



**ISPRA**

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

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

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

foglio 284

**ROSIGNANO MARITTIMO**

A cura di:  
**R. Mazzanti<sup>1</sup>**

Con contributi di:  
Paleontologia: **A. Bossio<sup>2</sup>, A. Cascella<sup>2</sup>, M. Foresi<sup>3</sup>,  
R. Mazzei<sup>4</sup>, G. Salvatorini<sup>4</sup>**

Redazione scientifica: **M.L. Putignano<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> Istituto di Geoscienze e Georisorse - CNR - Pisa

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Siena

<sup>4</sup> Istituto di Geoscienze e Georisorse - CNR - Torino

<sup>5</sup> Istituto di Geologia Ambientali e Geoingegneria - IGAG - CNR - Roma

Ente realizzatore:



**CNR**

Consiglio Nazionale delle Ricerche

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

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

**Responsabile del Progetto CARG per il CNR:  
R. Polino (IGG), fino al 2009, P. Messina (IGAG)**

*Gestione operativa del Progetto CARG  
per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: M.T. Lettieri  
per il Consiglio Nazionale delle Ricerche - CNR: P. Messina (IGAG)*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

*Revisione scientifica:*  
**F. Capotorti, C. Muraro**

*Coordinamento cartografico:*  
**D. Tacchia (coord.), V. Pannuti**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*  
**L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)**

*Coordinamento editoriale:*  
**D. Tacchia, V. Pannuti**

PER IL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE:

*Funz. Delegato: P. Manetti (IGG), Coord. operativo: A. Cavallin (IDPA)*

*Coordinamento informatizzazione: F. Ardizzone (IRPI), S. Sterlacchini (IDPA)*

*Coordinamento cartografico ed editoriale: M.L. Putignano (IGAG)*

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:*  
**F. Ardizzone (IRPI), F. Grieco (IDPA), S. Sterlacchini (IDPA), M. Zazzeri (IDPA)**

**Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per il CNR:  
M.G. Mori**

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

*Stampa:*

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> . . . . .	pag.	7
<b>II</b>	<b>- STUDI PRECEDENTI</b> . . . . .	»	11
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE</b> . . . . .	»	13
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> . . . . .	»	21
1.	<b>- DOMINIO TOSCANO</b> . . . . .	»	21
1.1.	<b>- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA</b> . . . . .	»	21
1.1.1.	<b>- Calcarea Massiccio (MAS)</b> . . . . .	»	21
1.1.2.	<b>- Rosso Ammonitico (RSA)</b> . . . . .	»	23
1.1.3.	<b>- Calcarea Selcifera di Limano (LIM)</b> . . . . .	»	24
1.1.4.	<b>- Calcari e Marne a Posidonia (POD)</b> . . . . .	»	25
1.1.5.	<b>- Calcarea Selcifera della Val di Lima (SVL)</b> . . . . .	»	25
1.1.6.	<b>- diaspri (DSD)</b> . . . . .	»	26
1.1.7.	<b>- Maiolica (MAI)</b> . . . . .	»	27
1.1.8.	<b>- Scaglia toscana (STO)</b> . . . . .	»	27
1.1.8.1	<b>- membro delle argilliti di Brolio (STO<sub>2</sub>)</b> . . . . .	»	27
1.1.9.	<b>- Macigno (MAC)</b> . . . . .	»	28
2.	<b>- DOMINIO LIGURE</b> . . . . .	»	30
2.1.	<b>- UNITÀ TETTONICA DI S. FIORA</b> . . . . .	»	31
2.1.1.	<b>- formazione di S. Fiora (FIA)</b> . . . . .	»	32
2.1.1.1.	<b>- membro del Fortulla (FIA<sub>1</sub>)</b> . . . . .	»	32
2.1.1.2	<b>- membro di Antignano (FIA<sub>2</sub>)</b> . . . . .	»	34
2.1.2.	<b>- formazione di Monte Morello (MLL)</b> . . . . .	»	35
2.2.	<b>- UNITÀ TETTONICA OFIOLITIFERA DI MONTEVERDI MARITTIMO-LANCIAIA</b> . . . . .	»	37
2.2.1.	<b>- argilliti e calcari di Poggio Rocchino (RCH)</b> . . . . .	»	38
2.2.2.	<b>- formazione di Monteverdi Marittimo (MTV)</b> . . . . .	»	39
2.2.3.	<b>- complesso ofiolitifero di Montecastelli</b> . . . . .	»	43
2.2.3.1.	<b>- serpentiniti (SRN)</b> . . . . .	»	45
2.2.3.2.	<b>- gabbri (GBB)</b> . . . . .	»	45
2.2.3.3.	<b>- plagiograniti (FGR)</b> . . . . .	»	46
2.2.3.4.	<b>- basalti (BST)</b> . . . . .	»	47
2.2.3.5.	<b>- Diaspri di Monte Alpe (DSA)</b> . . . . .	»	48
2.2.3.6.	<b>- Calcarea a Calpionelle (CCL)</b> . . . . .	»	50
2.2.3.7.	<b>- Argille a Palombini (APA)</b> . . . . .	»	53
2.2.4.	<b>- formazione di Lanciaia (CAA)</b> . . . . .	»	54
2.3.	<b>- UNITÀ TETTONICA OFIOLITIFERA DI MONTAIONE</b> . . . . .	»	58

2.3.1.	- complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli . . . . . »	58
2.3.2.	- formazione di Montaione ( <b>MIO</b> ). . . . . »	58
2.4.	- UNITÀ TETTONICA OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI . . . . . »	59
2.4.1.	- complesso ofiolitifero del Monte di Canneto . . . . . »	59
3.	- SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL VERSANTE TIRRENICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE . . . . . »	60
3.1.	- FORMAZIONI MIOCENICHE . . . . . »	64
3.1.1.	- formazione di Castello di Luppiano ( <b>LUP</b> ) . . . . . »	64
3.1.2.	- argille del Torrente Fosci ( <b>FOS</b> ). . . . . »	65
3.1.3.	- formazione del Torrente Sellaie ( <b>SLE</b> ) . . . . . »	66
3.1.4.	- calcare di Rosignano ( <b>ROS</b> ) . . . . . »	66
3.1.5.	- formazione del Torrente Raquese ( <b>RAQ</b> ) . . . . . »	68
3.1.6.	- Tripoli di Paltratico ( <b>TRP</b> ) . . . . . »	70
3.1.7.	- formazione del Rio Sanguigna ( <b>RSG</b> ) . . . . . »	72
3.1.8.	- argille e gessi del Fiume Era Morta ( <b>EMO</b> ) . . . . . »	75
3.1.9.	- conglomerati di Ulignano ( <b>ULI</b> ). . . . . »	77
3.1.10.	- calcareniti di Poggio di Riparossa ( <b>CSS</b> ) . . . . . »	77
3.2.	- FORMAZIONI PLIOCENICHE. . . . . »	78
3.2.1.	- conglomerati di Gambassi Terme ( <b>GAM</b> ) . . . . . »	78
3.2.2.	- conglomerati di Collemontanino ( <b>CHC</b> ) . . . . . »	79
3.2.3.	- calcareniti di S. Mariano ( <b>CMA</b> ) . . . . . »	80
3.2.4.	- sabbie di San Vivaldo ( <b>SVV</b> ) . . . . . »	80
3.2.5.	- Argille Azzurre ( <b>FAA</b> ) . . . . . »	81
3.2.6.	- formazione di Villamagna ( <b>VLM</b> ) . . . . . »	85
3.2.7.	- biocalcareni di Parlascio ( <b>PRL</b> ) . . . . . »	86
3.3.	- DEPOSITI CONTINENTALI E MARINI PLEISTOCENICI . . . . . »	88
3.3.1.	- formazione di Morrone ( <b>ART</b> ) (cfr. sabbie e argille ad <i>Arctica islandica</i> del F. 285 "Volterra") . . . . . »	90
3.3.2.	- argille e limi di Vigna Nuova di Peccioli ( <b>VIP</b> ) . . . . . »	93
3.3.3.	- sabbie di Nugola Vecchia ( <b>NUG</b> ) . . . . . »	96
3.3.4.	- conglomerati di Ceppato ( <b>QPP</b> ) . . . . . »	97
3.3.5.	- conglomerati di Villa Magrini ( <b>QVM</b> ) . . . . . »	97
3.3.6.	- calcari di Montescudaio ( <b>QCM</b> ). . . . . »	99
3.3.7.	- sabbie delle Fabbriche ( <b>QSF</b> ) . . . . . »	100
3.3.8.	- formazione di Bibbona ( <b>QFB</b> ) . . . . . »	101
3.3.9.	- conglomerati di Villa Corridi ( <b>QVR</b> ) . . . . . »	103
3.3.10.	- formazione di casa Poggio ai Lecci ( <b>QPL</b> ) . . . . . »	104
3.3.11.	- sabbie di val di Gori ( <b>VDG</b> ) . . . . . »	106
3.3.12.	- calcareniti di Castiglioncello ( <b>QCP</b> ) ("Panchina" Auctt.) . . . . . »	108
3.3.12.1.	- conglomerati di Bocca di Chioma ( <b>QCP<sub>1</sub></b> ) . . . . . »	109

3.3.13.	- conglomerati di Rio Maggiore (QRM) . . . . . »	111
3.3.14.	- sabbie di Donoratico (DOT) . . . . . »	112
3.3.15.	- formazione di Vicarello (QVC) . . . . . »	113
3.4.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI - UNITÀ UBIQUITARIE . . . . . »	114
3.4.1.	- Deposito alluvionale terrazzato (b <sub>n</sub> ) . . . . . »	114
3.4.2.	- Travertini (f <sub>1</sub> ) . . . . . »	115
3.4.3.	- Deposito alluvionale (b) . . . . . »	115
3.4.4.	- Deposito di versante (a) . . . . . »	116
3.4.5.	- Deposito di frana (a <sub>1</sub> ) . . . . . »	116
3.4.6.	- Deposito antropico (h) . . . . . »	116
4.	- CARATTERISTICHE PRINCIPALI DELLA STRATIGRAFIA DEL SOTTOSUOLO . . . . . »	116
4.1.	- CORRELAZIONI TRA LE SUCCESSIONI STRATIGRAFICHE DEL MIOCENE SUPERIORE NEI BACINI DEL TORA - FINE E DI VOLTERRA . . . . . »	116
4.2.	- FORMAZIONE DI COREA . . . . . »	121
5.	- SVILUPPO DELLA SEDIMENTAZIONE DURANTE IL NEOGENE E IL QUATERNARIO . . . . . »	123
5.1.	- CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE SUL PLEISTOCENE MEDIO . . . . . »	126
5.1.1.	- Cineriti della Badia di Collesalveti. . . . . »	129
<b>V</b>	- <b>TETTONICA</b> . . . . . »	133
1.	- LA TETTONICA DISTENSIVA POST-COLLISIONALE. »	133
2.	- LA TETTONICA FRAGILE NEOGENICO-QUATERNARIA . . . . . »	135
2.1.	- LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DELL'OLOCENE E DEL PLEISTOCENE SUPERIORE . . . . . »	135
2.2.	- LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE MEDIO . . . . . »	137
2.3.	- LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE INFERIORE . . . . . »	137
2.3.1.	- Il Bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo . . . . . »	137
2.3.2.	- Le colline Pisane . . . . . »	139
2.4.	- LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE INFERIORE E MEDIO »	140
2.5.	- LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DEL MIOCENE SUPERIORE . . . . . »	143
2.5.1.	- Il settore settentrionale dei monti Livornesi . . . . . »	143
2.5.2.	- Il Bacino del Tora-Fine . . . . . »	143
2.5.3.	- Il Bacino del Torrente Sterza . . . . . »	144
3.	- LA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SIN-COLLISIONALE. . . . . »	144
3.1.	- LE STRUTTURE NELL'UNITÀ OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI . . . . . »	146
3.2.	- LE STRUTTURE NELL'UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTAIONE . . . . . »	147

3.3.	- LE STRUTTURE DELL'UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTEVERDI MARITTIMO - LANCIAIA . . . . . »	147
3.3.1.	- <i>Le strutture della formazione di Lanciaia</i> . . . . . »	148
3.3.2.	- <i>Le strutture del complesso ofiolitifero di Montecastelli</i> . . . . . »	148
3.3.3.	- <i>Le strutture della formazione di Monteverdi Marittimo e delle argilliti e calcari di Poggio Rocchino</i> . . . . . »	151
3.4.	- LE STRUTTURE DELL'UNITÀ TETTONICA DI S. FIORA . . . . . »	151
3.5.	- LE STRUTTURE DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA »	153
3.6.	- CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SIN- COLLISIONALE . . . . . »	156
<b>VI</b>	<b>- ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA</b> . . . . . »	159
1.	- LA ZONA "MONTANA" . . . . . »	160
2.	- LA ZONA COLLINARE . . . . . »	161
3.	- LE ZONE PIANEGGIANTI . . . . . »	163
4.	- IL LITORALE . . . . . »	163
<b>VII</b>	<b>- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA</b> . . . . . »	165
1.	- MINIERE E CAVE . . . . . »	165
	<b>EXTENDED ABSTRACT.</b> . . . . . »	167
	<b>BIBLIOGRAFIA</b> . . . . . »	174
	<b>APPENDICE</b> . . . . . »	187

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 284 "Rosignano Marittimo" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 comprende le quattro sezioni a scala 1:25.000: I - Casciana Terme, II - Chianni, III - Collesalveti e IV - Rosignano Marittimo. Esso si estende su quasi tutta l'area del Foglio n. 111 "Livorno" e su circa la metà occidentale del Foglio n. 112 "Volterra" a scala 1:100.000. Esso comprende la maggior parte dei Monti Livornesi e di quelli di Castellina Marittima, con affioramenti:

- delle rocce giurassico - oligoceniche, appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana del Dominio Toscano e al Dominio Ligure;
- dei sedimenti della Successione neogenica del Bacino del Tora-Fine e, in parte, del Bacino del torrente Sterza, affluente del fiume Era;
- dei depositi del Pleistocene inferiore di Rosignano e delle colline livornesi e pisane;
- dei terrazzi del Pleistocene medio - superiore, di Livorno (in parte) e di Quercianella - Castiglioncello - Rosignano;
- dei depositi alluvionali e travertinosi, collegati all'idrografia olocenica e di diverse fasi del Pleistocene medio e superiore (Fig. 1).

Il F. 284 "Rosignano Marittimo" si estende su una porzione della Toscana Marittima nella quale compaiono molte delle problematiche geologiche dell'Appennino settentrionale. Le formazioni che sono state coinvolte nelle deformazioni pre e sin-collisionali vengono raggruppate in unità tettoniche disposte nello stesso ordine di sovrapposizione geometrica. Quelle invece che sono state interessate solo dalle deformazioni riferibili alle fasi post-collisionali vengono descritte nell'ordine di sovrapposizione stratigrafica.

Seguendo la letteratura corrente, vengono indicati con il termine di unità tettoniche insiemi di formazioni limitati, a letto e a tetto, da superfici di scorrimento

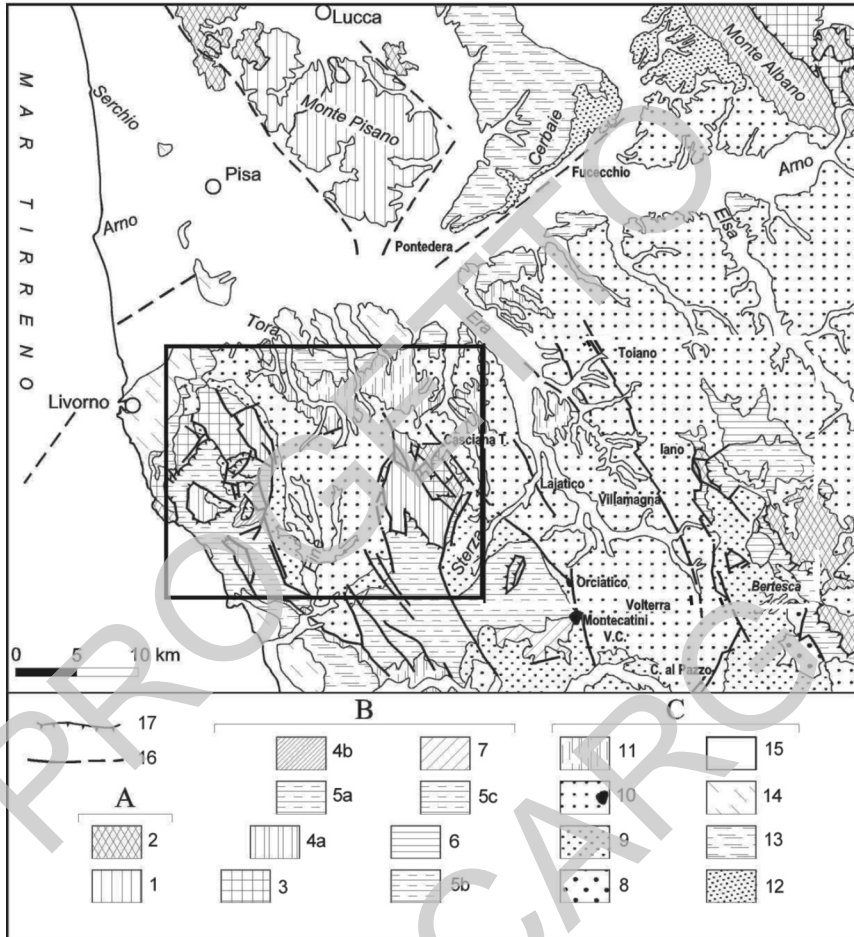


Fig. 1 - Inquadramento generale del F 284 "Rosignano Marittimo" (nel riquadro) da DOMINICI et alii (1995) con modifiche: A) Dominio Toscano; 1) Unità tettonica di Monticiano-Roccastrada; 2) Unità tettonica della Falda Toscana; B) Dominio Ligure; 3) Unità tettonica di S. Fiora; 4a) formazione di Monteverdi Marittimo; 5a) complesso ofiolitifero di Montecastelli; 4b) formazione di Lanciaia; 5b) complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli; 6) formazione di Montaione; 5c) complesso ofiolitifero del Monte di Canneto; 7) arenaria di Montecatini Val di Cecina; C) Successione neogenica quaternaria del versante tirrenico dell'Appennino settentrionale; 8) arenaria di Ponsano; 9) successione continentale e marina miocenica superiore; 10) successione continentale e marina del Pliocene inferiore e medio (in nero le Lamproiti di Montecatini Val di Cecina e di Orciatico); 11) successione marina del Pleistocene inferiore; 12) successione continentale del Villafranchiano superiore; 13) successione continentale e marina del Pleistocene medio; 14) successione marina e continentale del Pleistocene superiore; 15) alluvioni dell'Olocene; 16) faglie di distensione; 17) sovrascorrimenti.



