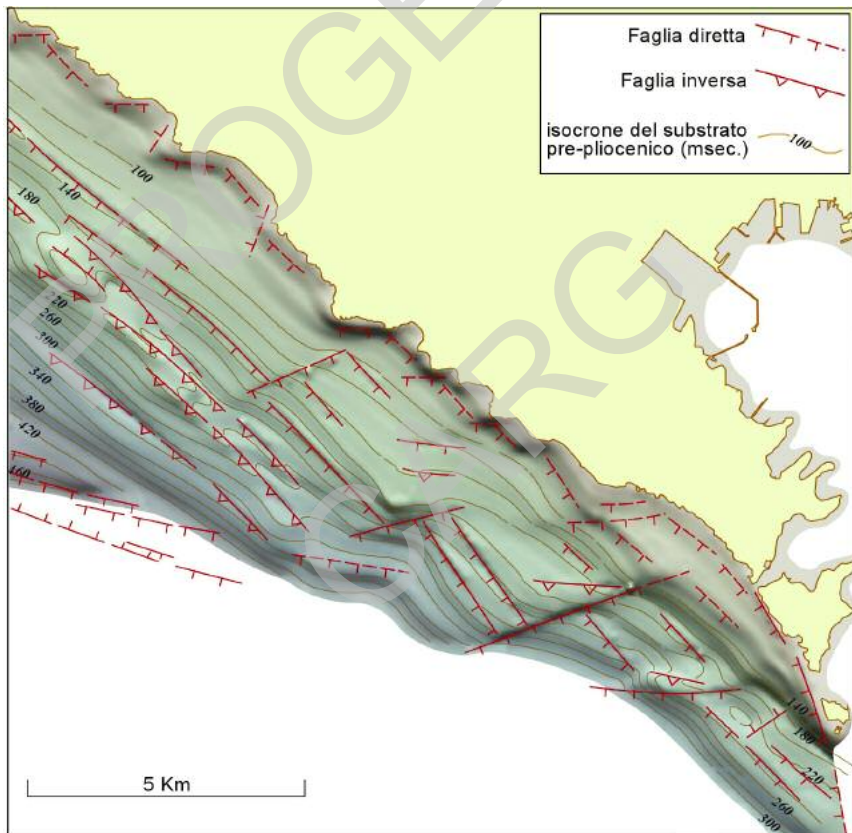


Fig. 26 – Morfologia e struttura del substrato pre-pleiocenico nel settore occidentale del Foligno.

- Le strutture appenniniche non hanno caratteri costanti su tutta l'area del Foglio in cui sono rilevabili. La loro frequenza e l'entità del rigetto cumulativo crescono da NO a SE, per settori, separati da linee subverticali ad andamento antiappenninico (N45°-50°E) aventi valore di faglie di *transfer*.

- Giocano analogo ruolo anche strutture a orientamento medio circa E-O e rigetto marcato, rare e molto spaziate, immergenti a sud. Localmente si segnalano faglie orientate circa N-S, immergenti ad ovest, di cui la più importante delimita l'alto strutturale del promontorio di Portovenere e delle Isole Palmaria e Tino.

Tutte le strutture sin qui descritte dislocano il substrato e, prevalentemente, i livelli basali delle coperture. In alcuni casi si notano anche blande implicazioni di livelli pleistocenici. I prolungamenti di strutture E-O e antiappenniniche condizionano la morfologia della costa sotto forma di importanti *master joints*.

- Un caso particolare è costituito dalle faglie subverticali lungo le quali si imposta il Canyon di Levante, orientate 110°-290°, osservabili in corrispondenza della testata, che si raccordano in profondità ad un'unica fascia di disturbo. Quest'ultima è rilevabile su documenti che tagliano il *canyon* esternamente all'area del Foglio (dati archivio DIPTERIS); la linea detta, pur essendo evidente, non mostra un marcato rigetto verticale. Ne consegue che la situazione descritta può essere imputata ad una trascorrenza di importanza locale, che può rappresentare un'eredità strutturale che viene rimessa in gioco dalla attuale dinamica di quel settore di margine appenninico.

- In una ristretta fascia di substrato, nell'area di piattaforma, si sono rilevate strutture di tipo precedentemente non noto nell'area. Si tratta di faglie inverse listriche, che dislocano il substrato e parte della copertura, inducendovi pieghe antiformi ad ampio raggio. Il settore assume così un assetto a *thrusts*. Andamento e continuità delle strutture in esame sono del tutto simili a quelli delle faglie dirette appenniniche. Talvolta è rilevabile solo l'antiforme nella copertura dato che il potere di penetrazione dei mezzi non consente di rilevare il substrato ovunque. Sono state rilevate anche brevi linee di questo tipo, a direzione circa E-O, in posizione prossima alla costa, tra Lerici e Schiara.

Le deformazioni della copertura interessano i livelli soggiacenti al riflettore di importanza regionale che suddivide in due unità sismo-stratigrafiche le sequenze plio-pleistoceniche di piattaforma (*SDR1*, fig.16).

Nel settore orientale del Foglio le strutture sono rilevabili unicamente in pochi casi come importanti disturbi nelle coperture. Come orientazione si ripropongono alcune delle situazioni già dette. La tipologia dei disturbi indotti nella copertura è riferibile a faglie dirette subverticali.

Gran parte delle strutture descritte disloca solamente il substrato per cui la loro attività è limitata al Miocene superiore o al Pliocene inferiore. Fanno eccezione non poche strutture della parte centrale del Foglio, che giungono a distur-

bare livelli del Pleistocene superiore, e le faglie inverse che deformano decisamente la porzione inferiore della copertura plio-pleistocenica.

E' possibile allora, anche sulla base dei dati riguardanti la sismostratigrafia delle piattaforme schematizzare la storia deformativa di questa parte di margine tirrenico come segue (fig.27):

- la tettonica disgiuntiva del Miocene superiore da origine ai sistemi appenninico, antiappenninico ed E-O che forse non sono del tutto coevi, essendo gli ultimi due sistemi sostanzialmente di sblocco tra aree a intensità deformativa differente. E' verosimile che la distensione abbia interessato prima le zone a sud del Foglio (Bacino di Viareggio) per poi propagarsi tardivamente verso NO, continuando ed intensificando la sua azione nelle zone interessate prima;
- alla distensione fa seguito una marcata subsidenza tettonica e poi un periodo di relativa quiescenza;
- questo è seguito dalla riattivazione in compressione di alcune delle strutture del margine. Non è chiara la ragione per cui debba essere attivata con

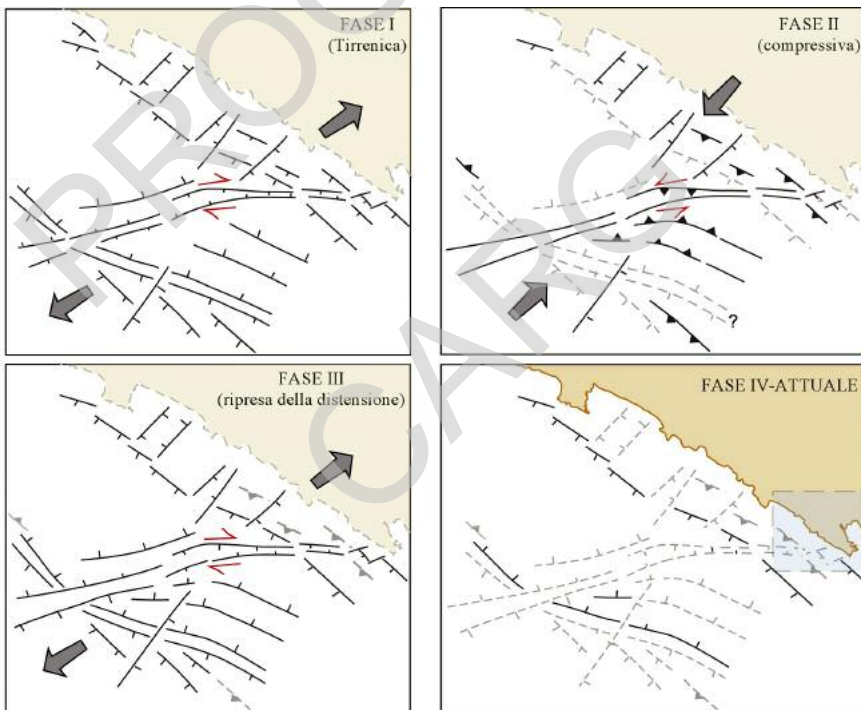


Fig. 27 – Schema di evoluzione tettonica dell'area di margine appenninico in cui è compresa la parte marina del Foglio (riquadro azzurro). Per le spiegazioni vedi testo.

quello stile solo una ristretta fascia, ma è possibile che il fatto sia più apparente che reale. La fase di inversione può aver interessato tutta l'area con rigetti per lo più modesti ed essere quindi visibile solo laddove i rigetti inversi sono stati tali da sopravanzare di gran lunga i precedenti rigetti per faglia diretta, producendo effetti macroscopici nelle coperture, e/o dove non sono stati poi più soggetti a ulteriori inversioni. Tale interpretazione è avvalorata dall'esistenza di strutture compressive di simile geometria in zone più distali del margine (fig.28);

- la ripresa della tettonica disgiuntiva che segue, più che a una fase deformativa vera e propria sembra imputabile a una riattivazione della tettonica verticale di segno negativo, a intensità differenziata. Ne costituisce indizio il fatto che sono riattivate prevalentemente, con dislocazione dei livelli pleistocenici, le strutture che realizzano un incremento di subsidenza a vantaggio del Bacino di Viareggio. Le successioni che ricoprono la *SDRI* acquistano potenza tanto più notevole quanto più ci si sposta verso SE;

- l'unico fatto rilevato che pare imputabile ad una tettonica molto recente o in atto è l'attivazione del Canyon di Levante, quanto meno per quanto riguarda l'estensione della testata verso terra.

8. - RAPPORTI TRA NEOTETTONICA DEL MARGINE CONTINENTALE E DELL'AREA EMERSA

Lo schema di evoluzione del margine continentale messo in valore dai dati del progetto CARG avvalsa sostanzialmente il modello che vede l'evoluzione tettonica neogenico-quadernaria dei bacini peritirrenici toscani condizionata da brevi pulsazioni compressive che interrompono temporaneamente una tettonica sostanzialmente disgiuntiva. Questo può trovare riscontro anche nei dati a terra: le pulsazioni compressive potrebbero temporaneamente disattivare i bacini come aree di drenaggio e accumulo di sedimenti, favorendo l'attivazione di reticoli idrografici a diverso andamento. La conservazione di lembi sedimentari riferibili alle fasi compressive sarebbe comunque da imputare alla successiva riattivazione dei bacini stessi in senso appenninico. Anche le più volte sopracitate "variazioni del livello di base" potrebbero rientrare in questo schema, tenendo presente che il bacini in questione, per buona parte della loro storia sono rimasti separati dal mare. Più che a processi di eustatismo, dette variazioni sono allora imputabili a temporanee interruzioni e riprese della subsidenza o a inversioni della tettonica verticale. Le strutture NE-SO che sono più volte ricordate come limiti del Bacino della bassa Val Magra verso N o come elementi condizionanti episodi di imposta del reticolo idrografico in senso antiappenninico possono aver creato sbarramenti e soglie, rispetto al margine continentale, anche verso S,

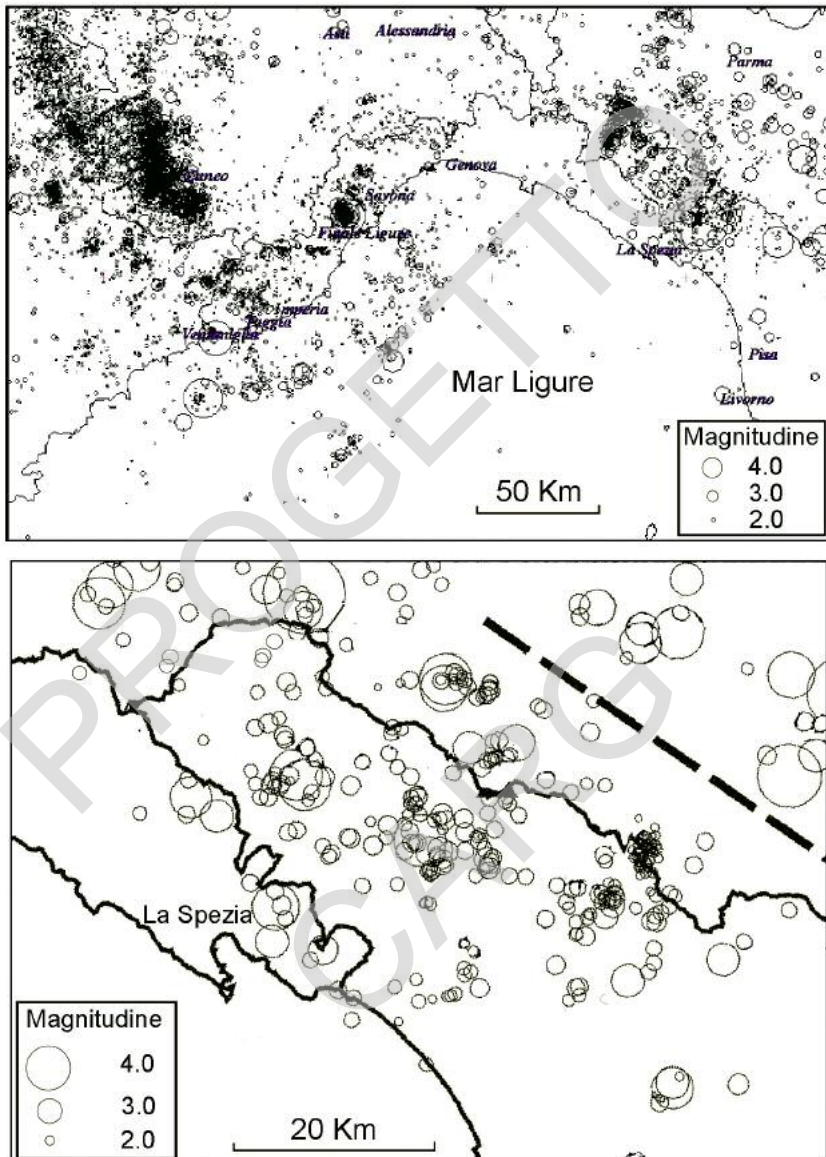


Fig. 28 – Epicentri e magnitudo dei sismi registrati nel Mar Ligure e delle aree di catena circostanti (1982-1997; da EVA et alii, 2001). In basso è riportata la sismicità delle aree circostanti il Foglio (da FERRETTI et alii, 2002, modificato). La linea tratteggiata rappresenta il limite tradizionale tra zone in distensione e in compressione.

come è documentato dalla sismica penetrativa per il golfo di la Spezia (dati ministeriali).

Le strutture riattivate durante le fasi compressive non sono riconducibili, per l'area marina, a superfici strutturali della catena a falde. I dati evidenziano l'inversione tettonica di originarie faglie dirette a basso angolo, riferibili ad una prima fase di disgiunzione dell'edificio appenninico. A terra, la formazione della piega di Pulica può essere confrontata con la formazione dei *thrusts* più sviluppati che interessano la piattaforma continentale.

9. - SISMICITA'

L'area del Foglio è inquadrata tra una fascia ad alta sismicità che va dalla Garfagnana all'alta Val Taro e una zona a macrosismicità praticamente assente che comprende tutto il margine tirrenico dell'Appennino ligure tra Lerici e Portofino (fig.28). E' ovviamente interessata dagli effetti dei terremoti garfagnini, ma è essa stessa sede di ipocentri di fenomeni a bassa magnitudo, localizzati in Val Magra e nei dintorni di La Spezia. A mare eventi relativamente rari e di scarsa energia separano i due semi-*graben* del golfo e del Magra dalla parte più depressa del Bacino di Viareggio. Queste considerazioni sono basate su dati di catalogo rilevati dal 1882 al 1997 il cui margine di incertezza, quanto a ubicazione degli epicentri è troppo elevato per la taratura di un modello neotettonico.

La sismicità strumentale degli ultimi anni (1999-2001) mostra un considerevole addensamento di attività a bassa magnitudo lungo la bassa Val Magra (FERRETTI *et alii*, 2002) e lungo una struttura trasversale che limita la zona attiva verso S e verso mare. I meccanismi focali del periodo 1985-1996 sono esclusivamente trascorrenti e trastensivi per i sismi superficiali e traspressivi per due sismi profondi ($h \geq 50$ km) uno dei quali situa il suo epicentro nel territorio del Foglio. Fermi restando gli interrogativi sul significato geodinamico di questi ultimi fenomeni, non vi è dubbio che la fase tettonica attuale sia caratterizzata da un blanda disgiunzione nella quale ben si inquadrano i processi di subsidenza di parte del margine e di attivazione delle linee trastensive su cui è impostata la testata del Canyon di Levante.

VII - SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'area del Foglio affiorano principalmente rocce sedimentarie silicoclastiche e carbonatiche. Altri tipi di rocce, quali le metamorfiche, sono pressoché circoscritte all'area di Punta Bianca (promontorio orientale del golfo di La Spezia) e tra Pitelli e Termo (pressi di La Spezia). Rocce ofiolitiche si trovano limitatamente alle aree di Bibola, presso Falcinello e a NE di Corvara.

1.1. - ROCCE LAPIDEE

Attività estrattive sono documentate fino da epoca romana, forse dal II secolo a.C. fino ad almeno il II secolo d.C., ed interessavano prevalentemente i “marmi di Punta Bianca”.

	medio	min.	max.
SiO ₂	1,61	0,47	3,95
Al ₂ O ₃	1,23	0,22	3,06
TiO ₂	0,04	0,01	0,09
Fe ₂ O ₃	0,26	0,09	0,70
CaO	53,59	50,48	55,85
MgO	0,54	0,16	3,02
K ₂ O	0,25	0,05	0,61
MnO	0,07	0,05	0,13
P.F.	42,41		

Lo stesso Autore distingue il “marmo lunense” dal classico “marmo di Carrara” per la minore dimensione dei cristalli calcitici, per la costante presenza di muscovite e per le occasionali vene di ankerite ocracea. Vene ed orizzonti stratoidi mineralizzati a siderite-ankerite, ematite, limonite ed ossidi di manganese (uno dei quali è esposto lungo il sentiero litoraneo, a monte della caletta di Punta Bianca, in corrispondenza del tetto del corpo marmoreo) sono stati coltivati anche nell’area di Santa Croce nelle unità sottostanti (CIARAPICA *et alii*, 1985; TANELLI, 1983).

Almeno fino agli anni '40 era molto sviluppata l'estrazione delle arenarie, principalmente Macigno (**MAC**) e “arenarie di M. Gottero” (**GOT**), come pietra da costruzione. Le principali cave di arenarie del Macigno (**MAC**) erano concentrate nel promontorio occidentale del golfo di La Spezia. In particolare l'escavazione si concentrava sugli strati arenacei più spessi, massivi, con intervallo di Bouma prevalente Ta, e grossolani. ZACCAGNA (1936) riporta che nei pressi di Biassa questa pietra «presenta eccezionale resistenza tanto alle azioni meteoriche che all'attrito; ragione quest'ultima che la rende assai atta alla pavimentazione stradale». Altre aree tipiche di estrazione erano presenti lungo il Canale Riccò, nei pressi del bivio di Bramapane e di Vezzano Ligure. Le “arenarie di M. Gottero” (**GOT**) venivano estratte principalmente nei pressi di Follo.

Anche le unità carbonatiche della Successione Toscana sono state, soprattutto in passato, interessate da un'intensa attività estrattiva. I materiali lapidei estratti erano utilizzati per gli usi più svariati, dalle pietre ornamentali (“portoro”, **PRT**, e Rosso Ammonitico, **RSA**) alla produzione di calce (calcarei dolomitici). Importanti cave di “portoro” (**PRT**) erano ubicate nell'Isola Palmaria e del Tino, ma la varietà più pregiata per la presenza di “macchie” particolarmente evidenti proviene dalle cave della Castellana. ZACCAGNA (1935) segnala che nell’area di La Spezia venivano coltivati fino a sei livelli di “portoro” (**PRT**) che, a partire dal basso assumevano il nome di: “sottozoccolo”, “zoccolo”, “banco”, “scalino”, “marmorizzato”, “macchia fina”.

Il Rosso Ammonitico veniva estratto principalmente dalle cave del Vallone di Biassa.

1.2. - INERTI

Fino a non molto tempo fa era molto diffusa l'estrazione in alveo di materiali alluvionale (sabbie e conglomerati) per l'edilizia. In particolar modo, questo tipo di attività era molto fiorente lungo tutta la pianura alluvionale dei fiumi Magra e Vara. Attualmente l'estrazione in alveo è molto limitata e gli inerti per l'edilizia vengono per lo più ricavati per disgregazione meccanica di rocce lapi-

dee della Successione Toscana carbonatica (cave nella valle di Biassa), o da quelle ofiolitiche (Falcinello e M.Porro), soprattutto per quanto concerne il loro utilizzo come “breccia” per la costruzione di rilevati stradali o massicciate ferroviarie.

1.3. - MINIERE

Negli anni '30, nelle rocce ofiolitiche e nei “diaspri” furono fatte numerose prospezioni minerarie per la ricerca di rame e manganese. Negli anni '40 vennero sfruttati alcuni piccoli giacimenti di rame nelle serpentiniti affioranti nei pressi di Corvara.

Dalla prima metà dell'800 fino agli anni '50, nei pressi di Sarzana (area estrattiva di Nave-Sarzanello-Caniparola) nel “subsistema di Sarzanello-Caniparola” (**ASZ₁**) erano coltivate miniere di lignite prima con cave a cielo aperto e poi in galleria.

2. - ACQUE SORGIVE ED ACQUIFERI

Gli acquiferi attualmente più sfruttati sono rappresentati principalmente dai depositi alluvionali dei fondovalle, in particolare dei fiumi Magra e Vara. Il materasso alluvionale della pianura del fiume Magra costituisce sicuramente il più importante sistema di acquiferi in sedimenti sciolti; essi sono strettamente in relazione all'assetto stratigrafico e deposizionale del Bacino Neogenico-Quaternario di Sarzana. Gli acquiferi più superficiali sono costituiti da conglomerati e sabbie del “sistema della Bassa Val di Magra” (**BVM**) e dai depositi terrazzati tardo-quaternari. La caratterizzazione dei vari subsistemi del sistema **BVM** in corpi sedimentari a granulometria decrescente verso l'alto suggerisce che nei primi 100 m del sottosuolo della pianura del fiume Magra vi siano acquiferi multipli parzialmente o totalmente confinati. Acquiferi più profondi sono rappresentati verosimilmente dai depositi grossolani del “sistema di Sarzana” (**ASZ**) in particolare **ASZ_{2a}**, **ASZ₃** e **ASZ₄**. I depositi del sistema **ASZ**, per il loro assetto strutturale, rappresentano inoltre un importante elemento di ricarica dal margine apuano per le falde della pianura.

La sottile copertura quaternaria e la sua natura prevalentemente pelitica rende la pianura costiera di La Spezia un'area di scarsa importanza per gli acquiferi in sedimenti sciolti. I terreni del substrato che affiorano nell'area del golfo di La Spezia hanno sicuramente un più importante significato idrogeologico.