(“*thrust fault*”). L’assetto va da uno stato caotico ad uno con deformazione tale da rendere possibile una ricostruzione stratigrafica all’interno delle singole unità tettoniche. Sono così riconoscibili unità tettoniche di rango superiore, rappresentative di interi domini paleogeografici, e unità di rango inferiore con successioni stratigrafiche almeno in parte coincidenti. Esempi significativi di questo secondo tipo sono l’Unità ofiolitifera di Lanciaia, e l’Unità ofiolitifera di Montaiione, entrambe appartenenti al Dominio Ligure e ciascuna rappresentata da una formazione, con i caratteri sedimentari di un *flysch*, che poggia stratigraficamente, ma in discordanza, su un complesso di base, praticamente identico nelle due unità, costituito da masse disarticolate di ofioliti con associate porzioni della loro originaria copertura sedimentaria.

I raggruppamenti litostratigrafici distinti nel F. 284 “Rosignano Marittimo” sono stati istituiti in tempi diversi e secondo modalità spesso differenti; alcuni vengono qui indicati per la prima volta. Vi compaiono:

1) raggruppamenti litostratigrafici formalizzati negli “Studi illustrativi della C.G.I. - Formazioni geologiche” negli anni 1968-71 ad opera inizialmente del Comitato Geologico d’Italia e successivamente della Commissione di Stratigrafia;

2) raggruppamenti litostratigrafici non formalizzati ma entrati nell’uso corrente della letteratura geologica e già introdotti nei Fogli a scala 1:100.000 del Servizio Geologico d’Italia (CARIMATI *et alii*, 1980);

3) raggruppamenti litostratigrafici presentati in queste Note che vanno intesi “formalizzati” in quanto approvati dalla Commissione Italiana di Stratigrafia e riportati nei Quaderni del Servizio Geologico D’Italia serie III - Volume 7 (DEL FRATI *et alii*, 2002, 2006; CITA *et alii*, 2007 a,b).

I raggruppamenti sedimentari e metamorfici del rango delle formazioni sono distinti nel Foglio con tre lettere maiuscole; quelli con il rango di membri con le tre lettere che contraddistinguono la formazione cui appartengono e con un numero al pedice; quelli con il rango di litofacies con tre lettere che contraddistinguono la formazione cui appartengono e con una lettera minuscola al pedice.

I depositi superficiali ed alcuni particolari litotipi, per i quali è tuttora problematica una formalizzazione dei caratteri stratigrafici, sono indicati con lettere minuscole.

La realizzazione del F. 284 “Rosignano Marittimo” è stata effettuata nell’ambito del Progetto CARG (Legge n. 67/88, Legge n. 438/95) mediante la convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche. Responsabile del Progetto CARG per il CNR: R. Polino (fino al 2009), P. Messina; Coordinatore Scientifico e Direttore del rilevamento: R. Mazzanti. Il rilevamento è stato effettuato, negli anni compresi tra il 1992 ed il 1996, alla scala 1:25.000, utilizzando le basi topografiche I.G.M. dai seguenti rilevatori: R. Mazzanti, C. Nencini, A. Lazzarotto, M. Maccantelli, E. Tavernelli, M. Marroni, G. Testa. Le analisi biostratigrafiche sono state eseguita da: A. Bossio, A. Cascella,

M. Foresi, R. Mazzei, G. Salvatorini. La stesura delle note illustrative è stata curata da R. Mazzanti.

Successivamente alle consegne effettuate dagli Autori nel 2009 il C.N.R. ha richiesto una revisione degli elaborati che è stata svolta da M. L. Putignano (Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR, Roma) in qualità di redazione scientifica della cartografia e da P. Manetti e M.L. Putignano per le revisioni delle note illustrative; l'Appendice dell'elenco dei microfossili citati nel testo della stratigrafia del Neogene e relativi Autori è a cura di P. Manetti e I. Mazzini (Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR, Roma).

Le fasi conclusive delle revisioni scientifiche a partire dal 2009 sono state eseguite, in accordo con ISPRA, rispettando l'interpretazione proposta dal Coordinatore Scientifico, i suoi orientamenti di geologia regionale e l'omogeneità cartografica ed editoriale con i Fogli limitrofi.

PROGETTO  
CARG

## II - STUDI PRECEDENTI

Per l'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" esistono la I edizione della C.G.I. (F° 111, LOTTI, 1884 e F° 112, LOTTI & CANAVARI, 1906) e la II edizione (F° 111, MALATESTA, 1954a e F° 112, GIANNINI *et alii*, 1965).

Alla I edizione della C.G.I., redatta considerando tutte le formazioni che vi compaiono come appartenenti ad una successione unica, formata e corrugata sul posto, rimane ormai il solo ruolo di documento per la storia della geologia.

Nella II edizione del F° 111 viene riconosciuta l'alloctonia del "Complesso delle Argille scagliose ofiolitifere" sul *Macigno* del Dominio Toscano dei Monti Livornesi, secondo quanto sostenuto nella sintesi di geologia dell'Appennino settentrionale di MERLA (1952); inoltre vengono poste le basi per una nuova interpretazione dei depositi quaternari dopo gli studi di MALATESTA (1943 e 1952) e di MAZZANTI (1984).

Nel capitolo della stratigrafia delle Note illustrative della II edizione del F° 112 (DALLAN *et alii*, 1969) vengono riconosciuti:

Complesso I - Formazioni di tipo toscano

Complesso II - Gruppo dell'Alberese

1) formazioni affioranti presso Rocca Montanino (tra Casciana Terme e Chianni)

2) formazioni affioranti presso il Torrente Fosci (circa 3 km a ovest di Orciatico)

Complesso III - Gruppo del flysch cretacico (tipo Monte Antola)

Complesso IV - Gruppo delle Argille scagliose ofiolitifere

Complesso V - Terreni senza connessioni visibili con serie definite

Complesso VI - Terreni neoautoctoni

1) Depositi lacustri del Miocene superiore

- 2) Evaporiti del Miocene superiore
- 3) Depositi marini del ciclo pliocenico
- 4) Selagiti
- 5) Depositi del Quaternario.

Gli studi, condotti dalla Sezione di Pisa del Centro di Studi per la Geologia dell'Appennino settentrionale del C.N.R., hanno prodotto una serie di carte geologiche di dettaglio dei dintorni di Casciana Terme (TREVISAN, 1949), del Bacino del Fine (GIANNINI, 1962), dei dintorni di Orciatico (MAZZANTI *et alii*, 1963) e della zona di Chianni-Laiatico-Orciatico (SQUARCI & TAFFI, 1963). Nel 1969, anno della stampa delle Note illustrative della II edizione del F° 112, appariva evidente che l'impostazione della II edizione del F° 111 era ormai sorpassata sulla base dei dati presentati nella nuova carta geologica in scala 1:25.000 (CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1966). Con la pubblicazione sulla geologia del Comune di Rosignano Marittimo di BARTOLETTI *et alii* (1986) iniziava un altro ciclo di produzione di carte geologiche in scala 1:25.000 per le Province di Livorno e di Pisa, coordinate da R. MAZZANTI a cui seguivano la Carta geologica dei Comuni di Livorno e di Collesalveti (LAZZAROTTO *et alii*, 1990) e la Carta geologica delle Colline Pisane (MARRONI *et alii*, 1990).

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il F. 284 “Rosignano Marittimo” fa parte di un tratto della catena *Paleoappenninica*, generatasi nell’Oligocene per effetto della collisione fra il margine *Europeo* e la microplacca *Adria* ed entrata in regime di collasso post-collisionale ad iniziare dalla fine del Miocene inferiore.

In esso sono riconoscibili gli effetti di deformazioni verificatesi in momenti diversi ad iniziare dalla fine del Cretacico inferiore ed in ambienti paleogeografici differenti, con polarità orogenetica verso l’avampaese adriatico.

I movimenti, verificatisi durante gli eventi pre e sin-collisionali, hanno contribuito alla costruzione di un edificio a falde il cui modello è illustrato in Figura 2 (COSTANTINI *et alii*, 1995). Esso prevede la presenza, al di sopra dell’Unità della Toscana non metamorfica, di una successione di unità alloctone che, quando completa, è costituita dal basso da:

- 1) Unità Subliguri, formate dal Gruppo di Canetolo;
- 2) Unità Liguri, formate dall’Unità tettonica di *S. Fiora*, dall’Unità tettonica ofiolitifera di *Monteverdi Marittimo - Lanciaia*, dall’Unità tettonica ofiolitifera di *Montaione* e dall’Unità tettonica ofiolitifera delle *Argille a Palombini* nell’ordine di sovrapposizione tettonica.

Il corrugamento di queste unità tettoniche si è verificato, procedendo dal Dominio Ligure verso l’avampaese adriatico, dal Cretacico superiore all’Eocene superiore, fino cioè alla completa chiusura del Bacino Ligure. Gli eventi deformativi che cadono in questo intervallo di tempo sono spesso indicati con il nome di “fasi liguri”.

Nell’Oligocene si struttura, in corrispondenza del margine della placca adriatica, un sistema orogenetico di “*thrust-avanfossa*”, che contraddistingue la fase collisionale. All’interno di tale sistema si sviluppa una sedimentazione,

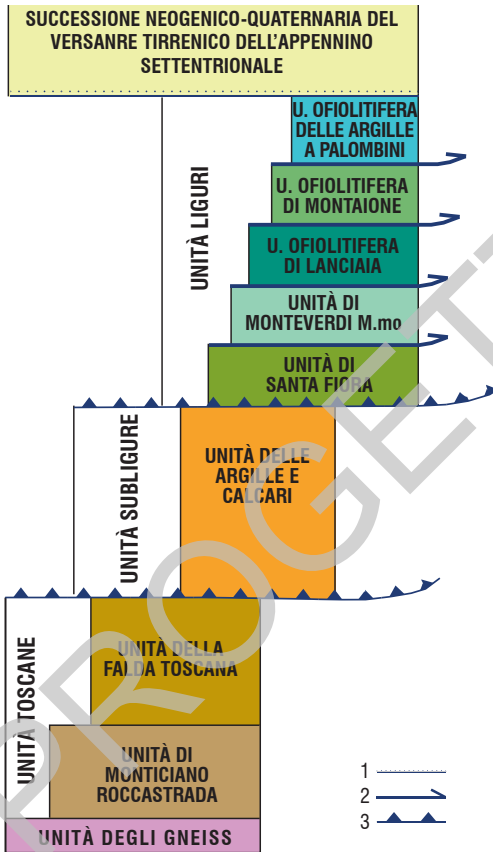


Fig. 2 - Schema dei rapporti stratigrafico-strutturali delle unità presenti nella Toscana meridionale; 1: contatto stratigrafico erosivo; 2: sovrascorrimento primario; 3: sovrascorrimento secondario.

prevalentemente clastica e torbidityca, in bacini fortemente subsidenti, detti di avanfossa, posti tra catena e avampaese, ed in bacini più piccoli, detti bacini satelliti, a più debole subsidenza, posti sulla catena (RICCI LUCCHI, 1986). Il sistema *thrust*-avanfossa nord-appenninico ha subito, dall'Oligocene al Quaternario, una migrazione verso l'avampaese, con spostamento verso est dei depocentri e graduale ricoprimento e corrugamento dei settori di avanfossa più occidentali (RICCI LUCCHI, 1986; BOCCALETTI *et alii*, 1990; CORNAMUSINI, 1998). Gli eventi deformativi che coincidono con la fase collisionale vengono spesso indicati con il nome di "fasi appenniniche".

La strutturazione della catena *Paleoappenninica* si verifica nel Miocene inferiore. Durante tale evento si determina l'accavallamento delle Unità Subliguri e Liguri sul Dominio Toscano: quest'ultimo subisce un forte corrugamento e va a

sovrapporsi al Dominio Umbro-Marchigiano.

La catena *Paleoappenninica*, pertanto, nel Miocene inferiore si configura come un edificio a falde che sarà, più tardi, in gran parte smantellato dalla tettonica distensiva. La configurazione originaria è stata approssimativamente ricostruita nella Toscana Marittima, attraverso il riconoscimento di più unità tettoniche sovrapposte l'una sull'altra secondo il seguente ordine dall'alto:

Unità Liguri

Unità Subliguri

Unità tettonica della Falda Toscana

Unità di Monticiano-Roccastrada

Unità degli Gneiss.

Di queste unità nel F. 284 "Rosignano Marittimo" compaiono solo le Unità Liguri e l'Unità tettonica della Falda Toscana (Fig.3a, 3b).

\*\*\*

L'assetto strutturale attuale della Toscana Marittima è dominato dalle deformazioni legate alla tettonica distensiva post-collisionale che nel Neogene e nel Quaternario ha determinato il collasso e lo smembramento di questo ampio settore dell'Appennino settentrionale. Recenti studi sul Tirreno settentrionale e sui depositi epiliguri della Toscana Marittima pongono l'inizio degli eventi deformativi in regime di distensione alla fine del Miocene inferiore (CARMIGNANI *et alii*, 1994; ELTER & SANDRELLI, 1995). Ad iniziare da questo momento sono stati distinti nella Toscana Marittima due diversi eventi distensivi (BERTINI *et alii*, 1991): durante il primo evento, riferito ad un intervallo di tempo compreso tra il Miocene inferiore ed il Tortoniano superiore, si è verificata una delaminazione della crosta superiore ad opera di faglie dirette a basso angolo e geometria complessa (DECANDIA *et alii*, 1993); ne è derivata una situazione geometrica molto caratteristica, nota con il nome di "serie ridotta" che consiste nella elisione di forti spessori di successione stratigrafica e nella diretta ed anomala sovrapposizione delle Unità Liguri direttamente sulla formazione anidritica triassica o addirittura sui termini superiori dell'Unità tettonica di Monticiano-Roccastrada. Il grado di estensione, calcolato da BERTINI *et alii* (1991), è di almeno il 60%. Durante il secondo evento, che è riferito ad un intervallo di tempo compreso fra il Tortoniano superiore ed il Pleistocene medio, si sono sviluppate faglie a geometria listrica che hanno dato origine ad un sistema di fosse tettoniche, subparallele, allungate in direzione da sud-nord a SE-NO, la cui apertura non si è verificata contemporaneamente ma è proceduta con gradualità da occidente ad oriente (COSTANTINI *et alii*, 1995 - *cum bibl.*).

Il grado di estensione calcolato da BERTINI *et alii* (1991) in questo secondo evento è sensibilmente inferiore a quello del primo evento e si aggira su un valore di circa il 7%.