Tra le rocce del substrato quelle con maggiori potenzialità, data la loro permeabilità e porosità primaria, sono le litofacies più grossolane delle arenarie del

Macigno (**MAC**), soprattutto se intensamente fratturate. Nonostante ciò, nel promontorio occidentale del golfo di La Spezia, ed in particolare sul versante esposto ad occidente, questa unità è relativamente avara di sorgenti (l'unica di una certa entità è rappresentata dalla Fonte del Vescovo). Il motivo è probabilmente da ricercarsi sia nell'assetto generalmente a reggipoggio, e quindi non favorevole alla fuoriuscita delle acque contenute negli intervalli arenacei, se non dove siano presenti fratture, sia nella dimensione relativamente ridotta dei bacini idrografici di raccolta. Nel Macigno nei dintorni di Vernazza è segnalata dal Ministero dell'Ambiente tra le "Cento sorgenti d'Italia" quella del Santuario della Madonna di Reggio.

Le altre unità arenacee, come ad esempio le "arenarie di M. Gottero" (**GOT**) o quelle del Bratica, hanno caratteristiche meno favorevoli, sia per una diagenesi più spinta ("arenarie di M. Gottero", **GOT**) sia per la loro granulometria più fine e per lo spessore esiguo degli strati ("arenarie di Ponte Bratica", **ARB**).

Il contatto tra il Macigno (**MAC**) e la Scaglia Toscana (**STO**) è segnato da sorgenti numerose ma di modesta portata. Le più significative sono quelle nei dintorni di Codeglia.

Le unità carbonatiche della Falda Toscana sono di per sè poco permeabili, ma presentano generalmente una buona permeabilità per fatturazione. Ciò ha dato origine a numerose sorgenti, spesso localizzate in corrispondenza di cavità carsiche, localmente chiamate "sprugole". Alcune di queste in passato erano usate anche per alimentare le macine dei mulini, in quanto l'acqua usciva in superficie con un certo gradiente di pressione. ZACCAGNA (1936), descrive una di queste sorgenti in pressione nei pressi di Cadimare (golfo di La Spezia) «*la polla di Cadimare, che costituiva una meraviglia del Golfo, e che formò oggetto di studio al Vallisneri ed allo Spallanzani è ormai scomparsa perchè rimasta obliterata dalle costruzioni eseguite a Cadimare dalla R. Marina. Era un'abbondante sorgente d'acqua dolce che emergeva colla sua forza ascensionale in forma di cono rovescio dalle acque salse che la circondavano a una certa distanza dalla ripa rocciosa di Cadimare. Anche questa sorgente aveva la sua origine dalle Sprugole summenzionate, probabilmente a mezzo di grandi faglie traversanti la massa rocciosa a N. della Spezia*».

Anche i "diaspri" (**DSD**) sono dei buoni acquiferi a causa della loro intensa fratturazione e della loro posizione stratigrafica, in quanto confinati tra due unità praticamente impermeabili (Marne a *Posidonia*, **POD**, e Scaglia Toscana, **STO**).

VIII - DISSESTO IDROGEOLOGICO

Nell'area del Foglio il dissesto geologico si manifesta con una distribuzione ampia e con esempi datati nella letteratura scientifica e nelle cronache dei secoli scorsi (TERRANOVA, 1984 *cum bibl.*). Si tratta di dissesti generalmente riferibili a fenomeni di instabilità dei versanti, innescati dalla forte dinamica morfologica che caratterizza non solo l'area emersa del Foglio, ma anche i fondali antistanti. L'intensità di questa dinamica morfologica è determinata dalla recente attività tettonica (FEDERICI, 1987), dalle oscillazioni eustatiche e dalla incessante azione del mare lungo la costa (RAMELLA *et alii*, 1987; TERRANOVA, 1987).

La franosità nell'area del Foglio deriva dalla combinazione di vari aspetti legati alla complessa storia geologica di tutto il rilievo ligure, che ha sovrapposto caratteri strutturali e stratigrafici a processi morfogenetici particolarmente attivi. Questi ultimi si manifestano spesso con fenomeni gravitativi diffusi che possono essere di dinamica recente o residui di situazioni antiche ora parzialmente riattivate (**a₁**). Questi si distinguono dai corpi di frana antichi non recentemente riattivati o naturalmente stabilizzati (**a_{1a}**). Tali fenomeni si concentrano in aree aventi particolari caratteristiche morfologiche, stratigrafiche e strutturali. Le aree maggiormente interessate da fenomeni attivi (**a₁**) sono rappresentate dalla fascia costiera che presenta un profilo topografico in genere particolarmente acclive. Tale situazione morfologica, predisponente i movimenti di massa, viene ad essere ulteriormente aggravata da caratteristiche di giacitura con un assetto strutturale spesso sfavorevole, rappresentato da strati posti prevalentemente a franapoggio.

Gli aspetti litologici e stratigrafici assumono anch'essi una valenza nella propensione allo sviluppo di fenomeni franosi, soprattutto nelle situazioni in cui sono presenti alternanze di litotipi pelitico-arenacei (Macigno, **MAC**) e litologie prevalentemente argillose ("argille e calcari di Canetolo", **ACC**). In situazioni di questo tipo la tipologia dei movimenti, secondo la classificazione di CRUDEN & VARNES (1996), è prevalentemente associabile allo scivolamento planare, crollo e frane di tipo complesso. Ogni tipologia di movimento è a sua volta riferibile alla combinazione di caratteristiche morfologiche e geo-strutturali nonché antropiche, per cui spesso le frane di crollo si manifestano sulle falesie (P.ta Linà, Vernazza, Corniglia, Manarola, Riomaggiore, Seno di Canneto, Campi) in situazioni in cui l'azione delle mareggiate risulta il principale fattore innescante (TERRANOVA, 1984, 1987; CEVASCO, 2000). Le frane di scivolamento planare si localizzano in presenza di scarpate o valli nelle quali l'assetto giaciturale risulta a franapoggio meno inclinato del pendio (P.ta Palma). Situazioni più complesse, come ad esempio la frana di Guvano, Macereto e Manarola, sono il risultato di caratteristiche geomorfologiche predisponenti (falesia) e caratteristiche geo-strutturali altrettanto complesse (intensa fratturazione e litotipi con caratteristiche geo-meccaniche scadenti). Nel Foglio sono stati riportati solo i fenomeni di una certa rilevanza, anche se questo tipo di franosità è generalmente diffuso lungo tutti i versanti esposti ad occidente dei promontori occidentale ed orientale del golfo di La Spezia.

Una situazione diversa si riscontra generalmente in sinistra idrografica del fiume Magra, dove l'attività dei fenomeni franosi o dei materiali derivanti da processi gravitativi di versante, si manifesta prevalentemente con situazioni di quiescenza o di riattivazione totale o parziale (**a₁**) di vecchi fenomeni gravitativi (**a_{1a}**). In questa area la dinamica morfologica legata ai processi gravitativi di versante si presenta in genere con fenomeni piuttosto ridotti in estensione e quindi non cartografabili, anche se diffusi, e con movimenti solo raramente profondi (Bolano, Ponzano superiore); infatti la maggior parte dei processi si manifesta con movimenti lenti, determinati da scollamenti della coltre detritica superficiale rispetto al substrato generalmente argillitico.

Altre situazioni di potenziale pericolosità sono ravvisabili là dove sono presenti spesse coltri di detrito di falda (**a₃**) in prossimità di falesie o poggianti su superfici di strato a franapoggio.

Anche nell'area di questo Foglio si rilevano situazioni simili ad altre aree dell'Appennino settentrionale dove, ad esempio, si sviluppano fenomeni di dissesto di varia tipologia ed estensione in situazioni quali il contatto fra Macigno (**MAC**) e Scaglia toscana (**STO**) (in località Caste nei pressi di Corvara; Codeglia) in concomitanza di materiali più competenti giacenti su materiali plastici impermeabili.

Morfologie e dissesti legati a frane antiche, ma di cui attualmente non si ha evidenza di attività (**a_{1a}**), sono state osservate nei pressi di Corniglia, Bolano, Bibola e Cadriano.

L'attività antropica nell'area si è manifestata fin da tempi remoti, per cui la presenza dell'uomo sul territorio ha condizionato la gestione di estese aree a potenziale produzione prevalentemente agricola. Questa attività ha dato luogo ad una estesa parcellizzazione delle aree in tutto il territorio, anche in aree particolarmente acclivi; in tale situazione l'attività antropica si è manifestata attraverso la realizzazione di un imponente sistema di terrazzamenti realizzati mediante la costruzione di muretti a secco ("fasce", TERRANOVA, 1989). Il progressivo abbandono, in tempi relativamente recenti, di tali aree ha creato le condizioni per una insufficiente manutenzione del sistema a "fasce" e per il suo smantellamento da parte degli agenti morfogenetici. Nel momento in cui l'azione di disgregazione del singolo muretto inizia, si innescano una serie di processi collegati fra loro che si manifestano sia a monte che a valle con un effetto a catena. La situazione di degrado nelle tipiche "fasce" è progressivamente sempre più importante progredendo verso situazioni di reale pericolo, data la possibilità che tali fenomeni si propaghino ad interi versanti. La propagazione di questi fenomeni franosi ad aree più estese può portare ad effetti devastanti anche per aree a presenza antropica rilevante, quali i numerosi centri abitati ai piedi dei versanti. Una situazione altrettanto pericolosa si può manifestare nei fondovalle che, in particolare modo nell'area delle Cinque Terre, sono tipicamente stretti e con versanti molto acclivi. Infatti possibili evoluzioni del fenomeno di smantellamento delle "fasce" potrebbero innescare movimenti di versante capaci di sbarrare i corsi d'acqua determinando la formazione di laghi da sbarramento da frana nella parte a monte, con conseguenze del tutto imprevedibili per fenomeni di collasso ed inondazione della parte a valle o di sovralluvionamento della parte a monte.

PROGETTO
CARG

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano il personale scientifico e tecnico del Dipartimento per lo studio del Territorio e delle sue Risorse (DIPTERIS) dell'Università di Genova per la cortese disponibilità e l'aiuto fornito.

Un ringraziamento particolare al Prof. Giorgio Zanzucchi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Parma per l'attento esame delle Note e del Foglio e per i preziosi suggerimenti forniti, e al Prof. Remo Terranova (DIPTERIS) per le proficue discussioni nelle fasi iniziali del rilevamento del Foglio.