Nella Toscana Marittima esiste un'ampia documentazione attestante che lo

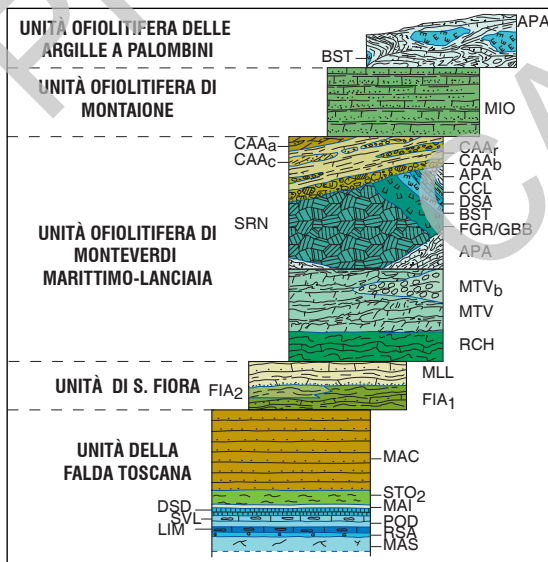
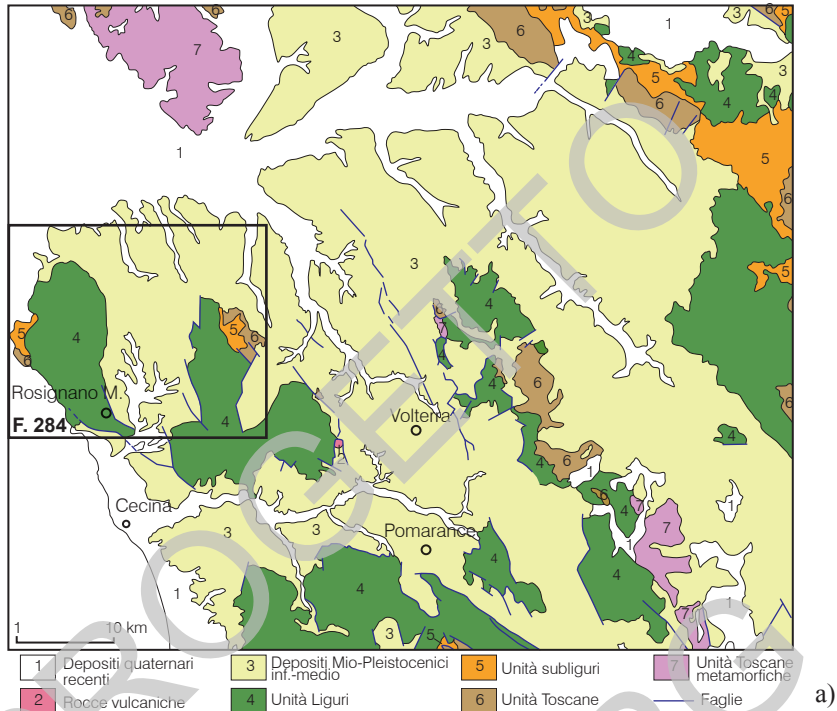


Fig. 3 - a) schema d'inquadramento geologico regionale; nel riquadro l'area del F. 284 "Rosignano Marittimo"; b) schema dei rapporti tra le unità tettoniche Liguri e Toscane presenti nel Foglio.



sviluppo sedimentario neogenico - quaternario è stato in gran parte condizionato da movimenti verticali della crosta, indotti dalla tettonica distensiva postcollisionale, con conseguenti variazioni relative del livello del mare (Bossio *et alii*, 1993). Molto più difficile è invece documentare gli effetti della ciclicità eustatica sulla sedimentazione, proprio perché obliterati dall'attività tettonica.

Bossio *et alii* (1998), sulla base delle analisi di facies e della identificazione delle discontinuità (o inconformità) di carattere regionale, hanno suddiviso la successione sedimentaria neogenico - quaternaria della Toscana Marittima in otto unità deposizionali (UBSU), relative all'intervallo Tortoniano superiore - Pleistocene inferiore. A queste si aggiungono una o più unità deposizionali rappresentate dalle così dette formazioni epiliguri, relative all'intervallo Burdigaliano superiore - Tortoniano inferiore. In sintesi le nove unità deposizionali UBSU sono, dall'alto al basso, le seguenti (Fig. 4):

- Q1 - UBSU di Chiani-Tevere-Montescudaio
- P3 - UBSU Pliocene III
- P2 - UBSU Pliocene II
- P1 - UBSU Pliocene I
- M3 - UBSU Lago-mare
- M2 - UBSU di Castelnuovo
- M1 - UBSU dell'Acquabona-Spicchiaiola
- T - UBSU del "Lignitifero"
- ST - UBSU di Ponsano

Nell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" affiorano ampiamente le UBSU Q1, P1, M3, M2, M1 nel Bacino del Tora-Fine; l'UBSU T compare in piccoli affioramenti ai margini settentrionali dei Monti Livornesi, mentre è ampiamente rappresentata nel Bacino del torrente Sterza tra Monti di Castellina Marittima e Montecatini val di Cècina.

Bossio *et alii* (1998), tenendo conto delle curve di HAQ *et alii* (1987), ritengono che gli effetti dell'eustatismo possano essere riconosciuti, quantomeno come contributo significativo, nel limite discontinuo fra M1 e M2, corrispondente alla trasgressione messiniana, in quello tra M2 e M3, corrispondente alla crisi di salinità del Mediterraneo, ed in quello tra M3 e P1, corrispondente alla riapertura delle comunicazioni tra il Mediterraneo e l'Atlantico.

Le discontinuità ai limiti fra P1 e P2 e fra P2 e Q1 sono state riferite ad attività tettonica anche se vi hanno concorso alcuni importanti cambiamenti eustatici.

Secondo BALDI *et alii* (1994), alcuni sollevamenti di estensione regionale che hanno prodotto significativi cambiamenti nella paleogeografia della regione possono essere messi in relazione ad un anomalo riscaldamento della litosfera; ciò sarebbe messo in evidenza da eventi magmatici di tipo anatettico penecontemporanei o di poco successivi alle fasi di sollevamento della crosta

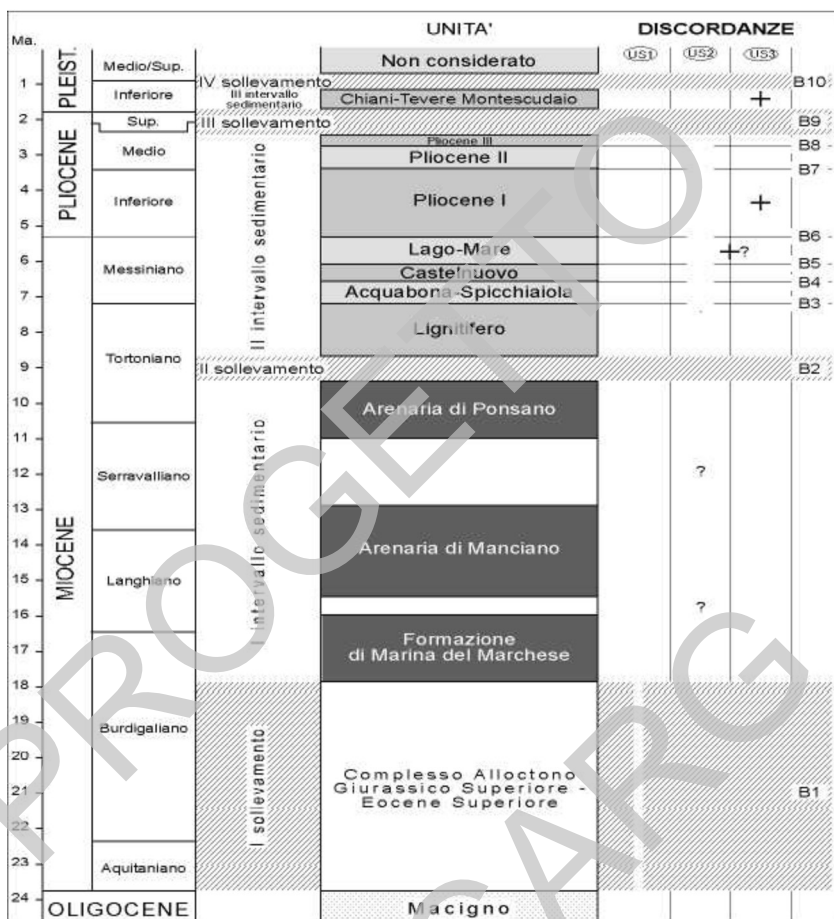


Fig. 4 - Distribuzione cronostratigrafica delle Unità deposizionali riconosciute nella Toscana meridionale (da Bossio et alii, 1998, con modifiche). In grigio scuro sono rappresentate le formazioni epiliguri (Burdigaliano superiore - Tortoniano inferiore); in grigio chiaro quelle relative all'intervallo di tempo Tortoniano superiore - Pleistocene medio. In rigato obliquo sono rappresentate le lacune stratigrafiche. Ogni sollevamento è seguito da un intervallo sedimentario. L'intervallo sedimentario post-Pleistocene medio non è stato considerato. B1, B2, B10, indicano le discordanze che rappresentano i limiti di unità. Il segno (+) indica sollevamento a scala regionale e/o locale. US1: discordanze di primo ordine, riconosciute cioè in tutta la parte occidentale dell'Appennino settentrionale; US2: discordanze di secondo ordine, locali, delle quali la relativa concordanza è sempre riconoscibile; US3: discordanze di terzo ordine, locali, nelle quali non è possibile riconoscere la relativa concordanza. I punti interrogativi indicano incertezza nell'interpretazione dovuta alla scarsità dei dati a disposizione.

nella Toscana Marittima.

La costa da Livorno a Rosignano, quasi completamente compresa nel F. 284 “Rosignano Marittimo”, mostra un insieme di terrazzi eustatici pleistocenici, compresi tra la parte più alta del Pleistocene medio e il superiore, che sono senza dubbio i migliori di tutta la Toscana, tanto più che vi si accompagnano relitti di strutture costiere oloceniche in parte ancora emerse e in parte sommerse, studiate con la collaborazione degli archeologi.

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG

## IV - STRATIGRAFIA

### 1. - DOMINIO TOSCANO

#### 1.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Nell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" le formazioni di questa unità affiorano nel nucleo di Casciana Terme nei Monti di Castellina Marittima e presso Calafuria nei Monti Livornesi (Fig. 5).

##### 1.1.1. - *Calcare Massiccio* (MAS)

Questa formazione è esposta al di sotto del *Rosso Ammonitico* a nord della Ghiacciaia e del *Calcare Selcifero di Limano* nella parete in destra della valle del Borra, all'altezza di Poggibarone. Entrambi questi affioramenti, nei quali non è esposta la parte basale, si trovano nel nucleo di Casciana Terme.

Si tratta di un calcare a varie tonalità di grigio, anche molto scuro, che assume toni più chiari verso l'alto. In prevalenza massiccio, la stratificazione si presenta solo verso la parte alta. Brecciatura e fessurazione vi sono diffuse con fenomeni di soluzione e di "cariatatura" comminuta per circolazione idrica.

Le tracce di macrofossili sono frequenti, sebbene riconoscibili in modo piuttosto generico: lamellibranchi, gasteropodi, articoli di *Pentacrinus* sp. (in FAZZINI *et alii*, 1968), ma già BORRI (1913) vi segnalava varie specie di *Chemnitzia* sp. fra i gasteropodi e varie specie di *Pecten* sp. fra i lamellibranchi, oltre ad

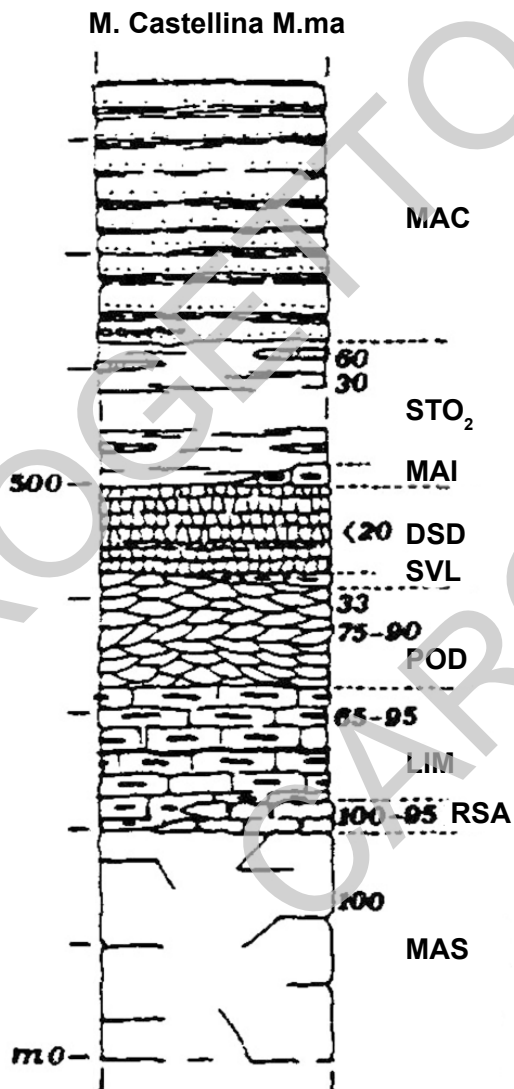


Fig. 5 - La successione stratigrafica toscana di Casciana Terme. Per gli spessori delle formazioni vedi il testo.

articoli di *Pentacrinus* sp.

DALLAN (1990), nonostante la presenza di fenomeni più o meno avanzati di ricristallizzazione e dolomitizzazione secondaria, ha rinvenuto diffusamente microfacies micritiche o spatitiche contenenti *pellets*, intraclasti di piccola dimensione, oncoliti, scarsi bioclasti e granuli incrostanti, nell'insieme indicativi di ambienti di piattaforma. Questi indicano deposizione in zone protette, caratterizzate da bassa energia (ambiente di "laguna interna") (cfr. BOCCALETTI & MANETTI, 1972; FAZZUOLI, 1981; BOCCALETTI *et alii*, 1975).

Le associazioni micropaleontologiche contengono *Thaumatoporella parvovesiculifera*, microforaminiferi a guscio agglutinante (*Textularia* sp., *Valvulina* sp., *Ammobaculites* sp., *Trochammina* sp.), frammenti di molluschi, echinodermi.

Nella parte alta della formazione localmente compaiono alcune facies micritiche ricche di *pellets* e nelle quali sono presenti spicole di spugne, radiolari, ostracodi. FAZZINI *et alii* (1968) nei 50 m di questa formazione, sottostanti il Rosso Ammonitico, segnalano vari gruppi di alghe, fra cui frammenti di *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Solenopora* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera*, e riferiscono questa associazione all'intervallo inferiore della "cenozona a *Palaeodasycladus mediterraneus*" dello schema di SARTONI & CRESCENTI (1959; 1962), corrispondente al Giurassico inferiore (Hettangiano).

Lo spessore affiorante di questa formazione, della quale non affiora la base, è di 200 m a nord della Ghiacciaia.

GIURASSICO INFERIORE p.p.

#### 1.1.2. - Rosso Ammonitico (RSA)

Di questa formazione compaiono due affioramenti: quello dei dintorni della Ghiacciaia è completo tra il substrato di *Calcare Massiccio* e il letto di *Calcare Selcifero di Limano*, ma non vi sono buone esposizioni per la presenza di terrazzette e di altre strutture agricole; quello al fondo del fosso delle Venelle presenta esposizioni molto migliori ma vi compaiono solo gli strati della porzione superiore con il passaggio al *Calcare Selcifero di Limano*.

La formazione è caratterizzata da strati di circa 10 cm di spessore di calcari rossi o rosati, a struttura tipicamente nodulare, di frequente fra loro amalgamati o suddivisi da nette superfici stilolitiche e veli marnosi che contornano i vari noduli calcarei. La struttura nodulare è più accentuata nella porzione superiore.

Tra i macrofossili BORRI (1913) ha determinato diciotto specie di ammoniti che gli hanno permesso un riferimento al piano Sinemuriano. La presenza abbondante di ammoniti è ricordata anche da FAZZINI *et alii* (1968) sul greto del fosso delle Venelle. Questi ultimi AA. descrivono il passaggio col *Calcare Massiccio*, alla

base di questa formazione presso villa Sammuro, come caratterizzato da una lente di breccie ad elementi calcarei, silicei e quarzosi immersi in una matrice calcarea rossa. I livelli più alti mostrano invece un arricchimento in materiale terrigeno fine e in pigmenti di ossidi di ferro.

Le microfacies dei livelli calcarei contengono resti di crinoidi, lamellibranchi, radiolari, spicole di spugne, embrioni di ammoniti, ostracodi, microforaminiferi calcarei, tipo *Globochaete alpina* (DALLAN, 1990).

Lo spessore è di circa 25 m.

FAZZINI *et alii* (1968) ritengono che questa formazione rientri nell'intervallo inferiore (corrispondente al piano Sinemuriano) della "zona di associazione a radiolari e nodosariidae", AGIP MINERARIA (1959).

L'ambiente di sedimentazione indica una deposizione di bacino pelagico. Le discontinuità di giacitura e la presenza di ammassi lentiformi di breccie (del tipo di quelle dei dintorni di villa Sammuro) sono state messe in relazione a fasi di erosione sottomarina legate all'inizio di fasi tettoniche sinsedimentarie.

*SINEMURIANO*

### 1.1.3. - *Calcarea Selcifero di Limano (LIM)*

Questa formazione affiora in concordanza sopra il *Rosso Ammonitico* nella zona della Ghiacciaia e nei due fianchi del fosso delle Venelle; sotto il Poggibianco sormonta direttamente il *Calcarea Massiccio* e nella zona delle Casacce (a nord di poggio Riguardio) costituisce l'affioramento più profondo dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

I litotipi più comuni sono rappresentati da calcilutiti grigio-chiare suddivise in strati decimetrici con interstrati e liste di selci nocciola e grigioscure con alternati strati centimetrici di marne; calcareniti, talora a gradazione verticale, con associate strutture sedimentarie di tipo trattivo, quali le laminazioni oblique e parallele, che sono piuttosto frequenti (FAZZINI *et alii*, 1968).

Tra i macrofossili sono state rinvenute solo rare ammoniti.

Le associazioni micropaleontologiche si sono rivelate piuttosto povere: nella porzione inferiore della formazione sono rappresentate da radiolari, spicole di spugne, rari filamenti calcitici, frammenti di ammoniti, *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera* sp.; nella porzione superiore le associazioni sono rappresentate quasi per intero da radiolari.

Questa formazione ha normalmente uno spessore intorno a 100 m; spessori maggiori, fino ai circa 300 m in località Ghiratta e Casacce, sono probabilmente legati ad ispessimenti al nucleo di pieghe.

FAZZINI *et alii* (1968) ritengono che gli strati di Casciana Terme di questa formazione appartengano all'intervallo del Giurassico inferiore della "zona di



associazione a radiolari e nodosariidae”.

L’ambiente di sedimentazione è probabilmente pelagico di scarpata in progressivo approfondimento con ridistribuzione di materiale detritico.

*GIURASSICO INFERIORE p.p.*

#### 1.1.4. - *Calcari e Marne a Posidonia (POD)*

Questa formazione riposa in concordanza e sopra gli strati del *Calcare Selcifero di Limano* nel botro ad est di casa Piccozzo dove è visibile tutta la successione stratigrafica e il loro passaggio ai sovrastanti Diaspri.

La litologia è rappresentata da strati calcarei e calcareo-marnosi prevalenti nella parte inferiore e da marne varicolori, suddivise in strati centimetrici e decimetrici nella parte superiore.

I livelli calcarei sono micriti e biomicriti a “filamenti calcitici” (attribuibili a valve e a frammenti di valve di *Posidonidae*) e radiolari calcitizzati. Nella pasta calcarea è presente anche un certo contenuto siltoso-argilloso.

Lo spessore, mal precisabile per la presenza di stiramenti e accumuli tettonici, sembra variabile tra i 50 e i 100 m.

BORRI (1913) cita il rinvenimento di *Posidonia* sp., *Astarte* sp. e *Aptycus* sp.; FAZZINI *et alii* (1968) quello di frequenti frammenti di ammoniti che costituiscono noduletti calcarei nel detrito di alterazione dei livelli marnosi.

La presenza dei macrofossili di cui sopra e della microfacies a “filamenti calcitici” (“zona di associazione a lamellibranchi pelagici”) ha permesso un riferimento di questa formazione al Giurassico medio (FAZZINI *et alii*, 1968).

L’ambiente di deposizione di questa formazione verosimilmente fu pelagico. KALIN *et alii* (1979) hanno messo in correlazione la brusca diminuzione del tasso di sedimentazione rispetto a quello del *Calcare Selcifero di Limano* con l’approfondimento del bacino in zone ad elevato tasso di dissoluzione dell’aragonite e con la cessazione degli apporti detritici da aree anteriormente di piattaforma sprofondate al di sotto della zona fotica.

*GIURASSICO MEDIO*

#### 1.1.5. - *Calcare Selcifero della Val di Lima (SVL)*

Un banco di una quindicina di metri di spessore esteso per circa 200 m, attribuibile a questa formazione, è apparso durante i lavori della cava ad est di poggio Riguardo, intercalato tra i *Calcari e Marne a Posidonia* e i *diaspri*.

Questo banco è suddiviso in strati decimetrici di calcilutiti e calcareniti grigio-scure con lenti di selci nere e interstrati di marne anch’esse grigio-scure.

Lo spessore è di circa 15 m.

Le calcilutiti sono rappresentate da *mudstones* a radiolari, spicole di spugne, resti di lamellibranchi; le calcareniti risultano dei *grainstones* oolitici con frequenti resti di organismi bentonici di ambiente neritico: frammenti di molluschi, echinodermi, alghe, micro foraminiferi (*Miliolidae* sp., *Textularidae* sp., *Lagenidae* sp., *Trocholindae* sp. e *Protopenneroplis striata*). La presenza di quest'ultimo fossile consente l'attribuzione all'intervallo Giurassico medio - Giurassico superiore (DALLAN, 1990).

L'ambiente di deposizione è pelagico di scarpata con apporti detritici carbonatici di provenienza neritica (BOSELLINI, 1973) per i quali sono state accertate le caratteristiche dei sedimenti torbiditici negli affioramenti a nord dell'Arno (CERRINA FERONI & PATACCA, 1975; FAZZUOLI, 1981).

*GIURASSICO MEDIO - SUPERIORE*

#### 1.1.6. - diaspri (DSD)

Questa formazione affiora in concordanza sui Calcari e Marne a *Posidononia* lungo l'affioramento di casa Piccozzo, nella cava in sinistra del fosso delle Venelle e ad ovest di Poggibarone. Nella cava ad est di poggio Riguardio sta sopra, in strati da subverticali a rovesciati, sul piccolo affioramento del Calcare Selcifero della Val di Lima.

Questa formazione è costituita da strati centimetrici silicei rosso-cupi, verdi e talora neri, intercalati a straterelli argillitici. In genere sono molto ricchi in radiolari, per lo più sferici, costituiti da calcedonio. Il tenore in carbonati è massimo del 20% nella parte inferiore della formazione, e si annulla nei livelli di selce nera (FAZZINI *et alii*, 1968).

Lo spessore è tra i 50 e i 100 m.

Da un punto di vista biostratigrafico la formazione corrisponde alla "zona di associazione a frequentissimi radiolari", AGIP MINERARIA (1959). Per posizione stratigrafica e in mancanza di una documentazione più precisa, per quanto detto riguardo all'età del *Calcare Selcifero della Val di Lima* (DALLAN, 1990), la sua base potrebbe essere compresa tra il Giurassico medio (Calloviano) mentre l'età del tetto non è precisamente definibile ma dovrebbe collocarsi tra il Titonico inferiore *p.p.*

Le radiolariti sono ritenute un deposito di mare profondo, non esente da risedimentazioni e rimaneggiamenti (KALIN *et alii*, 1979; FOLK & MC BRIDE, 1978), deposto in zone di quasi completa dissoluzione dei carbonati.

*GIURASSICO MEDIO p.p. - SUPERIORE p.p.*

### 1.1.7. - *Maiolica* (MAI)

MARRONI *et alii* (1990) descrivono il piccolo affioramento che è andato distrutto nel proseguimento delle escavazioni nella cava ad est di poggio Riguardio, dove “affiorava un banco di calcari a grana fine, leggermente marnosi, di colore nocciola o leggermente rosato alla frattura”, probabilmente corrispondente alla formazione della *Maiolica* di età compresa fra il Giurassico superiore e il Cretacico inferiore.

Lo spessore è di qualche metro.

I campioni provenienti da blocchi residui nella cava sono rappresentati da una micrite a radiolari calcitizzati (fra cui prevalgono le forme sferiche), sottili tracce calcitiche (lamellibranchi?) e frammenti forse attribuibili ad *Aptychus* sp. La roccia presenta zone calcitizzate piuttosto ampie e numerose vene quarzoso-calcitiche.

GIURASSICO SUPERIORE *p.p.* - CRETACICO INFERIORE *p.p.*

### 1.1.8. - *Scaglia toscana* (STO)

Questa formazione datata al Cretacico inferiore *p.p.* - Oligocene (COSTANTINI *et alii*, 1995) è suddivisa in diversi membri; in questo Foglio affiora esclusivamente il *membro delle argilliti di Brolio* (STO<sub>2</sub>).

#### 1.1.8.1. - membro delle argilliti di Brolio (STO<sub>2</sub>)

Nell'area del F. 284 “Rosignano Marittimo” di questa formazione affiora solamente il *membro delle argilliti di Brolio* (STO<sub>2</sub>) nei nuclei di Casciana Terme e di Gello Mattaccino nei Monti di Castellina Marittima. Nel primo (Casciana Terme), nelle cave dei botri Riguardio e Fine, si trovano gli affioramenti della parte inferiore con litotipi argillitici rosso-violacei e grigio-verdi, che si sfaldano in superficie in scagliette aciculari; sopra alle argilliti si intercalano delle calcilutiti e delle calcareniti fini gradate che si presentano in banchi fino a 2 m di spessore nelle porzioni più alte, giacenti sotto il *Macigno*, e che sono state già segnalate poco a nord della Madonna di Chianni (SQUARCI & TAFFI, 1963). Per la determinazione dello spessore rimangono notevoli incertezze perché solo in corrispondenza del versante della casina di Campotorto, a NE di Chianni, la successione del *membro delle argilliti di Brolio* affiora tra i *diaspri* e il *Macigno* almeno per 100 m di spessore. Le calcilutiti hanno rivelato associazioni pelagiche con microfaune a *Pithonella ovalis*, *Heterohelicidae* di piccole dimensioni e a guscio sottile, forme attribuibili a *Hedbergella* sp. anch'esse di piccola taglia, e qualche frammento di *Globotruncana bicarenata*. Le calcareniti hanno rivelato

microfacies caratterizzate da abbondanti resti di molluschi a guscio spesso, numerosi frammenti di rudiste, anellidi, radioli di echinidi, *Siderolites* cfr. *calcitrapoides* e diversi esemplari di *Globotruncana* sp. con guscio parzialmente o completamente silicizzato: fra queste si riconoscono *Globotruncana* del gruppo *conica-contusa*, *G.* cfr. *caliciformis*, *G.* del gruppo *lapparenti*, indicanti la parte più alta del Cretaceo (DALLAN, 1990). Per quanto riguarda la determinazione cronologica va precisato che tutte le campionature effettuate in queste località hanno rivelato solo età del Cretaceo superiore. D'altra parte è noto che in altri affioramenti della Toscana, a sud dell'Arno (per es. nel relativamente vicino affioramento di Campiglia Marittima-Sassetta), la *Scaglia toscana* è stata datata all'intervallo compreso tra l'Albiano - Cenomaniano e l'Oligocene (COSTANTINI *et alii*, 1995).

Riguardo all'ambiente di sedimentazione le litofacies essenzialmente argillitiche possono essere l'espressione di una deposizione pelitica fine, in gran parte avvenuta sotto la C.C.D. (*Carbonate Compensation Depth*) o in zone di altofondo soggette alla presenza di correnti ricche in CO<sub>2</sub> (DALLAN, 1990). Le calcareniti cretaceo-sommitali corrispondono ad episodi di sedimentazione torbidity in zone depresse del bacino. Le marne e i calcari marnosi variegati dell'affioramento di Gello Mattaccino, direttamente sottostante al *Macigno* possono rappresentare depositi emipelagici sedimentati al di sopra del C.C.D., come suggerito da FAZZUOLI *et alii* (1988) per le litofacies analoghe di altre località della Toscana.

#### CRETACICO SUPERIORE *p.p.*

##### 1.1.9. - *Macigno* (MAC)

Questa formazione costituisce il tetto dell'*Unità tettonica della Falda Toscana* nei Monti di Castellina Marittima ed affiora nei Monti Livornesi presso Calafuria, senza che ne sia visibile il substrato.

Si presenta con strati e banchi di arenaria granuloclassata, a tetto in prevalenza siltitico, di spessori variabili da pochi centimetri a qualche metro.

Gli affioramenti dei Monti di Castellina Marittima non presentano buone esposizioni per coperture detritiche e diffuso manto boscoso. Il contatto con il sottostante *membro delle argilliti di Brolio* è ben esposto solo presso Le Case, circa 1 km a SE di Chianni, dove è manifesta la concordanza; sopra i primi strati di arenaria *Macigno* si trovano alcune intercalazioni di un sedimento argilloso-arenaceo con rari ciottoli (fino a 15 cm di diametro) di scisti cristallini e di quarziti.

Nell'affioramento di Calafuria, dilavato per tutta la sua lunghezza dalle mareggiate e ripetutamente inciso trasversalmente da alcune cave, MAZZANTI & NENCINI (1986) indicano lo spessore di questa formazione a non più di 250 m.

Le caratteristiche petrografiche, dopo lo studio di MANASSE (1905), sono state descritte da BRACCI *et alii* (1984) che hanno rilevato una relativamente alta percentuale di cemento carbonatico (in media 9.2% in  $\text{CaCO}_3$ ), scarso cemento limonitico e basso contenuto di matrice. Il quarzo, piuttosto arrotondato, è il minerale più abbondante, seguito dal feldspato potassico (ortose e microclino), plagioclasi acidi, tutti molto alterati e di aspetto torbido, e da miche (muscovite e biotite), zirconio, apatite e granato; MANASSE (1905) cita anche pirite e magnetite. Abbondanti sono inoltre i frammenti di roccia costituiti da micascisti, rocce intrusive acide, arenarie grigie e calcari marnosi neri.

BRACCI *et alii* (1984) hanno eseguito anche uno studio sedimentologico rispettivamente in destra e sinistra del botro Calignaia del quale riportiamo la sintesi: “Le caratteristiche salienti di questa arenaria sono date dall’alto rapporto arenaria/pelite, dalla predominanza di strati spessi e/o grossolani rispetto ai più sottili e a granulometria più fine, dalla consistente presenza di resti vegetali e dall’abbondanza di cemento carbonatico”.

L’ambiente deposizionale risulta essere di conoide sottomarina in facies canalizzata. Sono presenti associazioni di spesse facies grossolane con scarsa continuità laterale e frequenti fenomeni di amalgamazione (riempimento di canali), con facies più sottili, più o meno continue lateralmente, in cui sono riconoscibili sequenze complete di BOUMA (facies di argine e/o intercanale).

Altre due sezioni di dettaglio, che rappresentano quasi completamente la successione affiorante, sono state misurate lungo il botro Calignaia e presso la torre del Boccale da FERRINI *et alii* (1985). La successione risulta costituita da una porzione basale a facies canalizzate spesse (intervalli arenaceo-conglomeratici) sormontata da una facies canalizzata con intercalazioni pelitico-arenacee (intervallo mediano ritmico) a sua volta sormontata da una spessa facies canalizzata arenaceo-conglomeratica. Le conclusioni di FERRINI *et alii* (1985) collimano molto bene con quelle di BRACCI *et alii* (1984) in quanto: “...la successione esaminata è costituita in massima parte da sedimenti arenacei grossolani, depositi in ambienti di mare profondo, torbiditico, caratterizzato da diffusi fenomeni di canalizzazione (con cicli di riempimento spessi fino a 15 m). Le associazioni di facies riconosciute farebbero attribuire tali depositi ad un sistema distributore a canali intrecciati della porzione intermedia ed interna di una conoide sottomarina caratterizzata per lo più da un apporto sabbioso relativamente elevato”.

Per la determinazione dell’età, dopo una prima attribuzione di CECIONI (1946) all’Oligocene e/o Miocene sulla base del rinvenimento di alcune *Cyclammine* sp. specificamente indeterminabili, TAVANI (1954), sulla base della fauna a lamellibranchi, attribuisce la formazione all’Oligocene, che è stata per anni l’unica documentazione cronologica per tutta la Toscana. Questa attribuzione fu contestata da CONTI & ANDRI (1967) che attribuiscono all’Aptiano (?) e all’Albiano alcune microfacies probabilmente rimaneggiate. Successivamente

DALLAN (1968) dimostrò un'età compresa tra il Paleogene e l'Aquitano per le microfaune provenienti dagli stessi campioni studiati da TAVANI (1954). La presenza di *Haplophragmoides periferoexcavatus*, *Cyclamina acutidorsata*, *Ammosphaeroidina emiliani*, *Eggerella bradyi*, *Cibicides venezuelanus*, *Globigerina* sp., *Catapsidrax dissimilis* e forme riferibili al gruppo di *Globoquadrina rohri* - *G. obesa* - *G. larmei* indicano un'età oligocenica in accordo con l'associazione a nannofossili rinvenuta nella parte alta della sezione del botro di Calignaia (FERRINI *et alii*, 1985), per la quale R. MAZZEI, durante lo studio legato al rilevamento del F. 284 "Rosignano Marittimo", ha richiamato come particolarmente significativa la frequenza di sphenoliti e, fra questi, di *Sphenolithus ciproensis*.

*OLIGOCENE SUPERIORE p.p. - MIOCENE INFERIORE*

## 2. - DOMINIO LIGURE

Le formazioni del Dominio Ligure, affioranti nell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo", appartengono a quattro unità sovrapposte tettonicamente.

Le tre unità tettoniche superiori sono caratterizzate da depositi di *flysch* che sormontano stratigraficamente, ma in discordanza, un complesso di base costituito da ofioliti con associate porzioni della loro copertura sedimentaria in prevalenza argillitica.

La successione delle unità tettoniche, nell'ordine dall'alto, è la seguente:

- *Unità tettonica ofiolitifera delle Argille a Palombini*, costituita dall'arenaria di Montecatini Val di Cecina e dal sottostante *complesso ofiolitifero del Monte di Canneto*;

- *Unità tettonica ofiolitifera di Montaione*, costituita dalla *formazione di Montaione* e dal sottostante *complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli*;

- *Unità tettonica ofiolitifera di Monteverdi Marittimo - Lanciaia*, costituita dalla *formazione di Lanciaia*, dal sottostante *complesso ofiolitifero di Montecastelli* e dalle *formazioni di Monteverdi Marittimo* e dalle *argilliti e calcari di Poggio Rocchino*.

Il complesso di base, nell'ambito del F. 284 "Rosignano Marittimo", è sostanzialmente analogo nelle tre unità ofiolitifere ma risulta più completo nell'*Unità ofiolitifera di Monteverdi Marittimo - Lanciaia*; la sua descrizione sarà quindi limitata a tale unità.

- *Unità tettonica di S. Fiora*, costituita dalla *formazione di Monte Morello* e dalla sua base: la *formazione di S. Fiora* con i suoi due membri, *membro del Fortulla* e *membro di Antignano*.

## 2.1. - UNITÀ TETTONICA DI S. FIORA

Successioni stratigrafiche attribuibili a questa unità e comprese tra il Cretacico superiore e l'Eocene inferiore - medio affiorano sia nei Monti Livornesi sia nei Monti di Castellina Marittima. Esse sono state descritte da numerosi AA. ma finora sono state riferite esplicitamente all'*Unità tettonica di S. Fiora* solo nelle Note illustrative della C.G.I. Foglio 306 "Massa Marittima" (COSTANTINI *et alii*, 2002).