Gli autori sono grati al Prof. Marino Marini (DIPTERIS) ed al Dr. Alberto Mazzali (Autorità di Bacino Fiume Magra, Sarzana) che hanno segnalato errori ed omissioni presenti nelle bozze precedenti la versione finale del Foglio.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1966) - *Nuovi dati sull'età del Macigno e degli Scisti Policromi della Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 655-666, Roma.
- ABBATE E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria Orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 923-1014, 63 figg., 4 tavv., Pisa.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1967) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Vezzano Ligure (La Spezia)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 1-22, 1 carta geol., Pisa.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1984) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e delle interpretazioni dal 1970 in poi*. In: «Cento anni di geologia italiana», Giubileo I Centenario Soc.Geol. It.: 215-240, Roma.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1967) - *Suddivisioni litostratigrafiche nei Calcari ad Elmintoidi Auct. della placca del'Ebro-Antola e correlazioni con terreni simili affioranti tra Voghera e Castelnuovo ne' Monti (Appennino settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 23-65, Pisa.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.): «Development of the Northern Apennines geosyncline». Sedim. Geol., spec. issue, **4**, (3-4): 251-340, Leiden.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 115-26, Roma.
- ABBATE E., BALESTRIERI M.L., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLO C. (1994) - *Fission-track datings and recent rapid denudation in Northern Apennines, Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 579-585, Roma.
- ABBATE E., BECCALUVA L., BORTOLOTTI V., GALBIATI B., PICCARDO G.B., PRINCIPI G. & SERRI G. (1980) - *Eastern Liguria ophiolite nappes*. Ofioliti, VI Ophiolite Field Conference, Italy: 65-97, Bologna.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., MARCUCCI M., PASSERINI P. & PRINCIPI G. (1994) - *Genetic models for the Northern Apennines ophiolites: a discussion in the light of radiolarian biostratigraphy*. Ofioliti, **19**: 333-347, Bologna.
- ALBANI D., GRISELLI A. & MORI A. (1940) - *Ricerche sulle variazioni delle spiagge italiane: Le spiagge toscane*. C.N.R. **2**, Roma.
- AMBROSI A.C. (1972) - *Corpus delle statue-stele lunigianesi*. Ist. Int. Studi liguri, Collana Storica Liguria orientale, **6**: 79-80.
- AMBROSI A.C. & FEOLA I. (1951) - *La caverna ossifera di Cassana, scheda del Catasto delle Grotte del Gruppo speleologico Lunense*. Mem. Acc. Lun. Sc., **23**: 123, La Spezia.
- ANELLI M. (1938) - *Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza*. Atti R. Acc. Sc. Lett. Arti Modena, ser. 5, **3**: 1-37, Modena.
- ANGRISANO G. & SEGRE A.G. (1969) - *La carta batimetrica del Mediterraneo nord occidentale*, I.I. 1501. I.I.M. F.C. 1030/2.
- ASSERETO R. & FOLK R.L. (1980) - *Diagenetic fabrics of aragonite, calcite and dolomite in an ancient peritidal-spelean environment: Triassic Calcare Rosso, Lombardia, Italy*. Journ. Sed. Petrology, **50**: 371-394, Tulsa.
- BAGNOLI G. (1982) - *Ladinian platform conodonts from Punta Bianca (La Spezia Italy)*. Atti Soc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **89**: 1-10, Pisa.
- BAGNOLI G., GIANELLI G., PUXEDDU M., RAU A., SQUARCI P. & TONGIORGI M. (1979) - *A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan Paleozoic basement*. Mem. Soc. Geol. It., **2**: 99-116, Pisa.
- BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della falda toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, (2): 213-244, Pisa.

- BALESTRIERI M.L., ABBATE E. & BIGAZZI G. (1996) – *Insights on the thermal evolution of the Ligurian Apennines (Italy) through fission-track analysis*. Journ. Geol. Soc. London, **153**: 419-425, London.
- BARBAGELATA M.P. (1991) - *Le caratteristiche sedimentologiche e le proprietà acustiche dei sedimenti superficiali della baia della Spezia*. Tesi di laurea, inedita, Genova.
- BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) – *La stratigrafia della Valle di Roccafererra (Appennino Parmense)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., **102**: 155-210, Pisa.
- BARBIERI F., PAPANI G. & ZANZUCCHI G. (1968) - *Considerazioni stratigrafiche e tettoniche sull'alto Appennino ligure-emiliano*. Acta Naturalia, Ateneo Parmense, **4**: 1-40, Parma.
- BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI L. & BRANCOLINI G. (1991) - *Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: Stato dell'arte*. Stud. Geol. Camerti, vol. spec., **1**: 115-140, Camerino.
- BAUMGARTNER P.O., BARTOLINI A., CARTER E.S., CONTI M., CORTESE G., DANIELIAN T., DE WEVER P., DUMITRICA P., DUMITRICA-JUD R., GORICAN S., GUOX J., HULL D.M., KITO N., MARCUCCI M., MATSUOKA A., MURCHEY B., O'DOGHERTY L., SAVARY J., VISHNEVSKAYA V., WIDZ D. & YAO A. (1995) - *Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations*. In: BAUMGARTNER *et alii* (Eds.): «*Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: occurrences, systematics, biochronology*». Mém. Géologie, **23**: 1013-1048, Lausanne.
- BEHRMANN B.R. (1935-36) - *Die Faltenbogen des Apennins und ihre palaeogeographische Entwicklung*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., ser. 3, **15**, Beitr. Geol. West. Medit. Geb., n.16: pp. 126, 1 carta geol., Göttingen.
- BEHRMANN B.R. (1958) - *Die Geotektonische Entwicklung des Apennin-Systems*. Geotekt. Forsch., **H. 12**, (1-2): 1-97, 2 tavv., Stuttgart.
- BELLOTTI P., CHIOCCI F.L., MILLI S., TORTORA P. & VALERI P. (1994) – *Sequence stratigraphy and depositional setting of Tiber delta: integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data*. Journ. Sedim. Reserch., **B64**, (3): 416-432, Tulsa.
- BENVENUTI M. & MARTINI I.P. (2002) - *Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposits*. Int. Ass. Sedimentologists, spec. publ., **32**: 167-193, Oxford.
- BERGGREN W.A. & MILLER K.G. (1988) - *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology*. Micropal., **34**: 362-380, New York.
- BERNINI M. (1991) - *Le strutture estensionali della Lunigiana (Appennino settentrionale): proposta di un nuovo modello deformativo*. Atti Tic. Sci. Terra, **34**: 29-38, Pavia.
- BERNINI M. & LASAGNA S. (1988) - *Rilevamento geologico e analisi strutturale del Bacino dell'alta Val Magra tra M. Orsaro e Pontremoli (Appennino Settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **95**: 139-183, Pisa.
- BERNINI M., BOCCALETTI M., MORATTI G., PAPANI G., SANI F. & TORELLI L. (1990) - *Episodi compressivi neogenico-quadernari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale*. Dati in mare e a terra. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 577-589, Roma.
- BERNINI M., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1997) - *Schema strutturale dell'Appennino Nord-Occidentale*. Acta Naturalia, Ateneo Parmense, **33**: 43-54, Parma.
- BERTINI G. & ZAN L. (1974) – *Nuovi dati riguardanti i Calcari di Ottone ed il Complesso di Casanova*. Boll. Soc. Geol. d'It., **93**: 913-926, Roma.
- BERTOLDI R., BINOTTI A. & CASTELLO F. (1994) - *Reevesia and Itca in the pollen flora of the upper Neogene continental deposit at Sarzana (lower Magra Valley, northern Italy)*. Rev. Paleobot. Palyn., **80**: 159-172, Amsterdam.
- BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M. & SANTI R. (1986) – *Le argilliti a blocchi di M. Verio: considerazioni sull'evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo Superiore*. Ofioliti, **11**: 192-221, Bologna.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. First Int. Conf. Planktonic Microfossils., **1**, (1967): 199-422, Geneva.

- BLOW W.H. (1979) - *The Cainozoic Globigerinida*. pp. 1413, E.J. BRILL, Leiden.
- BOCCALETTI M. & BORTOLOTTI V. (1965) - *Lacune della Serie Toscana 1. Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 271-356, Roma.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino settentrionale 1:250.000*. CNR Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA, Firenze.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967) - *Lacune della Serie Toscana 3. Stratigrafia del Mesozoico nella zona di Equi Terme (Lunigiana)*. Bol. Soc. Geol. It., **86**: 503-23, Roma.
- BOCCALETTI M. & SANI F. (1998) - *Lcover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines*. Tectonics, **17**: 112-130, Washington.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995a) - *Nuove ipotesi sulla genesi e l'evoluzione dei bacini post-nappe in relazione alle fasi compressive neogenico-quadernarie dell'Appennino Settentrionale*. Acc. Naz. Scienze detta dei XL, Scritti e Documenti, **14**: 229-262, Roma.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995b) - *Le fasi compressive neogenico-quadernarie dell'Appennino Settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni con la tettonica del basamento*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1**: 51-72, Camerino.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1992) - *Late Miocene-Quaternary compressive events in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines*. Ann. Tecton., **6**: 214-230, Firenze.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373, Roma.
- BOCCALETTI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (a cura di) (1987) - *Note illustrative della carta strutturale dell'Appennino settentrionale*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, sottoprogramma 5 Modello Strutturale; Pubbl. **429** - 1982: pp. 203, Firenze.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, **234**: 108-111, London.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle Formazioni Mesozoiche della Val di Lima*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 847-922, Roma.
- BONIA A. (1961) - *Per la geologia dell'Appennino Settentrionale ad W della linea La Spezia-Piacenza*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **12**: 331-348, 1 carta geol., Pavia.
- BORSI S., FERRARA G., RAU A. & TONGIORGI M. (1967) - *Determinazioni col metodo Rb/Sr delle filadi e quarziti listate di Buti (Monti Pisani)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **73**: 632-646, Pisa.
- BORTOLOTTI V. & PIRINI C. (1965) - *Nota preliminare sull'età della base del Macigno*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 29-36, Roma.
- BORTOLOTTI V., MANNORI G., PICCINI L., AIELLO I.W., CHIARI M., PRINCIPI G. & REALE V. (in stampa) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 232, Sestri Levante*. Servizio Geologico d'Italia.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequence*. In: G. SESTINI (Ed.): «*Development of the Northern Apennines geosyncline*». Sedim. Geol., spec. issue, **4**, (3-4): 341-444, Leiden.
- BOWN P.R., COOPER M.K.E. & LORD A.R. (1988) - *A calcareous nannofossil biozonation scheme for the early to mid Mesozoic*. Newsletter stratigr., **20**: 91-114, London.
- BRAGA G. & MARCHETTI G. (1970) - *Sulla presenza di arenarie tuftitiche nella Liguria orientale e dati sulla loro età*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **21**: 115-122, Pavia.

- BRESLAU L.R. & EDGERTON H.E. (1972) – *The Gulf of La Spezia, Italy; A case History of Seismic-Sedimentologic Correlation*. The Mediterranean Sea; A Natural Sedimentation Laboratory: 177-188, Genova.
- BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1994) - *New sedimentological and petrographical data on the Oligo-Miocene turbiditic formations of the Tuscan Domain*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 251-60, Roma.
- CANAVARI M. (1886) - *Contribuzione alla fauna del Lias inferiore di Spezia*. Mem. R. Com. Geol. It., **3** (2): 173 pp., 9 tavv., Roma.
- CANAVARI M. (1888) - *Ammoniti liassiche di Monte Parodi di Spezia*. Atti Soc. Toscana di Sc., Nat., Processi Verbali, **5**, 68-97.
- CANAVARI M., LOTTI B. & ZACCAGNA D. (1883) - *Di alcune Ammoniti del Lias medio rinvenute al Monte Parodi di Spezia*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb., **3**: 246, Pisa.
- CAPELLINI G. (1860) - *Cenni geologici sul giacimento delle ligniti della bassa Val di Magra*. Mem. Regia Acc. Sci., ser. 2, **19**: 1-34, Modena.
- CAPELLINI G. (1862a) - *Etude stratigraphiques et paleontologiques sur l'infralias dans les montagnes du golfe de La Spezia*. Bull. Soc. Géol. Fr., ser. 2, **19**: 675-678, Paris.
- CAPELLINI G. (1862b) - *Studi stratigrafici e paleontologici sull'Infralias nelle montagne del golfo della Spezia*. Mem. Acc. Sc. Ist. Bologna, ser. 2, **1**: 247-318, 2 tavv., Bologna.
- CAPELLINI G. (1864) - *Descrizione geologica dei dintorni del Golfo della Spezia e Vali di Magra Inferiore*. pp. 152, 3 tavv., Tip. Gamberini & Papalini, Bologna.
- CAPELLINI G. (1866-67) - *Fossili infraliasici dei dintorni del Golfo della Spezia*. Mem. R. Acc. Sci. Ist. Bologna, ser. 2, **5**: 413-486, 6 tavv.; ser.2a, **7**: 3-24, 3 tavv., Bologna.
- CAPELLINI G. (1873) - *Grotta dei Colombi a l'île Palmaria, golfe de La Spezia, station de cannibales à l'époque de la Madeleine*. Congr. Int. Anthropol. Préhist., C.R. 5a session (Bologne 1871): 392-416, 3 tavv., Bologna.
- CAPELLINI G. (1881) - *Resti di Tapiro nella lignite di Sarzanello*. Mem. Regia Acc. Naz. Lincei, ser. 3, **9**: 76-80, Roma.
- CAPELLINI G. (1889) - *Gli antichi confini del Golfo della Spezia*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, ser. 4, **5**: 185-189, Roma.
- CAPELLINI G. (1896) - *Caverne e breccie ossifere nei dintorni del Golfo della Spezia*. Mem. R. Acc. Sc. Ist. Bologna, ser. 5, **6**: 199-215, 2 tavv., Bologna.
- CAPELLINI G. (1902) - *Note esplicative della carta geologica dei dintorni del Golfo di Spezia e Val di Magra inferiore*. pp. 46, Tipogr. Bertero, Roma.
- CAPELLINI G. (1913) - *Resti di mammiferi nelle argille terziarie di Ponzano Magra*. Mem. R. Acc. Sc. Ist. Bologna, serie 6, **10**: 123-128, Bologna.
- CAPELLINI G. (1917-18) - *La polla di Cadimare nel Golfo della Spezia*. Mem. R. Acc. Sc. Ist. Bologna, n. ser., **22**: 23-31, Bologna.
- CARAZZI D. (1890) - *La grotta dei Colombi dell'Isola Palmaria (Golfo della Spezia)*. Ann. Mus. Civ. Nat. Genova, 33, ser. 2, **9**: 33-59, Genova.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9** (6): 1275-1303, Washington.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Journ. Geol., **86**: 487-504, Chicago.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1980) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialica delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 93-100, Roma.
- CAROSI R., LEONI L., LEZZERINI M., MONTOMOLI C., PERTUSATI P.C. & SARTORI F. (1999a) – *Dati preliminari sulla cristallinità dell' illite e della clorite in alcune formazioni della Falda Toscana nell' area di La Spezia (Appennino settentrionale)*. Plinius, **22**: 93-94, Milano.