Nei Monti di Castellina Marittima furono riconosciute da SQUARCI & TAFPI (1963) che le attribuirono al "gruppo dell'Alberese" dell'affioramento di rocca Montanino, per le quali indicarono età comprese tra il Cretacico superiore e l'Eocene (e/o Oligocene?) e delle quali precisarono la giacitura, in discordanza tettonica, al di sopra del *Macigno*. BORTOLOTTI (1964) ha descritto la stratigrafia di una piccola successione presso Montenero di Livorno che ha riferito al membro di Garfagnana della *formazione di Monte Morello*, datato al Paleocene - probabile Eocene basale. Nella parte meridionale dei Monti Livornesi, CERRINA FERONI & MAZZANTI (1966) hanno descritto nelle successioni stratigrafiche dei botri Fortulla e Arancio, la formazione del Fortulla, del Cretacico superiore e la formazione di Poggio S. Quirico, del Paleocene medio - Eocene inferiore.

Nella Toscana meridionale, GIANNINI *et alii* (1971) hanno definito la formazione argilloso-calcareo di S. Fiora come "...un sedimento a costituzione litologica prevalentemente argillosa, di età compresa nel Cretacico superiore, nel Paleocene e forse anche in una parte dell'Eocene" nella quale includevano la "*Santa Fiora Formation*" (ABBATE *et alii*, 1970) e per la quale indicavano come area tipo la regione dell'Amiata e del Cetona e le probabili eteropie con le coeve formazioni della Pietraforte, nel Chianti, e di Monteverdi Marittimo in val di Cecina.

Col proseguire delle ricerche queste ultime ipotesi sembrano confermabili (COSTANTINI *et alii*, 1995) qualora si tenga presente che alla *formazione di Monteverdi Marittimo* è stata riconosciuta una base stratigrafica (la formazione delle *argilliti e calcari di Poggio Rocchino*), anche se litologicamente e cronologicamente analoga alla *formazione di S. Fiora*.

LAZZAROTTO *et alii* (1990) riconobbero la formazione del Fortulla, la formazione di Antignano, considerata a questa eteropica e la formazione di poggio S. Quirico nella parte settentrionale dei Monti Livornesi dove è possibile seguirne le sovrapposizioni sul *Macigno* di Calafuria, mentre sono sormontate dai sedimenti dell'Unità tettonica ofiolitifera di Monteverdi Marittimo.

Per quanto riguarda le due aree del F. 284 "Rosignano Marittimo", i Monti Livornesi e i Monti di Castellina Marittima, nelle quali affiorano le formazioni attribuibili al Dominio Ligure in diretta sovrapposizione al *Macigno* del Dominio Toscano, queste sono ben correlabili con quelle che nella Toscana Marittima

sono state attribuite all'*Unità tettonica di S. Fiora* (GIANNINI *et alii*, 1971). Di conseguenza, considerate le analogie litologiche, l'identità d'intervallo cronologico e di posizione tettonica, riteniamo giustificato passare la formazione del Fortulla e la formazione di Antignano in sinonimia della *formazione di S. Fiora*, nota per un areale ben più esteso. Tuttavia, vista l'ampia variabilità litologica di quest'ultima, preferiamo mantenere una certa indipendenza per le prime due a livello di membri, proponendo l'istituzione del *membro del Fortulla* e del *membro di Antignano*.

Per quanto riguarda la formazione di poggio S. Quirico, ancora nell'intento di uniformare il più possibile la nomenclatura stratigrafica, riteniamo che presenti le caratteristiche litologiche, sedimentologiche e cronologiche della più nota *formazione di Monte Morello*, e non del membro di Garfagnana, secondo la proposta di BORTOLOTTI (1964).

In definitiva, nell'ambito del F. 284 "Rosignano Marittimo", l'*Unità tettonica di S. Fiora* riteniamo sia presente con la *formazione di Monte Morello* che sormonta stratigraficamente sia il *membro del Fortulla* sia il *membro di Antignano* della *formazione di S. Fiora* (Fig. 6).

#### 2.1.1. - *formazione di S. Fiora (FIA)*

Secondo quanto riportato nel capitolo precedente, nell'ambito del F. 284 "Rosignano Marittimo" questa formazione è presente con i due membri del Fortulla e di Antignano.

##### 2.1.1.1. - *membro del Fortulla (FIA)*

Il *membro del Fortulla* è costituito in prevalenza da argilliti rosse e verdi, spesso manganesifere, suddivise in strati decimetrici ciascuno a granulometria variabile tra quella di un limo alla base e quella di un'argilla alla sommità. Strati di 3-5 cm di siltiti silico-marnose, di colore oca-bruno, si ripetono ogni 1-2 m mentre, con minore regolarità, compaiono strati centimetrici e decimetrici, talora riuniti in piccoli banchi, di liditi, di calcari grigi a grana fine, di arenarie calcarifere talora con liste di selce nera e brecciole calcaree.

Le campionature per l'esame microscopico sono state prelevate alla valle Benedetta, nei botri Fortulla e Arancio e alle case Fortullino e S. Lucia, rispettivamente nelle parti settentrionale e meridionale dei Monti Livornesi e alla rocca Montanino nei Monti di Castellina Marittima. Alla valle Benedetta, da considerarsi l'area tipo per questo membro, i litotipi esaminati sono risultati (LAZZAROTTO *et alii*, 1990) delle biomicriti e biomicriti argillose, spesso



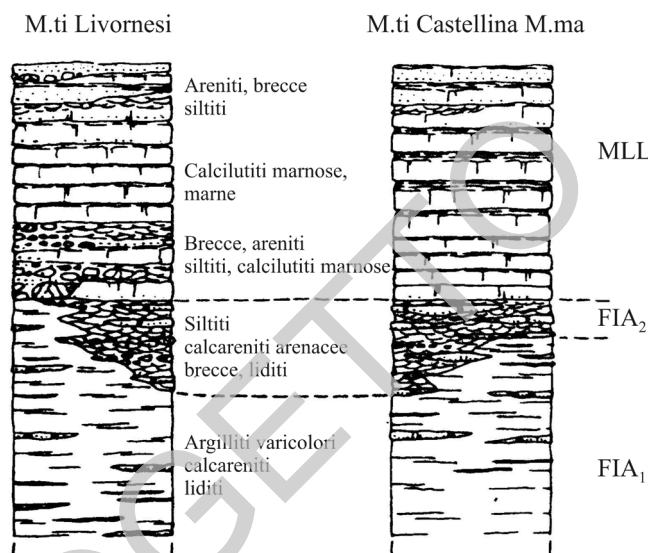


Fig. 6 - Successioni stratigrafiche dell'Unità tettonica di S. Fiora nei Monti Livornesi e nei Monti di Castellina Marittima:  $FIA_1$  = membro del Fortulla e  $FIA_2$  = membro di Antignano;  $MLL$  = formazione di Monte Morello.

silicizzate ed impregnate di ossidi e idrossidi di ferro con esemplari dei generi *Hedbergella* e *Ticinella*, *Heterohelicidae* e rari esemplari di praeglobotruncane e di rotalipore (*Rotalipora appenninica* e *R. cfr. cushmani*), *Pithonella ovalis*, radiolari calcitizzati.

Nei botri Fortulla e Arancio i campioni delle calcareniti hanno rivelato microfacies con associazioni di *Heterohelicidae*, *Globigerinelloides* sp., *Planomalina buxtorfi*, *Hedbergella* sp., *Praeglobotruncana delrioensis*, *P. stephani*, *Rotalipora appenninica* e *R. cushmani*, radiolari di forma sferica e numerosi esemplari di *Pithonella ovalis* e di *P. cfr. sphaerica*. I campioni delle argilliti hanno rivelato numerose forme piccole, trocospiralate e planispiralate, attribuibili ai generi *Hedbergella* e *Globigerinelloides*, oltre che un'unica sezione equatoriale riferibile con dubbio a *Planomalina buxtorfi* e a rari esemplari di *Pithonella ovalis* (CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1966).

L'ambiente di sedimentazione è di tipo emipelagico con passaggi a facies di scarpata.

Lo spessore non è valutabile per raddoppi tettonici, ma può essere stimato nell'ordine del centinaio di metri.

I campioni di radiolariti sono risultati un fitto aggregato siliceo micro e criptocristallino con riconoscibili pochi radiolari di forma sferica.

Tra le case Fortullino e S. Lucia dagli stessi tipi litologici provengono microfacies con i generi *Hedbergella* e *Globigerinelloides* e le specie *Rotalipora appenninica*, *Praeglobotruncana stephani*, *P. delrioensis*, *Planomalina buxtorfi*.

Alla rocca Montanino le campionature dei livelli stratigraficamente inferiori (SQUARCI & TAFFI, 1963) hanno mostrato microfacies a globotruncane e a “globigerine” del Cretacico superiore. In definitiva tutte queste campionature hanno rivelato un contenuto microfaunistico poco abbondante in esemplari e in specie ma sufficiente per un’attribuzione al Cenomaniano.

#### CENOMANIANO

##### 2.1.1.2. - membro di Antignano (FIA<sub>2</sub>)

Per il *membro di Antignano* la località tipo può essere scelta lungo la falesia marina tra la foce del torrente Maroccone e la villa Carolina lungo il litorale di Antignano, circa 1 km al di fuori dell’area del F. 284 “Rosignano Marittimo”. Nel Foglio rientrano numerosi affioramenti, sia nei Monti Livornesi sia nei Monti di Castellina Marittima, nei quali le caratteristiche litologiche appaiono con buone esposizioni. Non così, purtroppo, il dettaglio dei rapporti di giacitura con le formazioni sotto e soprastanti. Per questi rimangono incertezze sulle modalità di passaggio anche se è fuor di dubbio la sovrapposizione, e/o il passaggio laterale, al *membro del Fortulla* (poggio Montioni nei Monti Livornesi, rocca Montanino nei Monti di Castellina Marittima) e la sottomissione alla *formazione di Monte Morello* (Monte Burrone, villa Mugnai, Monte la Poggia, nei primi, rocca Montanino, nei secondi).

I litotipi prevalenti sono siltiti e argilliti mangesifere grigio scuro-marroni a patine ocracee di ossidazione, areniti e calcareniti a grana finissima e siltiti calcaree. In questa massa fondamentale si intercalano, a vari livelli, strati di potenza maggiore (fino a circa 50 cm) di calcari a grana fine, di colore nocciola e a patine marroni, e di marne calcaree grigie, a patine ocre, e banchi di calcari marnosi grigi e di calcareniti grigio-marrone, con base gradata e grossolane controimpronte di corrente parzialmente deformate da carico. Inoltre compaiono banchi di breccie ad elementi calcareo-marnosi e calcarenitici in matrice siltitico-argillitica e piccole masse olistostromiche di ofioliti e di Argille a Palombini.

I campioni prelevati nella zona del rio Ardenza (LAZZAROTTO *et alii*, 1990) sono risultati delle micriti e biomicriti, con contenuto variabile in argilla, talvolta debolmente silicizzate e con scarsa microfauna rappresentata esclusivamente da pochissimi individui riferibili ai generi *Hedbergella* e *Ticinella*; sono inoltre stati campionati livelli di breccie e olistostromi risultati costituiti da clasti di micriti debolmente silicee con radiolari e rare calpionelle (cioè microfacies analoghe a quelle delle Argille a Palombini).

Nei Monti di Castellina Marittima, campioni prelevati in argilliti presso la rocca Montanino (SQUARCI & TAFFI, 1963) hanno mostrato microfacies a globotruncane e globigerine. Il contenuto microfaunistico dei campioni esaminati, pur molto scarso, è indicativo del Cretacico superiore; la presenza di *Rotalipora appenninica* e di *Praeglobotruncana delrioensis* nei campioni provenienti dalla successione tipo di Antignano (LAZZAROTTO *et alii*, 1990) permette di limitare l'età al Cenomaniano.

Lo spessore di questo membro, non precisabile per frequenza di laminazioni e verosimilmente di accumuli tettonici, rientra comunque nell'ordine delle centinaia di metri.

I caratteri litologici e sedimentologici e le associazioni delle microfacies sono indicative di un ambiente di scarpata nel senso di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972); infatti in una facies emipelagica dominante si trovano intercalate facies turbiditiche e facies caotiche di provenienza intra ed extrabacinale.

#### CENOMANIANO

##### 2.1.2. - formazione di Monte Morello (MLL)

Questa formazione, descritta come formazione di Poggio S. Quirico da CERRINA FERONI & MAZZANTI (1966) negli affioramenti dei poggi S. Quirico e il Tedesco, nella parte meridionale dei Monti Livornesi, è stata riconosciuta da LAZZAROTTO *et alii* (1990) anche in molti affioramenti del settore settentrionale e nell'affioramento di Montenero descritto da BORTOLOTTI (1964). E' stata attribuita a questa formazione anche la parte superiore, in prevalenza calcareo-marnosa ed arenacea, della successione di rocca Montanino, descritta da SQUARCI & TAFFI (1963), consistente in strati di calcari grigi a grana fine, di calcari marnosi, di calcareniti, di marne con base arenacea, marne e argilliti. Banchi di breccie ad elementi calcareo-marnosi, ofiolitici e diasprini a matrice argillitica sono segnalati nel settore inferiore in località poggio S. Quirico; mentre livelli in prevalenza arenacei compaiono nel settore superiore sia al poggio S. Quirico, sia a casa la Chiusa e al pian d'Antonio nei Monti di Castellina Marittima. La Figura 7, tratta da BORTOLOTTI (1964), rappresenta due tratti di 50 e 20 m della parte centrale dell'affioramento di questa formazione presso Montenero di Livorno.

Nella località poggio S. Quirico i livelli inferiori hanno rivelato sporadicamente forme fossili non determinabili. Le calcareniti dei livelli centrali sono invece spesso caratterizzate da un ricco contenuto organico in radiolari ricristallizzati in calcite epigenetica, spicole di spongieri, frammenti di echinidi ed alghe del genere *Acicularia*; foraminiferi bentonici delle famiglie *Nummulitidae* e *Rotaliidae* e planctonici delle famiglie *Globorotalidae*, *Globigerinidae* e *Globotruncanidae* (queste ultime verosimilmente in forme rimaneggiate). L'associazione a

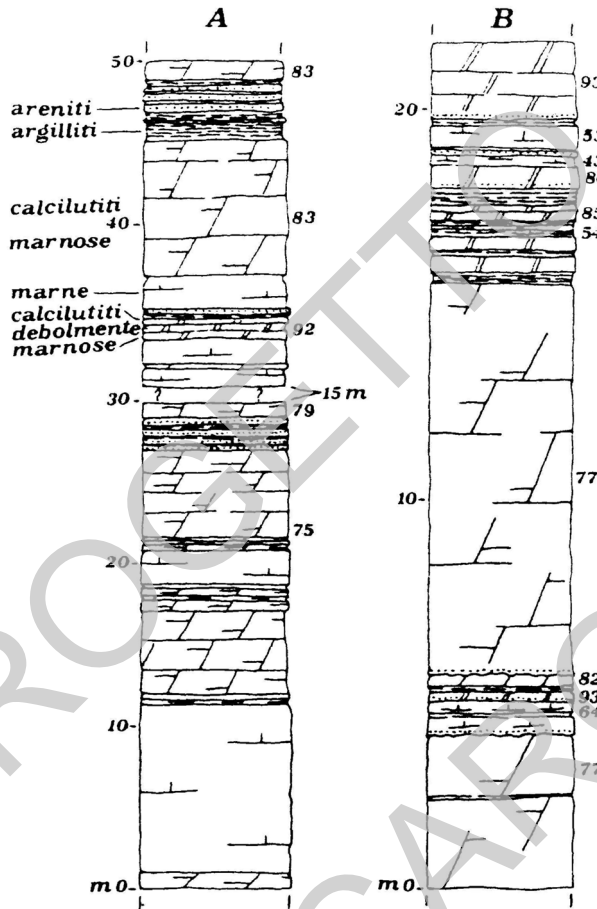


Fig. 7 - Due colonne stratigrafiche della successione della formazione di Monte Morello presso Montenero di Livorno (da BORTOLOTTI 1964). I numeri in sinistra delle colonne indicano i metri, quelli in destra la numerazione dei campioni raccolti.

globorotalie dei gruppi di *G. pseudomenardii*, di *G. aequa* - *G. angulata* e di *G. velascoensis*, è indicativa dell'intervallo cronologico compreso tra il Paleocene medio e l'Eocene inferiore. La parte superiore caratterizzata da arenarie gradate di origine torbiditica, fortemente alterate, con breccie e ciottoli di fango, non ha fornito contenuti fossiliferi utilizzabili.

Nel settore settentrionale dei M.ti Livornesi LAZZAROTTO *et alii* (1990) hanno descritto:

- nella zona di Montenero-M. Burrone, biomicriti argillose con globigerine e

globorotalie, arenarie carbonatico-quarzose a grana medio-fine con rari fillosilicati e con globigerine e globorotalie, calcareniti bioclastiche con frammenti di molluschi e macroforaminiferi e foraminiferi planctonici dei gruppi *Globorotalia* cfr. *pseudomenardi*, *G.* gr. *aequa-angulata*, *G.* cfr. *bullbrooki* oltre ad arenarie carbonatico-quarzose-feldspatiche e calcareniti bioclastiche con globigerine e globorotalie;

- nella zona ad ovest di poggio della Quercia, biomicriti argillose con globigerine e *Globorotalia* cfr. *bullbrooki*;

- nelle zone La Banditella e Bellosguardo, biomicriti con globigerine e piccole globorotalie, verosimilmente paleoceniche.