- CAROSI R., MARRONI M. & STORTI F. (1991) - *Structural setting of Punta Bianca area (Northern Apennines, Italy)*. In: LAZZAROTTO et al. (Eds.): «Geologia del Basamento Italiano»: 127-129, Siena.
- CAROSI R., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P.C. (1999b) – *Poliphase tectono-metamorphic evolution of the Tuscan Nappe of the Northern Apennines in the La Spezia area*. GEOITALIA, 2° Forum FIST, 1: 278-280, Padova.
- CARRA G. (1991) - *Studio geologico e rilevamento del Promontorio occidentale del Golfo della Spezia: nuova interpretazione della successione carnico-hettangiana*. Tesi di laurea inedita, Univ. Studi Parma, Parma.
- CARTER K. (1990) - *Construction and collapse of an orogen. Tectonic, strain and fluid history of the Tuscan Nappe, Northern Apennines, Italy*. Tesi di dottorato inedita, Università del Texas, Austin.
- CARTER K. (1992) - *Evolution of staked, ductile shear zones in carbonates from mid-crustal levels: Tuscan Nappe, N. Apennines, Italy*. Journ. Struct. Geol., **14**: 181-192, Oxford.
- CASELLA F. & TERRANOVA R. (1964) - *Studio stratigrafico e tettonico dei terreni cretacei nella Valle Lavagna e nelle zone limitrofe (Appennino ligure orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **1**: 347-472, Genova.
- CASELLI C. (1931) - *Il marmo "portoro"*. Marmi, Pietre, Graniti, **9**: 4-16, Carrara.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1996) - *Le Marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra Dominio subligure e Dominio Toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **103**: 1-30, Pisa.
- CATTANEO A. & TRINCARDI F. (1999) - *The late Quaternary transgressive record in the Adriatic Epicontinental Sea; basin widening and facies partitioning*. In: K. BERGMAN & J. Snedden (Eds.): «*Isolated shallow marine sand bodies; sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation*». Soc. Sedim. Geol. (SEPM), spec. publ., **64**: 127-146, Albuquerque.
- CAVARRETTA G., PUXEDDU M., FRANCESCHELLI M., PANDELI E. & VALORI A. (1992) - *Tourmalinites from the Triassic "verrucano" of the Northern Apennines, Italy*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Coccozza. IGCP project n.276, Newsletter, **5**: 335- 338, Siena.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del dominio toscano interni tra il Trias superiore e il Miocene medio*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **82**: 43-59, Pisa.
- CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1991) – *Carta geologica dell'Appennino Emiliano-Romagnolo 1:50.000 - F° 217 Neviano degli Arduini*. Regione Emilia-Romagna, S.El.Ca, Firenze.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1995) - *La posizione del Flysch ad Elmintoidi (Formazione del M.Antola e formazione di Ortonovo) nella piega Castelpoggio-Ortonovo a NW delle Alpi Apuane*. In: R. POLINO & R. SACCHI (Eds.): «*Atti Convegno Rapporti Alpi-Appennino*», Peveragno (CN), 1994, Acc. Naz. Sci.: 181-193, Roma.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., PLESI G., GIAMMATTEI L., FRANCESCHELLI M. & LEONI L. (1985) - *La cristallinità dell'illite nelle Argille e Calcari (Unità di Canetolo) tra La Spezia e l'Alta Val Parma (Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 421-427, Roma.
- CERRINA FERONI A., PLESI G., FANELLI G., LEONI L. & MARTINELLI P. (1983) - *Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della Falda Toscana nell' area del ricoprimento apuano*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 269-280, Roma.
- CEVASCO A. (2000) – *Fenomeni d'instabilità in alcuni tratti a costa alta della Liguria Orientale*. Tesi di dottorato inedita, XIII Ciclo, Consorzio Univ. Cagliari, Genova e Torino.
- CHIARI M., MARCUCCI M. & PRINCIPI G. (2000) - *The age of the radiolarian cherts associated with the ophiolites in the Apennines (Italy) and Corsica (France): a revision*. Ophioliti, **25** (2): 141-146, Bologna.
- CHIOCCI F.L. (2000) – *Depositional response to Quaternary fourth-order sea-level fluctuations on the*

- Latium margin (Tyrrhenian Sea, Italy)*. In: «Sedimentary response to forced regressions». Geol. Soc., spec. publ. **172**: 271-289, London.
- CHIOCCI F.L., ERCILLA G. & TORRES J. (1997) – *Stratal architecture of western Mediterranean margins as the of the stacking result of Quaternary lowstand deposits below glacio-eustatic fluctuation base-level*. Sedim. Geol., **112**, (3-4): 195-217, Amsterdam.
- CIARAPICA G. (1985) - *Il Trias dell'Unità di Portovenere e confronti con le coeve successioni Apuane e Toscane: revisione degli "Strati a R. Contorta Auclt." dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 135-151, Roma.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1980a) - *La litostratigrafia della serie triassica del promontorio occidentale del Golfo di La Spezia*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 51-61, Roma.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1980b) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica a livello del Trias nella Toscana a Nord dell'Arno e sue implicazioni tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 41-49, Roma.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1982) - *Panoramica sulla geologia delle Alpi Apuane alla luce delle più recenti ricerche*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 193-208, Roma.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1994) - *The Tuscan Nappe in Northern Apennines: data, doubts, hypotheses*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1): 7-22, Roma.
- CIARAPICA G. & ZANINETTI L. (1984) - *Foraminifères et biostratigraphie dans le Trias supérieur de la série de La Spezia (Dolomies de Coregna et Formation de La Spezia, nouvelles formations) Appennin septentrional*. Rev. de Paléontologie, **3**: 117-34, Genève.
- CIARAPICA G., OLIVERO S. & PASSERI L. (1985) - *Inquadramento geologico delle principali mineralizzazioni Apuane ed indizi in favore di una metallogenesi triassica*. L'industria mineraria, **1**: 19-37, Roma.
- CIPRIANI C. (1961) - *Ricerche sulle arenarie: III, la composizione mineralogica di una serie di rocce della formazione del Macigno*. Per. Min., **30**: 23-66, 3 tavv., Roma.
- CIPRIANI C. & MALESANI P.G. (1963) - *Ricerche sulle arenarie 9. Caratteristiche e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 339-374, Pisa.
- CIPRIANI C. & MALESANI P.G. (1972) - *Composizione mineralogica delle frazioni pelitiche delle Formazioni del Macigno e Marnoso-arenacea (Appennino settentrionale)*. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, **29**: 1-25, Padova.
- CIPRIANI N., MALESANI P.G. & VANNUCCI S. (1985) - *Distribuzione e rapporti dei sedimenti oligocenici e miocenici nell'Appennino settentrionale*. Miner. Petrogr. Acta, **39**: 191-210, Bologna.
- COLANTONI P., PRETI M. & VILLANI B. (1990) – *Sistema deposizionale e linea di riva olocenica sommersi in Adriatico al largo di Ravenna*. Giorn. di Geol., ser. 3^a, **52/1-2**: 1-18, Bologna.
- COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA C.N.R. (1992) - *Guida al rilevamento della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Serv. Geol. Naz., Quad. ser. 3, **1**: pp. 203, Roma.
- CONTI P., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., ELTER F.M., GATTIGLIO M., LAZZAROTTO A., MECCHERI M., PANDELI E., RAU A., SANDRELLI F., TONGIORGI M. & DI PISA A. (1991). *Structural frame of the Tuscan Paleozoic: a review*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 523-541, Roma.
- COQUAND H., DI COLLEGNO G.P. & PARETO L. (1846) - *Sulla formazione giuro-liassica del Golfo della Spezia*. (Verb. Riun. 17 Sett. 1846, sez. Geol. e Miner.) Atti VIII Riun. Sc. It., Genova 1847: 621-623, Genova.
- CORRADI N., FANUCCI F., FIERRO G., FIRPO M., PICCAZZO M. & MIRABILE L. (1984) - *La piattaforma continentale ligure: caratteri, struttura ed evoluzione*. Rapporto Tecnico Finale del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini" del C.N.R.: 1-34, Roma.
- CORRADI N., FANUCCI F., FIRPO M., PICCAZZO M. & TRAVERSO M. (1980) - *L'Olocene della piattaforma continentale ligure da Portofino alla Spezia*. Ist. Idrogr. Marina Genova, F.C. 1099, Genova.

- CORRADI N., SETTI M. & TUCCI S. (1992) - *Distribuzione dei minerali argillosi nei sedimenti della piattaforma continentale compressa tra Sestri Levante e La Spezia*. Atti 9° Congr. Ass. It. Oceanog. Limnol., S. Margherita Trae 20-23 novembre 1990: 315-324, Genova.
- CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1992) - *Regressioni «forzate», regressioni «deposizionali» e fenomeni di instabilità in unità progradazionali tardo-quadernarie (Adriatico centrale)*. Giorn. di Geol., ser. 3a, **54/1**: 19-36, Bologna.
- CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1999) - *Ricerche Sedimentologiche, stratigrafiche e paleoambientali nei depositi quadernari del Mediterraneo*. Ricerca e Futuro, 14, CNR, Roma.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1992) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre - Val Gordana - M. Sillara (Appennino Settentrionale: implicazioni sulla evoluzione tettono-sedimentaria)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1992/2**, CROP 01/1A: 229-248, Camerino.
- CREMA C. (1915) - *Alcune notizie sulla polla di Cadimare, sulla Sprugnola della Spezia e sui tentativi fatti per captarne le acque*. Boll. R. Com. Geol. It., **45**: 337-349, Roma.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides types and process*. In: A.K. TURNER & R.L. SCHUSTER (Eds.): «*Landslides: Investigation and Mitigation*». National Research Council, Transportation Research Board, Special Report **247**: 36-75, Washington.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc., **42**: pp. 212, La Spezia.
- DE STEFANI C. (1880) - *Quadro complessivo dei terreni che costituiscono l'Appennino Settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., **5**: 206-218, Pisa.
- DE WIKERSLOOTH P. (1934) - *Bau und Entwicklung des Apennins besonders der gebirge Toskana*. Selbstverlag Geol. Inst. Amsterdam, N. Prinseng, **130**: 426 + 12 pp., 7 tavv., Amsterdam.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1971) - *Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **76**, (1): 1-9, Pisa.
- DEL TREDICI S. & ROBBIANO A. (1997) - *Le strutture delle Unità Liguri esterne in Lunigiana e nella bassa Val di Magra (Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sci. Terra, **39**: 129-147, Pavia.
- DEL TREDICI S., GIGLIA G. & ROBBIANO A. (1997) - *Le strutture estensionali duttili della Falda Toscana nelle Apuane nord-occidentali (Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sci. Terra, **39**: 17-237, Pavia.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Catalogo delle Formazioni, Fascicolo I - Unità Validated*. Quaderni Servizio Geologico, ser. 3, **7**: 1-228, Roma.
- DI GIULIO A. & GEDDO G. (1990) - *Studio petrografico delle "arenarie di Casanova" (Alta Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sci. Terra, **39**: 243-254, Pavia.
- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpretino detrital modes of graywackes and arkoses*. Journ. Sed. Petrology, **40**: 695-707, Tulsa.
- ELTER P. (1958) - *Nuove osservazioni sull'"arenaria superiore" nella regione di La Spezia e di Carrara*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 133-146, Roma.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a Nord Ovest delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79**, (2): 273-312, Roma.
- ELTER P. & FEDERICI P.R. (1964) - *Sulla presenza di terreni attribuibili al Trias medio nel promontorio orientale del Golfo de La Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 395-402, Roma.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 121-138, Roma.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375, Roma.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino Ligure: 3. Tentativo di interpretazione delle breccie ofiolitiche cretacee in relazione con i movimenti orogenetici dell'Appennino ligure*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 1-13, Roma.

- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M. & OTTRIA G. (1997) - *Note Illustrative della Carta Geologica alla scala 1:50.000. Foglio 197, Bobbio*. Serv. Geol. d'It.: pp. 106, 14 figg., Roma.
- ELTER P., GIANNINI E., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1960) - *Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, **29** (6): 497-502, Roma.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 373-395, Roma.
- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del Complesso di Casanova (Alta Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sci. Terra, **34**: 7-106, Pavia.
- EVA E., SOLARINO S., SPALLAROSSA D. (2001) - *Seismicity and crustal structure beneath the western Ligurian Sea derived from local earthquake tomography*. Tectonophysics, **339**, (3-4): 495-510, Amsterdam.
- FANUCCI F. (1978) - *Neotettonica dei margini continentali del Mar Ligure*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 535-542, Roma.
- FANUCCI F. (1983) - *Piattaforme mioceniche del margine continentale dell'Appennino Ligure*. Atti 4° Congr. Ass. It. Oceanol. Limnol., Chiavari (1980): 35/1-35/12, Chiavari.
- FANUCCI F. & FIRPO M. (1987) - *Neotectonic map of Italy* (Sheets 1-3, marine areas). C.N.R., P. F. Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica, Roma.
- FANUCCI F. & FIRPO M. (1990) - *Structural model of Italy* (Sheet 1, marine area). C. N. R. , P. F. Geodinamica (Direttore F. Barberi), Sottoprogetto Modello Strutturale Tridimensionale (Responsabile P. Scandone), S.E.I.C.A. Firenze.
- FANUCCI F. & NICOLICH R. (1984) - *Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura, genesi ed evoluzione di un "bacino marginale"*. Mem. Soc. Geol. It., **27**: 97-110, Roma.
- FANUCCI F., CORRADI N., FIERRO G., FIRPO M., PICCAZZO M., RAMELLA A. & TUCCI S. (1987). - *Sismostratigrafia e neotettonica del Mar Ligure*. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, **8** (3): 41-72, Genova.
- FANUCCI F., EVA C., CATTANEO M., FIRPO M. & PICCAZZO M. (1992) - *Tettonica e morfogenesi olocenica in Mar Ligure*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, (1989): 221-227, Roma.
- FANUCCI F., FIERRO G. & REHAULT P. (1974a) - *Evoluzione Quaternaria della piattaforma continentale ligure*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (2): 233-240, Roma.
- FANUCCI F., FIERRO G., FIRPO M., MIRABILE L. & PICCAZZO M. (1979) - *La piattaforma continentale della Liguria appenninica*. Atti Convegno Scientifico Nazionale Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini", Roma 5 - 7 Marzo: 1275-1289, Roma.
- FANUCCI F., FIERRO G., GROSSO F. & PIACENTINO G.B. (1973) - *Contributo di un'indagine sedimentologica a ricerche ecologiche nel Golfo di La Spezia*. Ist. Idr. della Marina, Genova.
- FANUCCI F., FIERRO G., REHAULT J.P. & TERRANOVA R. (1974b) - *Le plateau continental de la mer Ligure de Portofino a La Spezia; étude structurale et évolution plioquaternaire*. C. R. Hebdomadaires des Seances de l'Acad. des Sciences, ser. D: Sciences Naturelles. 279, **14**: 1151-1156, Paris.
- FANUCCI F., FIRPO M., MIRABILE L. & PICCAZZO M. (1978) - *Risultanze di una campagna di sismica a riflessione sul margine continentale del Mar Ligure da Genova a Livorno*. Annali Ist. Univ. Napoli, **47-48**: 163-183, Napoli.
- FANUCCI F., FIRPO M., MORELLI D. & PICCAZZO M. (1994) - *Il Mar Ligure: origine e storia di un bacino mediterraneo*. Studi Geografici in onore di Domenico Ruocco Napoli: 117-130, Napoli.
- FANUCCI F., FIRPO M., PICCAZZO M. & MIRABILE L. (1984) - *Le Plio-Quaternaire de la Mer Ligure: épaisseurs et conditions d'accumulation*. Marine Geology, **55**: 291-303, Amsterdam.
- FANUCCI F., FIRPO M., PICCAZZO M., LEMBO P., PANTALEONE N.A. & SACCHI L. (1992) - *Morphostructural features and evolution of the Ligurian Sea*. Miscellanea IV: 29th Int. Geol. Congress, Kyoto 24 agosto - 3 settembre 1992, Serv. Geol. Naz.: 29-44, IPZS, Roma.

- FANUCCI F., FIRPO M. & VETUSCHI ZUCCOLINI M. (1995) - *Evoluzione delle piattaforme continentali tirreniche e tettonica verticale*. Studi Geol. Camerti, **1**: 391-398, Camerino.
- FANUCCI F., MIRABILE L. & PICCAZZO M. (1980b) - *Le piattaforme continentali del Mar Ligure - Alto Tirreno: proposta di classificazione*. Atti 3° Congr. Ass. It. Oceanol. Limnol.: 105-114, Sorrento.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONI G. (1988) - *Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 159-201, Roma.
- FEDERICI P.R. (1965) - *Nuove conoscenze sulla stratigrafia del Trias medio di Punta Bianca*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 323-329, Roma.
- FEDERICI P.R. (1966) - *Gasteropodi ladini nei calcari di Punta Bianca (Golfo di La Spezia)*. Riv. Ital. Paleont., **72**: 999-1022, Milano.
- FEDERICI P.R. (1967a) - *Prima segnalazione di Lias medio nel Calcare rosso ammonitico dell'Appennino ligure e considerazioni cronologiche sulla stessa formazione in Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, (2): 269-286, Roma.
- FEDERICI P.R. (1967b) - *Un esemplare di Ammonite delle "Marne a Posidonia" di Campiglia nei monti occidentali della Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, (2): 367-372, Roma.
- FEDERICI P.R. (1968) - *Fossili sinemuriani della Liguria orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**, (3): 107-127, 7 tavv., Roma.
- FEDERICI P.R. (1972a) - *Datation absolue de dépôts a A. islandica de la mer ligurienne et reflets sur les mouvements tectoniques actuels*. Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique, **14**, (2): 153-159, Paris.
- FEDERICI P.R. (1972b) - *Saggio bibliografico di Scienze della Terra della Lunigiana*. Mem. Acc. Lunig. Sci., **37**, (1967): pp. 149, La Spezia.
- FEDERICI P.R. (1973) - *La tettonica recente dell'Appennino: 1 - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-ovest delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 287-301, Roma.
- FEDERICI P.R. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del foglio 95 - La Spezia e del margine meridionale del foglio 84 - Pontremoli*. CNR, Prog. Fin. Geodinamica, **356**: 1345-1364, Pisa.
- FEDERICI P.R. (1987) - *Uno sguardo alla struttura e alla morfologia del Golfo della Spezia*. Quaderni Ist. Geol. Univ. Genova, Anno 8, **5**: 293-306, Tortona.
- FEDERICI P.R. & RAGGI G. (1975) - *Una nuova interpretazione della tettonica dei monti della Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (4): 945-960, Roma.
- FEDERICI P.R. & SCALA F. (1969) - *Deposito quaternario con A. islandica sulla piattaforma continentale del Mar Ligure e considerazioni sull'età delle fasi tettoniche tardive dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **88** (4): 527-535, Roma.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) - *Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **40**: 111-124, Milano.
- FERRETTI G., SOLARINO S. & EVA E. (2002) - *Crustal structure of the Lunigiana-Garfagnana area (Tuscany, Italy): seismicity, fault-plane solutions and seismic tomography*. Boll. Geof. Teor. Appl., **43**, (3-4): 221-238, Trieste.
- FIERRO G. & WESSELINGH MARSHALL A.G. (1985) - *Holocene Deposits and Seabottom Undulations on the continental shelf of La Spezia*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 69-77, Roma.
- FOLK R.L., PURSELL V.J., GREENBERG J., MOSHER S., HELPER M. & CARTER K. (1989) - *Inverted tectonic veins in the Triassic "portoro" Limestones, Portovenere area (La Spezia), Italy*. Ann. Tecton., **3**, (1): 25-33, Firenze.
- FORMENTINI R. (1951) - *La caverna ossifera di Cassana, abitazione dell'uomo di Neandertal?*. Mem. Acc. Lunig. Sci., **23**:18, La Spezia.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropal., **42**: 1-36, New York.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L., MEMMI I. & PUXEDDU M. (1986) - *Regional distribution of Al-silicates*