I campioni provenienti dalla zona di rocca Montanino (SQUARCI & TAFFI, 1963) hanno permesso di riconoscere, negli strati inferiori di questa formazione presso poggio Ritrovoli, microfaune caratteristiche del Paleocene medio - superiore (*Globorotalia* gr. *G. pseudomenardi*, *G. elongata*, *G.* cfr. *angulata*, *Globigerina* cfr. *triloculinoides* e forme verosimilmente rimaneggiate dei generi *Globotruncana* e *Heterohelix*); negli strati intermedi i calcari organogeni scarsamente detritici e le calcareniti grossolane hanno rivelato *Globigerina* gr. *G. triloculinoides* - *G. linaperta*, *Globorotalia* del gr. *G. velascoensis* o *G. aragonensis*, *Globorotalia* cfr. *G. wilcoxensis* var. *acuta*, *Globorotalia* sp. e rimaneggiate *Globotruncana* gr. *G. lapparenti*. In associazione, specialmente frequenti nelle calcareniti grossolane, sono presenti nummuliti, assiline, alveoline, orbitoidi (*Discocyclina* sp.).

In definitiva le associazioni a globorotalie dei campioni di tutti gli affioramenti della *formazione di Monte Morello* sopra citati sono indicative dell'intervallo cronologico compreso tra Paleocene medio ed Eocene medio (parte basale).

Anche di questa formazione, considerato lo stato di notevole sconvolgimento tettonico che la interessa, non è possibile precisare lo spessore che, comunque, in numerose località rientra nell'ambito di alcune centinaia di metri.

I caratteri litologici e sedimentologici della formazione indicano una associazione di facies torbiditiche del tipo D di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) e una deposizione in ambiente di piana sottomarina.

#### PALEOCENE MEDIO - EOCENE MEDIO

### 2.2. - UNITÀ TETTONICA OFIOLITIFERA DI MONTEVERDI MARITTIMO - LANCIAIA

A questa unità, nell'ambito del F. 284 "Rosignano Marittimo", appartengono tre formazioni che, nell'ordine cronologico di deposizione, sono le *argilliti e calcari di Poggio Rocchino*, la *formazione di Monteverdi Marittimo* e la *formazione di Lanciaia*. Tra quest'ultima e le prime due si interpone il *complesso ofiolitifero di Montecastelli*. Tutte le formazioni di questa Unità affiorano sia nei Monti Livornesi, sia nei Monti di Castellina Marittima.

### 2.2.1. - argilliti e calcari di Poggio Rocchino (RCH)

Nei Monti Livornesi questa formazione è stata riconosciuta in molti affioramenti del settore settentrionale sia del versante occidentale, sia di quello orientale, sia nelle parti centrali del botro Forconi, di Popogna e di Cafaggio. Malgrado la presenza di numerosi affioramenti, l'unica esposizione buona si trova nella cava abbandonata di monte Rotondo dove è anche ottimamente esposto il passaggio stratigrafico alla sovrastante *formazione di Monteverdi Marittimo* (LAZZAROTTO *et alii*, 1990).

In prevalenza è costituita da laminiti siltitiche e argillitiche grigie alle quali si intercalano strati decimetrici di arenarie a grana fine o di sequenze di queste arenarie a grana fine e marne o *silt*. Meno frequenti sono strati di maggiore spessore di arenarie carbonatiche grigio-blu. Negli affioramenti di poggio della Quercia, nel settore nord dei Monti Livornesi, a questa formazione si associano piccole masse, sia a struttura caotica sia ancora in compagine stratigrafica, di argille a Palombini che probabilmente costituiscono piccoli olistoliti.

Nei Monti di Castellina Marittima l'affioramento più riferibile a questa formazione corrisponde all'alta val di Fine. Indicata come "pietra forte" e/o "arenarie con intercalazioni di calcari marnosi" da GIANNINI (1962) e da SQUARCI & TAFFI (1963) e come membro di poggio Ceraso della *formazione di Monteverdi Marittimo* da MAZZANTI & NENCINI (1986), questa formazione è stata riconosciuta come costituente la base stratigrafica, talora per alternanza con i tipi litologici di quest'ultima, negli affioramenti dell'area tipo di Poggio Rocchino in val di Cornia. Qui fu segnalata da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1964) come "formazione argilloso-siltosa con rare intercalazioni di strati calcarei e calcareo-marnosi" e, recentemente, COSTANTINI *et alii* (1995) ne hanno ridefinito le caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche per le buone esposizioni presenti in più località.

In sezione sottile i campioni prelevati nella cava di monte Rotondo si sono rivelati delle arenarie carbonatico-quarzose-feldspatiche a grana fine con laminazioni parallele, oblique e convolute contenenti rari foraminiferi dei generi *Hedbergella* e *Ticinella* e frammenti di globotruncane; delle micriti più o meno argillose con spicole di spongiari, radiolari, *Pithonella ovalis*, foraminiferi dei generi *Hedbergella* e *Ticinella* ed *Heterohelix*; delle calcareniti bioclastiche a grana media con resti di globotruncane, foraminiferi dei generi *Hedbergella* e *Ticinella*, *Pithonella ovalis* e *P. sphaerica*, resti di molluschi e di alghe. I campioni prelevati nella zona di poggio della Quercia si sono rivelati delle calcareniti con scarsa fauna a spicole di spongiari, radiolari e foraminiferi dei generi *Hedbergella* e *Ticinella* e delle arenarie quarzoso-feldspatiche-carbonatiche con fillosilicati prive di forme fossili significative.

Sulla base dell'associazione microfaunistica delle sezioni esaminate possiamo indicare in un generico Cretacico superiore l'età di deposizione di questa

formazione. I circa 5 m superiori, sottostanti in continuità alla *formazione di Monteverdi Marittimo*, sono stati campionati per l'esame del nannoplankton nella cava di monte Rotondo. La maggior parte dei campioni è risultata fossilifera, con associazioni in generale scarse e in mediocre stato di conservazione. È stato possibile comunque un riferimento alla biozona a *Quadrum trifidum* di WERBEEK (1977) e conseguentemente un'attribuzione all'intervallo cronologico compreso tra il Campaniano superiore e il Maastrichtiano basale.

Lo spessore originario di questa formazione non è misurabile perché non compare la base e per presenza di grandi complicazioni tettoniche; è comunque valutabile nell'ordine di alcune centinaia di metri.

I caratteri litologici e sedimentologici e le associazioni microfaunistiche sono indicativi di un ambiente di scarpata inferiore.

*CRETACICO SUPERIORE p.p.*

## 2.2.2. - *formazione di Monteverdi Marittimo (MTV)*

Gli affioramenti di questa formazione sono numerosi nelle parti settentrionali sia dei Monti Livornesi (il Poggione, monte Rotondo, S. Michele, podere Uliveto, i Pari, Vaccaie, Stipeto, Pandoiano, villa Maggi) sia dei Monti di Castellina Marittima (alte valli dell'Isola e del Tora, S. Luce, Pastina, alte valli di Aiola, Pietraia e Moscoso). Gli affioramenti si ritrovano in zone boschive con sottobosco sempre molto folto che non favorisce le osservazioni di dettaglio. Così, malgrado il passaggio tra le sottostanti *argilliti e calcari di Poggio Rocchino* e la *formazione di Monteverdi Marittimo* sia stato cartografato per diversi chilometri, in realtà una sua buona esposizione si limita alla cava abbandonata di monte Rotondo studiata da LAZZAROTTO *et alii* (1990) dove gli strati di quest'ultima formazione sono ben esposti per i primi 65 m (Fig. 8) al di sopra di quelli di tetto delle *argilliti e calcari di Poggio Rocchino*.

Nella cava la *formazione di Monteverdi Marittimo* mostra negli 11 m basali una prevalenza dei banchi di marne a base arenacea e di calcilutiti, quindi, dopo una piccola sequenza di strati decimetrici di arenarie argillitiche e di microconglomerati a matrice marnosa, compare un grosso banco di marne a base arenacea; al di sopra prevalgono, per circa 30 m, banchi di calcilutiti marnose con a letto sequenze laminitiche arenaceo-marnose; segue un banco di circa 10 m di spessore di ciottoli di fango eterometrici in matrice siltosa a cui seguono sequenze di banchi calcilutitico-marnosi a letti laminitici marnoso-arenacei e/o calcarenitico-arenacei.

Gli strati laminitici di questa formazione sono in prevalenza ritmici ma le differenze dei granuli sono in genere minime tanto che normalmente non è agevole stabilire la polarità negli affioramenti.

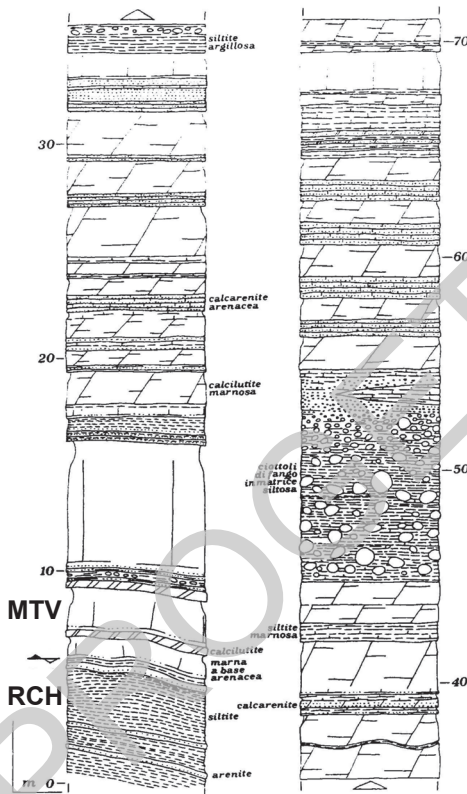


Fig. 8 - Il passaggio tra le argilliti e calcari di Poggio Rocchino (RCH) e gli strati della formazione di Monteverdi Marittimo (MTV), come è visibile nella cava di monte Rotondo (da LAZZAROTTO et alii, 1990).

Le strutture sedimentarie, se pure presenti, non sono molto diffuse, così come le impronte di fucoidi e di Helminroidi. I colori prevalenti al taglio fresco sono il blu scuro per i termini calcareo-marnosi, il grigio-marrone per quelli arenacei, il grigio scuro per quelli argillitici; le superfici di ossidazione presentano sbiancature nei primi e chiazze ocracee nei secondi.

Nei Monti di Castellina Marittima questa formazione e quella stratigraficamente sottostante delle *argilliti e calcari di Poggio Rocchino* sono state descritte con nomi diversi, sia di “alberese” sia di “pietra forte”, da GIANNINI (1962) e da SQUARCI & TAFFI (1963), sia come formazione dell’Antola da SAGRI (1969) (Fig. 9) La Figura 10, tratta dal lavoro di GIANNINI (1962), riporta dettagliatamente il passaggio tra le *argilliti e calcari di Poggio Rocchino* e la *formazione di Monteverdi Marittimo*. GIANNINI (1962) descrive questo passaggio come concordante e per alternanze dei tipi litologici più caratteristici delle due formazioni ed inoltre descrive la presenza di un olistolite di serpentinite, accompagnato da alcuni livelli di breccie ad elementi in prevalenza ofiolitici presso le Vignacce di S. Luce. Altri banchi di breccie ad elementi in prevalenza ofiolitici, ma anche con elementi calcarei e diasprini, si trovano sia nei Monti di Castellina Marittima (al poggio Castagnolo di rocca Montanino, al poggio Castagnolo del ponte Moscoso e presso casa Cintoia) sia nei Monti Livornesi (immediatamente sotto le grandi masse di ofioliti di monte Maggiore e di poggio alle Fate e nell’alto botro del Molino), sempre nella parte alta della *formazione di Monteverdi Marittimo*. Questi banchi sono stati cartografati indipendentemente come litofacies delle breccie dell’Olmaia (MTV<sub>b</sub>) località tipo, nei Monti della



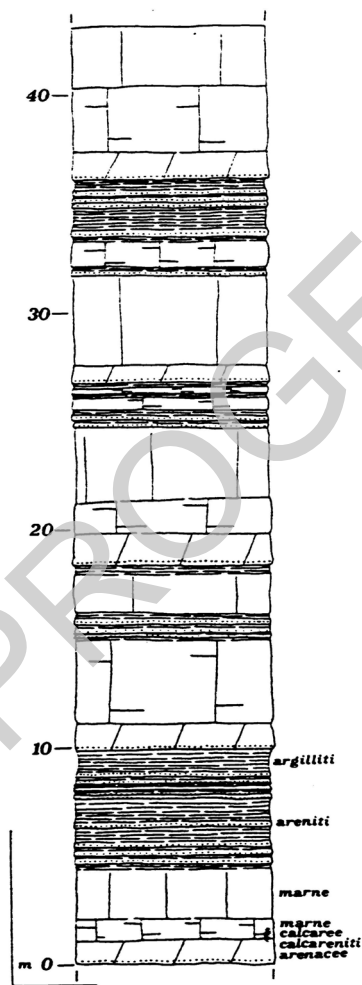


Fig. 9 - Sequenza litologica nella formazione di Monteverdi Marittimo dei dintorni di Pastina nei Monti di Casciana Terme (ridisegnato da SAGRI 1969).

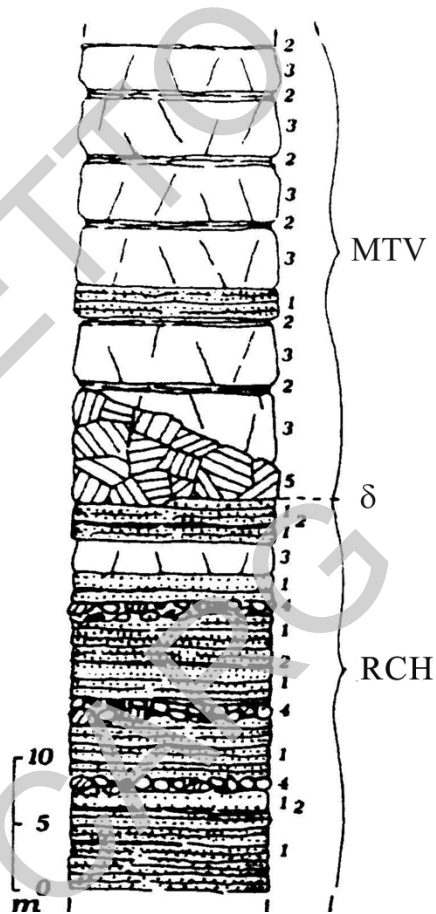


Fig. 10 - Il Passaggio tra le argilliti e calcari di Poggio Rocchino (RCH) e la formazione di Monteverdi Marittimo (MTV) presso le Vignacce di S. Luce (da GIANNINI, 1962): 1 = piccoli strati arenitici, 2 = lamine siltitiche, 3 = strati e banchi di calcilutiti marnose, 4 = piccoli strati di breccie prevalentemente ofiolitiche, 5 = olistolite di serpentinite.

Gherardesca in val di Cècina, dove i sottostanti strati hanno fornito microfacies del Paleocene inferiore (COSTANTINI *et alii*, 1995).

L'esame micropaleontologica in sezione sottile è stata eseguita su campioni provenienti, nei Monti Livornesi, dai seguenti affioramenti (LAZZAROTTO *et alii*, 1990):

1) zona del podere Uliveto:

a - arenarie carbonatico-quarzoso-feldspatiche con rari fillosilicati e granuli di glauconite. La microfauna è scarsa e rappresentata quasi esclusivamente da radiolari, frammenti di *Globotruncanidae* e piccoli foraminiferi riferibili ai generi *Hedbergella* e *Ticinella*; rari esemplari di *Heterohelicidae*;

b - micriti argillose, talora con più o meno abbondante frazione clastica quarzosa, contenenti radiolari, piccoli esemplari riferibili ai generi *Hedbergella* e *Ticinella* e *Pithonella ovalis*;

2) zona Parrana-Pandoiano-Colognole:

a - micriti, siltiti e micriti argillose con piccolissime forme riferibili a foraminiferi dei generi *Hedbergella* e *Ticinella*;

b - calcarenite bioclastica con foraminiferi dei generi *Hedbergella* e *Ticinella*, frammenti di *Globotruncanidae* e *Pithonella ovalis*;

3) zona il Poggione a NE di Quercianella:

a - micriti e micriti argillose con rare e piccolissime forme di foraminiferi, riferibili ai generi *Hedbergella* e *Ticinella* ed alla famiglia *Heterohelicidae*;

4) zona di monte Rotondo:

a - arenaria carbonatico-quarzoso-feldspatica con rari foraminiferi dei generi *Hedbergella* e *Ticinella*;

b - arenarie quarzoso-feldspatico-carbonatiche con fillosilicati e granuli di glauconite con rare forme riferibili a foraminiferi dei generi *Hedbergella* e *Ticinella*;

c - biomicriti e biomicriti argillose con radiolari, spicole di spongiari, *Pithonella ovalis* e foraminiferi attribuibili ai generi *Hedbergella* e *Ticinella*, *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncanidae* e più raramente *Heterohelix* sp;

5) zona a sud della valle Benedetta:

a - biomicriti e biomicriti argillose con foraminiferi ai generi *Hedbergella* e *Ticinella* e radiolari;

b - arenarie carbonatico-quarzose senza fossili riconoscibili.

L'esame in sezione sottile di campioni provenienti dai Monti di Castellina Marittima ha rivelato scarse microfaune con spicole di spongiari (in prevalenza *Monactinellidi*), globigerine a guscio sottile, globigerinelle ed alcuni rappresentanti di *Heterohelicidae*. Più significativi si sono rivelati i campioni prelevati nei dintorni di casa Pereta per la presenza di globotruncane e di *Pithonella ovalis*.

Nell'insieme sono state riconosciute associazioni microfaunistiche indicative del Cretacico superiore in accordo con i risultati di CONTI & ANDRI (1967).

Per lo studio del nannoplancton nei Monti Livornesi è stata eseguita una

campionatura nella cava di monte Rotondo. La maggior parte dei campioni è risultata fossilifera anche se con associazioni scarse e in mediocre stato di conservazione. Tra le forme riconosciute, comuni a quasi tutti i campioni, ricordiamo *Micula decussata*, *Watznaueria barnesae*, scarsi *Calculites obscurus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, rari *Aspidolithus parvus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Eiffellithus eximius*, *Quadrum gothicum*, *Q. trifidum*, *Reinhardtites* cf. *levis*. Sulla base di questa associazione e della presenza del taxon nominale la successione è riferibile alla biozona a *Q. trifidum* di WERBEEK (1977) e la presenza di *E. eximius* e di *Reinhardtites* cf. *levis* rende verosimile un'attribuzione alla porzione campaniana della biozona a *Q. trifidum*.

Nei Monti di Castellina Marittima nella *formazione di Monteverdi Marittimo* a poggio Castagnolo e monte Prunice il nannoplancton si è rivelato piuttosto povero di forme e mal conservate. Tuttavia nel complesso è stata individuata un'associazione che comprende i seguenti taxa (MACCANTELLI, 1994): *Braarudosphaera bigelowii*, *Calculites obscurus*, *Cribrosphaerella ehrembergi*, *Lucianorhabdus cayeuxy*, *Microhabdulus decoratus*, *Micula* sp., *Reinhardtites* sp., *Watznaueria barnesae*, *Zeugrhabdotus embergeri*. In base alla presenza di *C. obscurus* è possibile indicare come limite inferiore la Zona a *Calculites obscurus* (CC17) di SISSINGH (1977), che coincide appunto con la comparsa del taxon. Questa zona, in base allo schema di HARLAND *et alii* (1982), si colloca nell'ambito del Campaniano inferiore mentre, in base allo schema di PERCH-NIELSEN (1985) (Tav. I), corrisponde al tetto del Santoniano.

CRETACICO SUPERIORE *p.p.*

### 2.2.3. - complesso ofiolitifero di Montecastelli

Gli affioramenti delle formazioni di questo complesso sono molti ed estesi sia nei Monti Livornesi sia in quelli di Castellina Marittima. Tuttavia, per la grande complicazione delle strutture tettoniche interne a questo complesso, non è disponibile una sezione geologica nella quale la successione stratigrafica delle formazioni sia completa e in buona esposizione. In queste condizioni di giacitura le successioni litologiche sono sempre frammentarie e la ricostruzione d'insieme risulta alquanto difficile.

La successione stratigrafica ricostruita è data da queste formazioni: *serpentiniti*, *gabbri* e breccie di gabbro, *plagiograniti*, *basalti*, *Diaspri di Monte Alpe*, *Calcarei a Calpionelle*, *Argille a Palombini* e copre un intervallo cronologico che va dal Giurassico superiore al Cretacico inferiore. In questa successione le ofioliti, seppure sradicate e sovrapposte tettonicamente alla *formazione di Monteverdi Marittimo*, conservano ancora tratti nei quali sono visibili i rapporti originari nei confronti della loro copertura sedimentaria sia primitiva (cioè i *Diaspri di Monte*

Tav. I - Schema biostratigrafico a nannofossili calcarei utilizzato per l'inquadramento delle unità cretacicche e paleogeniche affioranti nel F. 284 "Rosignano Marittimo" (ripresso da PERCH - NIELSEN, 1985).

Sistema		Piano		Ma		Biostr. a nannofossili (Sissingh, 1977)						
CRETACICO	SUPERIORE	Sertre	Piano	Ma	Martini (1971)	Okada & Bukry (1980)	CC 26	<i>Nephrolithus frequans</i>	NN1	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	CN1a	<i>Cyclotergolithus obiservus carinatus</i>
							CC 25	<i>Ashmangibella cyathiformis</i>	NP 25	<i>Sphenolithus ciperoensis</i>	CP 19b	<i>Ditrocoerces bisectus</i>
							CC 24	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 24	<i>Sphenolithus distans</i>	CP 19a	<i>Cyclotergolithus floridanus</i>
							CC 23	<i>Tonolihulus placidus</i>	NP 23	<i>Sphenolithus predictatus</i>	CP 18	<i>Sphenolithus distans</i>
							CC 22	<i>Ordoxum trifidum</i>	NP 22	<i>Heterosphaera reticulata</i>	CP 17	<i>Sphenolithus predictatus</i>
							CC 21	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 21	<i>Ercosium subdisticha</i>	CP 16	<i>Heterosphaera reticulata</i>
							CC 20	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 20	<i>Sphenolithus pseudobulimus</i>	CP 15	<i>Discosera barbadiensis</i>
							CC 19	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 19	<i>Triquetrorhabdulus recurvus</i>	CP 14	<i>Reticolofestra umbilica</i>
							CC 18	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 18	<i>Chiasmolithus amarensis</i>	CP 13	<i>Reticolofestra umbilica</i>
							CC 17	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 17	<i>Dyscosera saiponensis</i>	CP 12	<i>Reticolofestra umbilica</i>
							CC 16	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 16	<i>Discosera unii nodifera</i>	CP 11	<i>Reticolofestra umbilica</i>
							CC 15	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 15	<i>Nannasteria fulgens</i>	CP 10	<i>Reticolofestra umbilica</i>
							CC 14	<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i>	NP 14	<i>Discosera subuladensis</i>	CP 9	<i>Reticolofestra umbilica</i>
CRETACICO	INFERIORE	Sertre	Piano	Ma	Martini (1971)	Okada & Bukry (1980)	CC 8	<i>Protosphaera columnaris</i>	NP 13	<i>Discosera indensis</i>	CP 11	<i>Discosera bolivensis</i>
							CC 7	<i>Chistosygyx literatus</i>	NP 12	<i>Tribaculithus orthostylus</i>	CP 10	<i>Tribaculithus orthostylus</i>
							CC 6	<i>Micrantholithus hovei</i>	NP 11	<i>Discosera binodosa</i>	CP 9	<i>Discosera binodosa</i>
							CC 5	<i>Lithraphidites bollii</i>	NP 10	<i>Tribaculithus conortus</i>	CP 8	<i>Discosera binodosa</i>
							CC 4	<i>Cearhabdus loriei</i>	NP 9	<i>Discosera multiradians</i>	CP 7	<i>Discosera multiradians</i>
							CC 3	<i>Calceoladina oblongata</i>	NP 8	<i>Helolithus triedeli</i>	CP 6	<i>Discosera multiradians</i>
							CC 2	<i>Cearhabdus crenulatus</i>	NP 7	<i>Discosera mableri</i>	CP 5	<i>Discosera multiradians</i>
							CC 1	<i>Nannocamus sternaanii</i>	NP 6	<i>Helolithus Alepelli</i>	CP 4	<i>Helolithus Alepelli</i>
									NP 5	<i>Fasciculithus sympaniformis</i>	CP 3	<i>Fasciculithus sympaniformis</i>
									NP 4	<i>Ellipsolithus macellus</i>	CP 2	<i>Ellipsolithus macellus</i>
									NP 3	<i>Chiasmolithus danicus</i>	CP 1	<i>Chiasmolithus danicus</i>
									NP 2	<i>Cruciplanolithus renalis</i>	CP 1	<i>Cruciplanolithus renalis</i>
									NP 1	<i>Markalius inversus</i>	CP 1a	<i>Markalius inversus</i>

*Alpe*, i *Calcari a Calpionelle* o le *Argille a Palombini*), sia secondaria, cioè la *formazione di Lanciaia*, che corrisponde, nell'Unità ofiolitifera di Monteverdi Marittimo - Lanciaia, alla ripresa sedimentaria in discordanza, dopo la fase tettonica ligure, sul *complesso ofiolitifero di Montecastelli*. Per quest'ultimo, l'area tipo è quella di Montecastelli, nel F. 295 "Pomarance" nel quale è stata studiata per la prima volta anche la *formazione di Lanciaia* (SIGNORINI *et alii*, 1963).

### 2.2.3.1. - Serpentiniti (SRN)

Nei Monti Livornesi affiorano, in masse molto potenti ed estese, al poggio Corbolone, al monte Maggiore, al poggio alle Fate-poggio Lungo-Montauto, al poggio Ginepraio, al poggio Arco, al poggio Pelato del Gabbro, alla villa Genova, al monte Carvoli e, nei dintorni di Castiglioncello, tra il borro dell'Arancio e il Polo Nord, al monte Pelato e al poggio Ginepraio; nei Monti di Castellina Marittima l'affioramento più esteso è quello che si trova tra il poggio La Penna, il monte Vasino e i poggi delle Campore e dei Gabbri, fino al monte Vaso. Affioramenti minori si trovano a sud di Castellina Marittima, verosimilmente alla base di successioni di scaglie tettoniche, e al centro della grande massa basaltica che sovrasta, verso oriente, Castellina Marittima.

Si tratta di lherzoliti tettonitiche serpentinite che corrispondono, insieme ai gabbri, a un basamento ofiolitico, datato a 171+/-29 Ma da BIGAZZI *et alii* (1972). Queste lherzoliti tettonitiche sono state interessate da una prima fase metamorfica di alta temperatura e di bassa pressione di facies anfibolitica, cioè da un metamorfismo dovuto ad alti flussi di calore e a pervasiva circolazione di fluidi idrotermali; sono presenti anche metamorfiti di più basso grado (MARRONI, 1990).

Lo spessore originario di queste rocce, considerate delle magmatiti di basamento oceanico (CORTESOGNO *et alii*, 1975) non è precisabile per la complicazione dell'assetto tettonico, comunque da ritenersi nell'ordine delle centinaia di metri.

*GIURASSICO MEDIO*

### 2.2.3.2. - Gabbri (GBB)

Queste rocce affiorano solo nei Monti Livornesi e sono suddivisibili in due gruppi:

- il gruppo nelle quali i gabbri sono collegabili alle grandi masse di serpentinita, attraverso contatti tettonici, probabilmente di età giurassica perché intersecati da filoni basaltici come quelli visibili presso Rosignano Marittimo;

- il gruppo di quelle dei dintorni del poggio del Romito e delle valli di Ardenza e di Quarata nelle quali sono quasi sempre assenti, alla base, le serpentiniti ed invece compaiono al tetto, con grande frequenza, i basalti e le breccie di gabbro.

Da un punto di vista geochimico si tratta in prevalenza di Mg-gabbri e subordinatamente di gabbri intermedi e di Fe-gabbri.

A proposito del tratto superiore della sequenza dei gabbri esiste uno studio di dettaglio di ABBATE *et alii* (1980) per un affioramento posto alla base della falesia della torre del Romito dove è presente una breccia di metagabbri scistosi (Mg-gabbri) in una matrice derivata dallo sgretolamento delle stesse rocce che potrebbe essere correlata alla breccia di Monte Zannone dell'Appennino ligure. Gli strati superiori di questa breccia sono in parte tagliati da dicchi di basalto brecciato. I gabbri mostrano evidenze di aver subito un primo evento metamorfico di tipo oceanico sotto le condizioni della facies anfibolitica; in seguito sono stati fratturati tettonicamente e depositi come breccia sedimentaria che è stata successivamente inglobata dai dicchi basaltici. Infine queste rocce sono regredite di facies metamorfica passando sotto condizioni di scisti verdi, con sviluppo di albite, epidoti, clorite, sericite, actinolite, pumpellite, prehnite, calcite, titanite, opachi; successivamente tagliate da vene di calcite, prehnite, epidoti ed albite.

L'età è ritenuta per correlazioni con rocce equivalenti del Giurassico medio.

Gli spessori sono sempre nettamente minori a quelli delle masse serpentinitiche e difficilmente sorpassano il centinaio di metri.

*GIURASSICO MEDIO*

### 2.2.3.3. - Plagiograniti (FGR)

Gli affioramenti di queste rocce sono presenti solo nei Monti Livornesi. Il maggiore, allungato per circa 1 km in direzione ONO-ESE e posto nelle pendici meridionali dei poggi Sperticata e Caprone, sembra corrispondere alla continuazione di un affioramento di gabbro ed è racchiuso - al limite NO - da affioramenti di basalto mentre, verso SE, è circondato dalle *Argille a Palombini*. Ancora circondati completamente da quest'ultima formazione sono i due piccoli affioramenti di plagiograniti delle pendici SO e NE di poggio Caprone. Infine completamente circondata da basalto è la piccola massa di plagiogranito dell'alta valle del Rogiolo. A parte le difficoltà di interpretazione dovute alle pessime esposizioni, è evidente che i contatti delle masse di plagiograniti con le *Argille a Palombini* (sempre privi di un minimo di metamorfismo di contatto) non sono originari ma dovuti a dislocazioni tettoniche posteriori alla messa in posto degli stessi plagiograniti e, ovviamente, alla sedimentazione delle *Argille a Palombini*. Gli studi petrografici (MARINELLI, 1964; BARBERI *et alii*, 1971; SERRI, 1980) hanno chiarito che i plagiograniti sono legati geneticamente alle ofioliti, tanto più che

determinazioni di età, con il metodo delle tracce di fissione su zirconi, di campioni di plagiograniti anche di poggio Caprone e del Romito (BIGAZZI *et alii*, 1972 ; 1973) hanno dato età comprese fra 162 e 171 Ma, ben inquadrabili nell'attività magmatica del fondo oceanico del Dominio Ligure.

I plagiograniti rientrano, secondo la classificazione di STRECKEISEN (1967), nel campo compreso fra le dioriti e le trondhjemitite, e vengono considerati il prodotto finale, per cristallizzazione frazionata, di magmi basaltici intrusi nelle parti superiori dei complessi gabbri al limite con le coperture basaltiche. Clasti di plagiogranito si trovano anche nelle breccie, in prevalenza costituite da elementi di gabbro, esposte nella falesia al piede della torre del Romito (Fig. 11).

#### GIURASSICO MEDIO

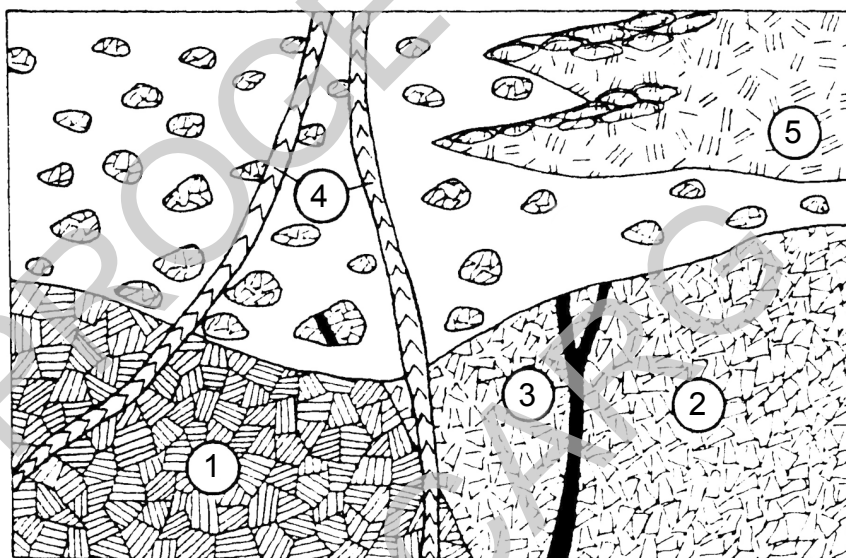


Fig. 11 - Ricostruzione schematica della successione ofiolitica nei Monti Livornesi (da MARRONI, 1990): 1) Lherzoliti tettoniche serpentizzate (SRN); 2) Complesso gabbriaco (GBB); 3) filoni di plagiograniti (FGR); 4) Filoni basaltici (BST); 5) Basalti massicci, basalti a cuscini e breccie basaltiche (BST).

#### 2.2.3.4. - Basalti (BST)

Queste rocce affiorano in piccoli ammassi in prevalenza collegati a gabbri, nel settore NO dei Monti Livornesi; nella grande massa di Rosignano Marittimo e nel settore centrale dei Monti di Castellina Marittima in grandi masse collegate alle

serpentiniti; infine affiorano in val di Perga, isolati al centro del Bacino neogenico della val di Fine.

I basalti sono composti in prevalenza da un'associazione di plagioclasio e di cloriti o di anfiboli talora con piccole quantità di olivina; hanno grana da media a fine, piuttosto omogenea e colore verde bruno uniforme. I basalti hanno aspetto massivo, talvolta subsferico, a cuscini (*pillows*) o a frammenti subangolosi (brecce). A queste varietà corrispondono strutture microscopiche intersertali con presenza di vetro e tessiture vacuolari con cavità di varie dimensioni.