- and metamorphic zonation in the low-grade "verrucano" metasediments from the northern Apennines, Italy. *Journ. Metamorph. Geol.*, **4**: 309-321, Oxford.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L. & SARTORI F. (1987) - *Geochemistry and mineralogy of detritic rocks from "verrucano" type-sequences of Northern Apennines (monti Pisani and Punta Bianca), Italy.* *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, **42**: 13-31, Milano.
- FRANCESCHELLI M., PANDELI E., PUXEDDU M., PORCU R. & FADDA S. (1994) - Illite crystallinity in pelitic and marly rocks from the Northern Apennines (Southern Tuscany and Umbria, Italy). *N. Jb. Miner. Mh.*, **8**: 367-384, Berlin.
- FRANZINI M. (1992) - *I Marmi da La Spezia a Pisa.* Niveo de Marmore. Ed. Colombo, Genova.
- FUCINI A. (1896) - *Studio geologico sul circondario di Rossano in Calabria.* *Atti Accad. Gioenia Sci. nat. Catania*, **73/9**: 1-87, Catania.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1992) - *Il Macigno costiero fra La Spezia e Grosseto.* *Giorn. di Geol.* **54**: 163-79, Bologna.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1993) - *Le torbiditi arenacee oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale fra La Spezia ed Arezzo. Studio petrografico e implicazioni paleogeografiche.* *Giorn. di Geol.*, **55**: 93-102, Bologna.
- GAUDIN C.T. (1857) - *Note sur quelques empreintes vegetales des terrains superieures de la Toscane.* *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, **41**: pp. 16, Genève.
- GAUDIN C.T. & STROZZI C. (1859) - *Contribution à la flore fossile italienne II.* *Neue Denkschr. allg. Schweiz. Gesellsch. Naturf.* **16**: pp. 11, Berlin.
- GAZZI P. (1966) - *Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese ; correlazioni con il flysch di Monghidoro.* *Min. Petr. Acta*, **16**: 69-97, Bologna.
- GENSOUS B. & TESSON M. (1997) - *Les dépôts post-glaciaires de la plate-forme rhodanienne: organisation stratigraphique et conditions de mise en place.* *Cd. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, **325**: 695-701, Paris.
- GIACHINO D. (1930) - *Il marmo "portoro" in alcune osservazioni sulla geologia del Retico dei monti della Spezia.* *Mem. Acc. Lunig. Sci.*, **11**: 17-32, La Spezia.
- GIAMMARINO S. & GIGLIA G. (1990) - *Gli elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino settentrionale.* *Boll. Soc. Geol. It.*, **109**, (4): 683-692, Roma.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della falda Toscana.* *Boll. Soc. Geol. It.*, **81** (2): 1-98, Roma.
- GLANGEAUD L. & REHAULT J.P. (1968) - *Evolution ponto-plio-quadernaire du golfe de Gênes.* *C. R. Acad. Sc. Paris*, **266**: 60-63, Paris.
- GLANGEAUD L., ALINAT J., POLVÈCHE J., GUILLAUME A. & LEENHARDT O. (1966) - *Grandes structures de la Mer Ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales.* *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e sèr., **8**: 921-937, Paris.
- GUIDONI G. (1827-28) - *Osservazioni geognostiche e mineralogiche sopra i monti che circondano il Golfo della Spezia.* *Giorn. Lig. Sc. Lett. Ar.*, **2** (4): 335-342; **2** (5): 427-442; **2** (6): 525-553, Genova.
- GUIDONI G. & PARETO L. (1832) - *Sulle montagne del golfo della Spezia e sopra le Alpi Apuane, lettera geognostica ai Direttori della Biblioteca Italiana.* *Bibl. It.*, **67**: 259-267, Genova.
- HEER O. (1859) - *Flora tertiaria Helvetiae, III. Die Gamopetalen und Polypetalen Dycotyledonen.* pp. 82, Winterthur.
- HEIN S. (1982) - *Die Scaglia Toscana (Alb-Oligozan) des Nordapennins.* *Berliner Geowiss. Abh.* (A), **43**: pp. 126, Berlin.
- HOFFMANN F. (1833) - *Observation sur les marbres de Carrara et quelques fossiles des environs de La Spezia.* *Bull. Soc. Geol. Fr.*, ser.1, **3**: 179-180, Paris.
- IACCARINO S. (1964) - *Ricerche preliminari sui Foraminiferi contenuti in 3 carote prelevate nel Mare Ligure.* *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**: 47-61, Roma.
- IACCARINO S. (1967) - *Ricerche sui foraminiferi contenuti in sei carote prelevate nel Mar Ligure (La*

- Spezia). Boll. Soc. Geol. It., **86**, (1): 59-89, Roma.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1994) – *International Stratigraphic Guide*. International Stratigraphic Guide, 2nd editin, Salvador A., Ed.: pp. 214, Boulder.
- IPPOLITO F. (1949-50) - *Le Alpi Apuane*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **3**: 49-95, 1 tav., Napoli.
- ISSEL A. & SQUINABOL S. (1891) - *Carta geologica della Liguria e dei territori confinanti, con note esplicative*. pp. 35, 1 carta geologica, Genova.
- JOLIVET L., FACCENA C., GOFFE' B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET F., STORTI F., FUNICELLO R., CADET J.P., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998) - *Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the Northern Tyrrhenian Sea*. Journ. Geoph. Research, **103**: 123-160, Washington.
- KLIGFIELD R. (1979) - *The Northern Apennines as a collisional orogen*. Am. Journ. Sci., **279**: 676-691 New York.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL S. (1986) – *Dating of deformation phases using K/Ar and ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar techniques: results from the Northern Apennines*. Journ. Struct. Geol., **8**: 781-798, Oxford.
- LENCEWICZ S. (1917) - *Profilo geologiczne przez Apenin Toskanscki*. Odb. Spr. Pos. Tow. Nauk. Warszawa, Rok X, **6**: 637-662, Warszawa (anche in italiano: *Profilo geologico attraverso l'Appennino toscano*. Rend. Soc. Sci. Warszawa, **10** (6): Warszawa).
- LISTER G. S. & SNOKE A.W. (1984) - *S-C Mylonites*. Journ. Struct. Geol., **6**: 617-638, Oxford.
- LOMBARDI M. (1994) – *Analisi dei dissesti nei fabbricati situati in corrispondenza delle antiche "sprugole" di La Spezia*. Tesi di Laurea inedita, Università di Firenze: pp. 126, Firenze.
- LONGINELLI A., CORTECCI G. & FORNACA-RINALDI G. (1971) - *Rinvenimento di una linea di spiaggia sepolta di età wurmiana al largo del litorale toscano*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 3-10, Roma.
- LUDWIG O. (1929) – *Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio in Nordapennin*. Geol. Rund., **20**, 126-185, Berlin.
- MALESANI P. (1965) - *Ricerche sulle arenarie. XV. L'arenaria superiore*. Rend. Soc. Min. It., **22**: 113-174, Roma.
- MANTOVANI M.P., MUCCHI A.M. & PELLEGRINI M. (1937) - *Osservazioni preliminari sulle serie mesozoiche dei Monti della Spezia e dei Monti d'Oltre Serchio*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **96**: 12-19, Modena.
- MARINI M. (1966) - *Sulla posizione delle "Argille e calcari" nell'alta Lunigiana (Appennino toscano-emiliano)*. Mem. Acc. Lunig. Sci., **36**: 11-90, La Spezia.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *L'età del Complesso di M. Penna/Casanova, Unità Liguri Esterne (Appennino Settentrionale): Nuovi dati dal nannoplancton calcareo*. Rend. Soc. Geol. It., **13**: 139-142, Roma.
- MARRONI M., MONECHI S., PERILLI N., PRINCIPI G. & TREVES B. (1992) – *Late Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines, Italy: age of inception of orogenesis-controlled sedimentation*. Cretaceous Research, **13**: 487-504, London.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (Ed.): «*Proceedings II Planktonic Conference*», **2**, (1970): 739-785, Roma.
- MARTINI I.P. & SAGRI M. (1993) - *Tectono-sedimentary characteristics of the late Miocene-Quaternary extensional basins of northern Apennines, Italy*. Earth Sci. Rev., **34**: 197-233, Amsterdam.
- MARTINI I.P., RAU A. & TONGIORGI M. (1985) - *La successione di Punta Bianca: un esempio di rift "abortivo" nel Trias medio del Dominio Toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 115-125, Roma.
- MARTINI I.P., RAU A. & TONGIORGI M. (1986) - *Syntectonic sedimentation in a Middle-Triassic rift, Northern Apennines, Italy*. Sedim. Geol., **47**: 191-219, Amsterdam.
- MASINI R. (1966) - *Le Cinque Terre e la galleria sotto Monte S. Croce*. Mem. Acc. Lunig. Sci., **36**:

- 3-38, sez. geol., La Spezia.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions*. Riv. It. Pal. e Strat., **105**: 343-376, Milano.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **82**: 39-444, Roma.
- MERLA G. (1968) - *Scaglia toscana*. Studi Ill. Carta Geol. d'It., Formazioni Geologiche, **1**: 145-150, Roma.
- MEZZADRI G. & VINCI A. (1967) - *Studio petrografico sui sedimenti attuali di piattaforma continentale davanti alle Cinque Terre (Mar Ligure)*. Acta Naturalia, Ateneo Parmense, **3**: 3-24, Parma.
- MONECCHI S., GARDIN S., POZZI M., ERBA E. & TREMOLADA F. (in stampa) - *Late Cretaceous calcareous nannofossil bioevents from the Umbria Marche Basin: a starting point for global stratigraphic correlations*. In: G.S. ODIN (Ed.): «*The boundary between the Campanian and the Maastrichtian stages: characterization and correlation from Tercis-les-bains to Europe and other continents*». Elsevier, Amsterdam.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del nordappennino: 1. L'unità di Canetolo*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 275-289, Roma.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1983) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del nordappennino: 2. Macigno e Pseudomacigno. Nuovi dati cronostatigrafici e loro implicazioni*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 185-217, Roma.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1975) - *Per la geologia dell'entroterra di La Spezia tra Sarzana e Zignano*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 927-943, Roma.
- MONTOMOLI C. (1998) - *Analisi strutturale delle unità interessate dalla piega della Spezia*. Tesi di Dottorato inedita, Università di Pisa, Pisa.
- MOUGENOT D., BOILLOT G. & REHAULT J.P. (1983) - *Prograding shelf-break types on passive continental margins. Some European examples*. In: D.J. STANLEY & G.T. MOORE (Eds.): «*The shelf-break: critical interface on continental margins*». Soc. Sedim. Geol. (SEPM), spec. publ., **33**: 61-77, Albuquerque.
- MUCCHI A.M., PELLEGRINI M. & MANTOVANI M.P. (1968) - *Le serie mesozoiche di La Spezia e dei Monti d'oltre Serchio*. Mem. Soc. Geol. It., **7**, (2): 195-226, Pisa.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite Sandstones*. Ist. Geol. Univ. Parma-AGIP: pp.195, 67 figg., 55 pls., Parma.
- NICOLICH R. (1977) - *Some remarks on the uppermost structure of the Ligurian Sea based on seismic reflection data*. Boll. Geofisica, 75/76, **19**: 207-221, Trieste.
- NILSEN T. & ABBATE E. (1983/84) - *Submarine-fan facies associations of the Upper Cretaceous and Paleocene Gottero Sandstone, Ligurian Apennines, Italy*. Geo-Marine Letters, **3**: 193-197, Berlin.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-attitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975)*. Marine Micropaleontology, **5**: 321-325, Amsterdam.
- OTTRIA G., PANDOLFI L. & BARBIERI R. (1995) - *Le unità Liguri e Subliguri delle colline del Candia (Alpi Apuane): litostratigrafia ed assetto tettonico*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **102**: 137-142, Pisa.
- PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Osservazioni sul contatto tra il "Macigno" e l'"unità delle argille e calcari"*. Acta Naturalia, Ateneo Parmense, **6**, (1): 1-40, Parma.
- PANDELI E., GIANELLI G., PUXEDDU M. & ELTER F.M. (1994) - *The Paleozoic basement of the Northern Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic-sedimentary evolution and hydrothermalism*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 627-654, Roma.
- PASSCHIER C.W. (1991) - *Geometric constraints on the development of shear bands in rocks*. Geologie en Mijnbouw, **70**: 203-211, Leiden.
- PASSERI L. (1985) - *Il Trias dell'Unità di Punta Bianca*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 105-14, Roma.
- PASSERINI P. (1965) - *Rapporti tra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il mare*