Alla base della massa basaltica di Rosignano Marittimo sono molto frequenti filoni di basalto (**fb**) che tagliano i gabbri e in minor percentuale le serpentiniti. Questi filoni sono stati studiati in dettaglio (CORTESOGNO *et alii*, 1975; BORTOLOTTI *et alii*, 1976) per chiarire i rapporti di giacitura fra i tre principali tipi di rocce magmatiche basiche che costituiscono le ofioliti. I filoni sono spessi fino a 3-4 m, ad andamento generalmente subparallelo. L'ammontare dei filoni varia da 50 al 100% della roccia affiorante; in quest'ultimo caso i gabbri si presentano in sottili livelli e i filoni basaltici sono sovrapposti l'uno sull'altro.

Dal punto di vista petrografico sono stati riconosciuti:

- basalti costituiti da plagioclasio, pirosseno e orneblenda bruna con tessitura afirico-faneritica;

- basalti a tessitura porfirica con cristalli idiomorfi fino a 5 mm, di plagioclasio, pirosseni trasformati in uralite e più raramente olivina, in una massa di fondo con prevalenza di anfiboli allotriomorfi.

Molto importante, per le relazioni di giacitura e di messa in posto di questi filoni, è l'assenza di deformazione plastica e ricristallizzazione metamorfica di alto grado che ha invece interessato i metagabbri. I filoni basaltici al contrario hanno subito le successive modificazioni metamorfiche di basso grado che hanno interessato anche i metagabbri incassanti (BORTOLOTTI *et alii*, 1976).

*GIURASSICO SUPERIORE*

#### 2.2.3.5. - Diaspri di Monte Alpe (DSA)

Affioramenti di questa formazione si rinvengono, in prevalenza associati ai basalti ma anche ai gabbri e alle serpentiniti, sia nei Monti Livornesi sia nei Monti di Castellina Marittima. Data l'estesa tettonizzazione del *complesso ofiolitifero di Montecastelli*, gran parte delle giaciture dei *Diaspri di Monte Alpe* sono fortemente dislocate. In alcune località sono tuttavia riconoscibili rapporti originari con le formazioni sotto e soprastanti.

I *Diaspri di Monte Alpe* sono costituiti da strati centimetrici e decimetrici silicei rossi o verdi-scuri a cui si intercalano lamine di argilloscisti silicei, talora con granuli di vetro e letti tuftici (un tempo detti "ftaniti"); sono anche presenti



sporadicamente piccoli strati di breccie ad elementi minuti ofiolitici e piccoli strati di arenarie ofiolitiche gradate. In alcune località questa seconda facies litologica prevale sulla prima.

Lo spessore è sempre modesto fino ad un massimo di venti metri. Nei Monti Livornesi, alla base della falesia del Romito, ABBATE *et alii* (1980) hanno descritto una piccola sequenza, in posizione rovesciata, che inizia con un livello (fino a 50 cm) di breccia basaltica, seguito da 10 m di scisti rossi silicei con rare arenarie ofiolitifere e breccie di gabbro sovrastati dalle *Argille a Palombini*.

Un passaggio stratigrafico analogo fra le formazioni dei *Diaspri di Monte Alpe* e delle *Argille a Palombini* (Fig. 12) è visibile nella trincea della via Aurelia, al passo del Romito (LAZZAROTTO *et alii*, 1990).

Nella zona di monte Vitalba nei Monti di Castellina Marittima i *Diaspri di Monte Alpe* presentano uno spessore fino a 20 m.

In sezione sottile i *Diaspri di Monte Alpe* mostrano fitti aggregati silicei che hanno fornito una microfacies a radiolari descritta da NOZZOLI (1986) nella “*Quercianella sequence*”. L’Autore ha attribuito una età Calloviano superiore - Kimmeridgiano per la parte basale e una età Kimmeridgiano superiore - Titonico medio - superiore per la parte immediatamente sottostante alle *Argille a Palombini*. I campioni basali provenienti dal monte Vitalba sono stati attribuiti all’Oxfordiano superiore - Titonico inferiore sulla base di microfacies a radiolari, mentre i campioni provenienti dal livello superiore argillitico sono stati attribuiti al Berriasiano superiore sulla base delle associazioni a nanfossili calcarei (PICCHI, 1985). Infine PERILLI (1997), nel suo studio della sezione di monte Vitalba, pone il limite stratigrafico tra i *Diaspri di Monte Alpe* e i *Calcari a Calpionelle* in corrispondenza della zona a *Cretarhabdus angustiforatus* (Berriasiano superiore).

Il carattere siliceo di questa formazione viene generalmente messo in relazione con una deposizione su di un fondo marino al di sotto della CCD, che comporta

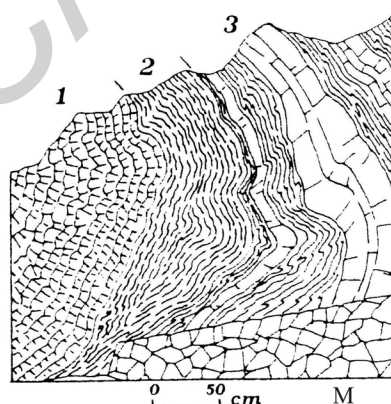


Fig. 12 - *Passaggio stratigrafico in cerniera di piega visibile sulla trincea della via Aurelia al passo del Romito (da una foto in LAZZAROTTO et alii, 1990): 1 = Diaspri di Monte Alpe; 2 = argilliti; 3 = calcari silicei delle Argille a Palombini; M = muretto di protezione stradale.*

la non deposizione dei materiali carbonatici a tutto vantaggio della pur esigua frazione silicea. All'origine della silice costituente la formazione concorrono, secondo ANDRI & FANUCCI (1973; 1980), più meccanismi e cioè la degradazione subacquea delle rocce ofiolitiche, la diagenizzazione dei fanghi a radiolari e le fenomenologie collegate all'attività effusiva della dorsale oceanica.

*GIURASSICO SUPERIORE p.p. - CRETACICO INFERIORE p.p.*

### 2.2.3.6. - Calcare a Calpionelle (CCL)

Nei Monti Livornesi gli affioramenti di questa formazione sono piccoli e limitati tra il podere Maestà e la casa Col di Leccio al bordo NO della grande massa basaltica di Rosignano Marittimo. Molto più importanti invece sono gli affioramenti nei Monti di Castellina Marittima sul fianco settentrionale della grande massa basaltica di Castellina Marittima - monte Vitalba e intorno al podere Querciole e al campo delle Vacche da 1 a 3 km a SE di Pastina.

L'affioramento lungo la rotabile Riparbella - torrente Sterza tra il podere delle Gusciane e il podere Casone è stato scelto per la sezione tipo (Fig. 13) di questa formazione, denominata "*Calcare a Calpionelle ligure*" da DALLAN *et alii* (1968).

La formazione, in corrispondenza della sezione tipo, è prevalentemente costituita da strati di 20-150 cm di calcilutiti e calcilutiti marnose bianco-latte, separati da sottili giunti pelitici e subordinatamente da strati di argille marnose oca bruno o

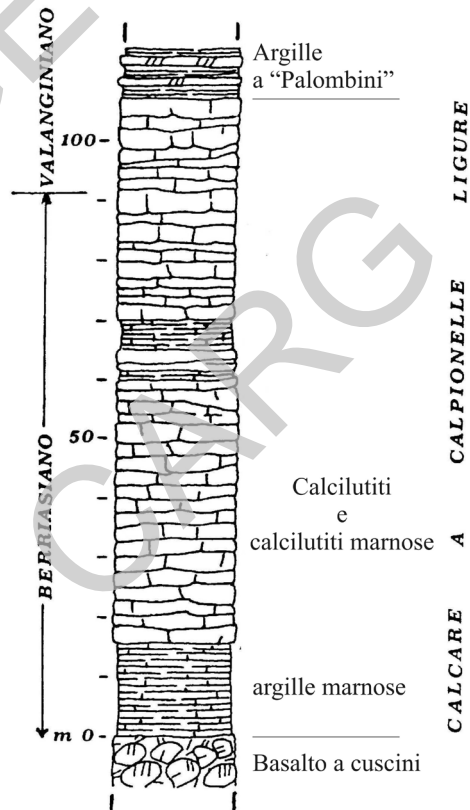


Fig. 13 - Sezione tipo del Calcare a Calpionelle Ligure (DALLAN *et alii*, 1968) collocata lungo la rotabile Riparbella - torrente Sterza.

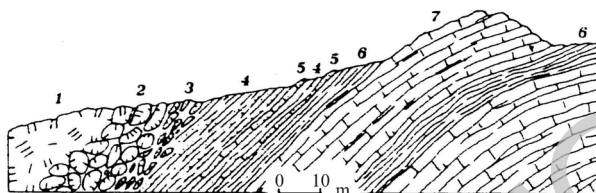


Fig. 14 - Il passaggio basalti - Calcarea a Calpionelle nella cava a SE di Pastina (da GIANNINI et alii, 1962); per i numeri vedi testo.

chiaro, talora rosso-violaceo, che costituiscono anche il livello inferiore (15 m di spessore) e due livelli verso la metà (rispettivamente di 1,20 e di 4,30 m di spessore).

Nella sezione tipo la base della formazione si sovrappone direttamente ai basalti senza l'interposizione dei *Diaspri di Monte Alpe*. Una situazione analoga, ma con evidenza di dettagli maggiore per la porzione basale è visibile nella cava circa 1 km a SE di Pastina, nella quale i rapporti fra basalto e *Calcarea a Calpionelle* sono stati descritti da GIANNINI (1962) che mostra una successione rovesciata ma regolare (Fig. 14):

- 1) basalto massiccio,
- 2) basalto con struttura a cuscini,
- 3) schegge di basalto vetroso verdastro,
- 4) sedimenti argillitico-marnoso misto a grossi frammenti di vetro verdastro ed a materiale tufaceo più fino,
- 5) straterelli di calcarea contenenti minuti frammenti di materiale vetroso,
- 6) argille marnose giallastre,
- 7) calcilutiti e calcilutiti marnose a calpionelle.

In altre località dell'affioramento di Castellina Marittima - monte Vitalba le calcilutiti della formazione del *Calcarea a Calpionelle*, talora con liste di selce grigia o rosa sormontano, in concordanza, le radiolariti dei *Diaspri di Monte Alpe*, come è messo in evidenza nella Figura 15 per le successioni delle Pianacce e dei Sassi Bianchi.

Lo spessore della formazione è di circa 110 m in corrispondenza della sezione tipo. Il passaggio alle sovrastanti *Argille a Palombini* è concordante e sfumato in quanto si manifesta più che altro perché agli strati calcilutitici, più o meno marnosi della parte alta del *Calcarea a Calpionelle*, iniziano a intercalarsi strati e banchi, progressivamente più potenti, di argilliti marnose mentre restano invariate la costituzione litologica e le microfacies degli strati calcarei.

Da segnalare, nell'area delle Pianacce (Fig. 15A) e dei Sassi Bianchi (Fig. 15B), la prevalenza nella parte inferiore-media della formazione di livelli di argille marnose di colore ocra simili a quelli presenti in corrispondenza della sezione tipo che, in questo caso, assumono uno spessore decisamente maggiore analogamente a quanto segnalato da SIGNORINI (1963) per l'area di Murlo a SE di

Siena. Nella successione del Dominio Ligure di quest'ultima località, le Marne di Murlo occupano tutta la posizione stratigrafica normalmente occupata dal *Calcarea a Calpionelle*.

Il primo studio in sezione sottile di campioni provenienti dall'affioramento di questa formazione nei pressi di Castellina Marittima si deve a ZIA (1955) con il riconoscimento di un'associazione a *Calpionellopsis* cfr. *thalmanni*, *Tintinnopsella doliformis* e *T. oblonga* e un'attribuzione cronologica al Valanginiano - Hauteriviano.

Più particolareggiato è stato lo studio di DALIAN *et alii* (1968), eseguito nella sezione tipo sulla base della raccolta di dodici campioni uniformemente distribuiti sull'intera successione stratigrafica ed estesi dalla base del *Calcarea a Calpionelle* fino a una porzione significativa della base delle *Argille a Palombini*. Le associazioni a calpionelle hanno permesso di riferire la base della formazione al Berriasiano e il tetto al Valanginiano.

In seguito PICCHI (1985), nella successione di monte Vitalba, ha indicato per la base un'età del Berriasiano superiore per la presenza dell'associazione di *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionella alpina* e *Tintinnopsella carpathica*. Inoltre altri campioni, prelevati poco al di sopra della base della formazione, hanno fornito un'associazione a nannofossili calcarei con *Cretarhabdus angustiforatus*, *Parahbdolithus asper*, *Reinhardtites fenestratus*. Questa associazione indica il Berriasiano superiore (Zona a *Cretarhabdus angustiforatus* di THIERSTEIN, 1976; in PERCH-NIELSEN, 1985).

Infine PERILLI (1997), nello studio della sezione di poggio Vitalba, ha individuato il passaggio tra la Formazione del *Calcarea a Calpionelle* e quella delle *Argille a Palombini* poco al di sopra del limite tra la Zona a *Cretarhabdus angustiforatus* (Berriasiano superiore) e la Zona a *Calcicalathina oblungata*

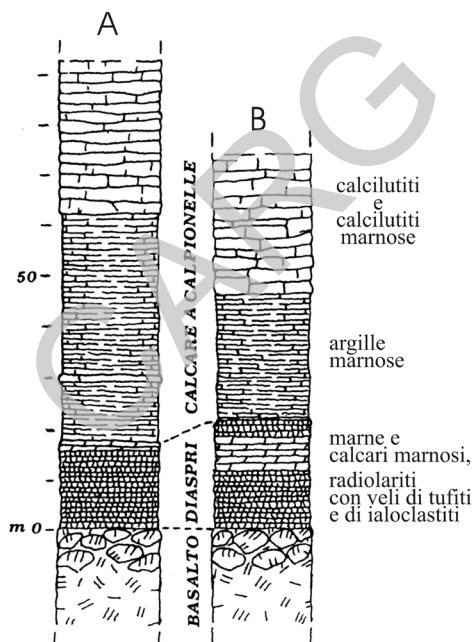


Fig. 15 - Tratti della successione basalti - Diaspri di Monte Alpe - *Calcarea a Calpionelle* alle Pianacce (A) e ai Sassi Bianchi (B) nei Monti di Castellina Marittima.

(Valanginiano basale).

Riguardo gli ambienti di deposizione sia le litofacies che le microfacies indicano un ambiente pelagico.

*CRETACICO INFERIORE p.p.*

### 2.2.3.7. - Argille a Palombini (APA)

Gli affioramenti di questa formazione sono assai vasti e numerosi sia nei Monti Livornesi, sia nei Monti di Castellina Marittima. Nei primi i principali sono fra il rio dell'Acqua Puzzolente e il Rio Maggiore, fra il Castellaruccio e il Fortullino, nella zona di casa S. Quirico, casa Masaccio e di Castiglioncello alto, e infine, dalla Serra Grande di Rosignano Marittimo fino al poggio Scadanibbio di Nibbiaia. Nei secondi si trovano al pian del Pruno, alle Pescine, al pian delle Vacche e alle Scope ad est di S. Luce e di Pastina; nelle alte valli dei botri Bufalaio e Pescierino, rispettivamente a NE e SO di Castellina Marittima, e infine, al poggio Prugnolaie in destra della val di Sterza.

Pochissimi di questi vasti affioramenti presentano tratti di successione stratigrafica indisturbati tettonicamente; fra questi occorre segnalare quelli presenti alla base della falesia del Romito (ABBATE *et alii*, 1980) e alla trincea della via Aurelia al passo del Romito (Fig. 12) (LAZZAROTTO *et alii*, 1990). In queste località il passaggio tra gli scisti argillitico-silicei dei *Diaspri di Monte Alpe* e le *Argille a Palombini* è concordante anche in presenza del raddrizzamento fino al capovolgimento degli strati.

Un altro passaggio che sembra corrispondere alle condizioni originarie di deposizione è segnalato da DALLAN *et alii* (1968) al tetto della sezione tipo del *Calcere a Calpionelle* (Fig. 13). In corrispondenza di questa sezione, negli strati di base delle *Argille a Palombini* (circa 50 m di potenza), sono stati raccolti otto campioni con microfaune prevalentemente a Tintinnidi riferite al Valanginiano (DALLAN *et alii*, 1968).

Dal punto di vista litologico questa formazione, oltre ai noti strati di calcilititi silicee grigio-ferro (i "Palombini") e alle alternanze di strati e banchi di argilliti laminitiche grigio-marroni o nere, comprende, in percentuale assai minore, strati e banchi di calcilititi marnose grigio-scuro a patine chiare e strati di calcareniti arenacee e talora di arenarie calcareo-quarzose. La Figura 16, descritta in SCHIAFFINO (1961), rappresenta il dettaglio della successione di circa 6 m visibile in destra della Bocca di Chioma che non è stato ancora possibile posizionare all'interno della formazione. Lo spessore della formazione non è valutabile con precisione, anche se è stimabile nell'ordine delle centinaia di metri.

Per la determinazione dell'età i campioni che sono risultati maggiormente significativi sono quelli raccolti nelle successioni nelle quali sono note le

formazioni del substrato. Si tratta in genere di micriti più o meno silicee con associazioni a Tintinnidi riferibili al Valanginiano. PERILLI (1997), nell'esame del nannoplacton presente nei circa 150 m di successione stratigrafica campionati nella sezione di Bocca di Chioma, riferisce di avere individuato il passaggio tra Hauteriviano e Barremiano circa a 70 m dalla base dell'affioramento.

Per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione la presenza di torbide carbonatiche presuppone la comunicazione con una piattaforma carbonatica. La