- Tirreno*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, (5): 93-176, Roma.
- PERTUSATI P.C. & HORREMBERGER J.C. (1975) – *Studio strutturale degli Scisti della Val Lavagna (Unità del Gottero, Appennino ligure)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1375-1436, Roma.
- PESARESI P. (1988) – *Terreni e fondali dell'arsenale spezzino. Dalle osservazioni di Giovanni Capellini ai sondaggi attuali*. Mem. Soc. Geol. It., **30** (1985): 63-68, Roma.
- PICCARDO G., RAMPONE E. & VANNUCCI R. (1990) – *Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidences from peridotite bodies of the western Alpine-northern Apennine system*. Mem. Soc. Géol. France, **156**: 323-333, Paris.
- PICCAZZO M. (1986) - *Caratteristiche geologiche e sedimentologiche della piattaforma continentale ligure ad Est di Genova*. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, anno **7**, **3**: 91-105, Genova.
- PIERI M. (1950) - *Marmi d'Italia (Mineralogia, geologia, tecnologia e merceologia dei marmi)*. 2a ediz. 1958, Tip. Hoepli: 19-427, 32 tavv., Milano.
- PILLA L. (1846) - *Sur la vraie position géologique du terrain du "macigno" en Italie et dans le midi de la France*. Mém. Soc. Géol. France, ser. 2, **2**: 151-162, Paris.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1993) – *Le unità liguri ed emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale*. Atti Tic. Sci. Terra, **36**: 183-230, Pavia.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic control on clastic deposition. II. Sequence and system track models*. In: WILGUS et alii (Eds.): «Sea level changes: an integrated approach». Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. publ., **42**: 125-154, Tulsa.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576, Roma.
- RAGGI G. (1985) - *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del bacino del fiume Magra*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 35-62, Roma.
- RAMELLA A., FANUCCI F., FIRPO M., & PICCAZZO M. (1987) – *Considerazioni sui caratteri morfo-strutturali dell'Appennino Ligure e suoi rapporti con il margine continentale*. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, anno **8**, **5**: 263-270, Tortona.
- RAMSAY J.G. & HUBER M. I. (1987) - *Folds and fractures. The techniques of modern structural geology*. Academic Press, **2**: pp. 391, London.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1974) - *La geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 227-408, Roma.
- REAHULT J.P. (1981) - *Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (méditerranée Occidentale)*. Thèse de Doctorat d'état és Sciences naturelles, inedito: pp.132, Paris.
- REUTTER K.J. (1961) - *Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin*. N. Jb. Paläont., Mh., **11**: 563-588, Berlino.
- REUTTER K.J. (1968) – *Die tektonischen Einheiten des Nordapennins*. Eclogae Geol. Helv., **61**: 183-224, Losanna.
- REUTTER K.J., GUNTHER K. & GROSCURTH J. (1978) *An approach to the geodynamics of Corsica - Northern Apennines double orogene*. In: H. CLOSS (Ed.): «Alps, Apennines, Hellenides», Inter-Union Comm. Geodyn. Sc. Rep., **38**: 299-311, Stuttgart.
- REUTTER K.J., TEICHMULLER M., TEICHMULLER R. & ZANZUCCHI G. (1980) - *Le ricerche sulla carbonificazione dei frustoli vegetali nelle rocce clastiche come contributo ai problemi di paleogeotermia e tettonica nell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 111-126, Roma.
- RICCI C.A. (1968) - *Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica nella serie a facies Toscana. Studio chimico e petrografico*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **75**: 1-67, Pisa.
- RICCI C.A. & SERRI G. (1975) - *Evidenze geochimiche sulla diversità petrogenetica delle rocce basiche comprese nella serie a facies toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1187-1198, Roma.
- RIO D. & VILLA G. (1987) - *I nannofossili calcarei del Cretaceo-superiore del Flysch di Solignano, Media Val di Taro - Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **36**: 239-282, Roma.
- ROBBIANO A. (1996) - *Evoluzione strutturale dell'area di La Spezia*. Tesi di Dottorato inedita, Consorzio Cagliari-Genova-Torino.

- ROSSONI R. (1933) - *Rocce prasinitiche di Capo Corvo ed Ameglia*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Proc. Verb., **42**: 77-83, Pisa.
- ROVERETO G. (1932) - *Una interpretazione tettonica del promontorio occidentale del Golfo della Spezia*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, ser. 6, **16**: 191-194, Roma.
- ROVERETO G. (1939) - *Liguria Geologica*. Mem. Soc. Geol. It., **2**: pp. 743, Roma
- SACCO F. (1891) - *L'Appennino settentrionale (parte centrale)*. Boll. Soc. Geol. It., **10**: 731-956, 2 tavv., 1 carta geol., Roma.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded Stratigraphic Units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**: 232-237, Boulder.
- SEGRE A. - *Carta n. 1250*. Pubbl. Ist. Idr. Marina, Genova.
- SEGRE A. (1958) - *La morfologia del Mare Tirreno secondo i più recenti studi*. Riv. Geogr. It., **65** (2): 137-143, Roma.
- SEGRE A. (1959) - *Observations Générales sur l'orographie sous-marine de la Mer Tirrhénienne*. In: «*La topographie et la Géologie des profondeurs océaniques*», Coll. Int. Centre Nat. Rech. Sci., Nice-Villefranche, **83^e** (1958): 53-59, Nice.
- SIMPSON C. (1986) - *Determination of movement sense in mylonites*. Journ. Geol. Ed., **34**: 246-261, Washington.
- SIRIGU I. & NICOSIA U. (1994/95) - *Piste di rettili triassici nel territorio della Spezia*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "Giovanni Capellini", **64-65**: 251-256, La Spezia.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56**: 37-65, Leiden.
- SITIA G. (1950) - *Relazione tecnica per la Mineraria di Luni S.p.A.* Reperibile presso il Distretto Minerario di Carrara.
- STAUB R. (1932) - *Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana, nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins*. Viert. Naturf. Gesell., **77**: 184-248, 6 tavv., Zürich.
- STEFANI M. & BURCHELL M.T. (1993) - *A review of the Upper Triassic source rocks of Italy*. In: A.M. SPENCER ED.-GENERATION (EDS.): «*Accumulation and production of Europe's hydrocarbons III*». European Ass. Petrol. Geoscientists, spec. publ., **3**: 169-178, Nice.
- STEINMANN G. (1907a) - *Alpen und Apennin*. Monastber. Deutsch. Geol. Gesell., **59**, (8-9): 177-183, Berlin.
- STEINMANN G. (1907b) - *Alpen und Apennin*. Zeit. D. Deutsch. Geol. Gesell. B. Monatsbericht, **59**: 8-9, Berlin.
- STEINMANN G. (1927) - *Die ophiolitischen Zonen in dem mediterrane Kettengebirgen*. Congr. Geol. Int. C. R., sess. **14**: 637-668, Madrid.
- STOPPA F. (1985) - *Problematiche petrologiche e geologiche delle prasiniti di Punta Bianca (La Spezia)*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 127-134, Roma.
- STORTI F. (1995) - *Tectonics of the Punta Bianca Promontory: Insights for the evolution of the Northern Apennines-Northern Tyrrhenian Sea Basin*. Tectonics, **14**: 832-847, Washington.
- TANELLI G. (1983) - *Mineralizzazioni metallifere e minerogenesi della Toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 91-109, Roma.
- TEICHMÜLLER R. (1935) - *Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, **3**: 13, Göttingen.
- TERRANOVA R. (1984) - *Aspetti geomorfologici e geologico-ambientali delle Cinque Terre: rapporti con le opere umane*. Studi e Ricerche di Geografia, **7**: 39-90, Genova.
- TERRANOVA R. (1987) - *Atti della Riunione e Guida alle escursioni*. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, anno **8**, **5**: 105-232, Genova.
- TERRANOVA R. (1989) - *Il paesaggio costiero agrario terrazzatodelle Cinque Terre in Liguria*. Studi e Ricerche di Geografia, **12**: 1-58, Genova.
- TESSON M. (1996) - *Contribution à la connaissance de l'organisation stratigraphique des dépôts*

- d'une marge silico-clastique*. Mémoire HDR. Université de Pèrignan, **2** : 111, Pèrignan.
- TILMANN N. (1929) - *Zum Bau der nordlichen Tyrrhenis*. Geol. Rund., **20**: 390, Berlin.
- TODD S.P. (1989) - *Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin*. Sedimentology, **36**: 513-530, Amsterdam.
- TONGIORGI M., RAU A. & MARTINI I.P. (1977) - *Sedimentology of Early-Alpine, fluvio-marine, clastic deposits ("verrucano", Triassic) in the Monti Pisani (Italy)*. Sedim. Geol., **17**: 311-332, Amsterdam.
- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. Ofioliti, **9**: 577-618, Bologna.
- TREVISAN L. (1956) - *Aspetti e problemi del complesso delle "argille scagliose ofiolitifere" nei suoi affioramenti occidentali (Toscana marittima e Liguria)*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 23-40, Roma.
- TREVISAN L., DALLAN L., FEDERICI P.R., GIGLIA G., NARDI R. & RAGGI G. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia all'1:100.000. Foglio 96 Massa*. Min. Ind. Comm. Art. Serv. Geol. It., Poligrafica Napoli: pp. 57, Napoli.
- TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A., CORREGGIARI A. & LANGONE L. (1996) - *Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the Central Adriatic basin and the record of short-term climatic events*. In: P. GUILIZZONI & F.I. OLDFIELD (Eds.): «Palaeoenvironmental analysis of Italian crater lake and Adriatic sediments (PALICLAS)». Mem. Istit. It. Idrob., **55**: 39-64, Milano.
- TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A., CORREGGIARI A., VIGLIOTTI L. & ACCORSI C.A. (1996) - *Transgressive offshore deposits, on the Adriatic shelf: architecture complexity and the record of the Younger Dryas short term event*. Il Quaternario, **9**: 753-762, Verona.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) - *Late quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-marine letters, **14**: 41-51, Berlin.
- TUCCI S., CAMPI F., CORRADI N., CORTEMIGLIA G.C., FANUCCI F., FIRPO M. & PICCAZZO M. (1990) - *L'Atlante delle spiagge italiane: foglio 195 La Spezia*. C.N.R., Roma.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. (1991) - *The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology. An overview*. In: EINSELE et alii (Eds.): «Cycles and Events in Stratigraphy», Springer-Verlag: 617-659, Berlin.
- VALLONI R. (1991) - *Sandstones*. In: H. IBBEKEN & R. SCHLEYER (Eds.): «Source and sediment: a case of study of provenance and mass Balance at an active plate margin, Calabria, Southern Italy». Springer-Verlag, Berlin: pp. 286, Berlin.
- VALLONI R. & MEZZADRI G.G. (1984) - *Compositional suites of terrigenous deep-sands of the present continental margins*. Sedimentology, **31**: 353-364, Amsterdam.
- VENTURELLI G. & FREY M. (1977) - *Anchizona metamorphism in sedimentary sequences of the Northern Apennines (preliminary results)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **33**: 109-123, Milano.
- VENTURI F. & TENNERONI S. (1981) - *Ammoniti di presunta età anisica nella sezione di Punta Bianca*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 327-328, Roma.
- VESCOVI P. (1998) - *Le unità subliguri dell'alta val Parma*. Atti Tic. Sci. Terra., **40**: 215-231, Pavia.
- VINASSA DE REGNY P. (1898a) - *I radiolari delle faniti titoniane di Carpena presso Spezia*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, ser. 5, **7**: 34-39, Roma.
- VINASSA DE REGNY P. (1898b) - *I radiolari delle faniti titoniane di Carpena (Spezia)*. Paleont. It., **4**: 217-238, 2 tavv., Pisa.
- ZACCAGNA D. (1923) - *Il Monte Bermego (La Spezia). Considerazioni sulla Tettonica del promontorio occidentale e sull'origine del golfo*. Mem. Soc. Lunig. Sci. Nat., **4** (3): 85-90, La Spezia.
- ZACCAGNA D. (1925) - *Sulla geologia della Val di Vara e regioni finitime*. Mem. Acc. Lunig. Sci. Nat., **6**: 5-54, La Spezia.
- ZACCAGNA D. (1928) - *Carta Geologica d'Italia. 1:100.000. F.95, La Spezia*. R. Uff. Geol. It., Roma.
- ZACCAGNA D. (1931) - *Sezione geologica attraverso il promontorio occidentale del golfo della*

- Spezia lungo il tracciato della nuova galleria del monte Bramapane.* Mem. Acc. Lunig. Sci. Nat., **12**: 113-116, 1 tav., La Spezia.
- ZACCAGNA D. (1935) - *La geologia del golfo della Spezia.* Mem. Acc. Lunig. Sci. Nat., **16**: 63-90, La Spezia.
- ZACCAGNA D. (1936) - *I materiali utili del golfo della Spezia.* Ind. Min., **10** (10): 348, Roma.
- ZANZUCCHI G. (1967) - *Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val Taro.* Acta Naturalia, Ateneo Parmense, **3**: 1-31, Parma.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG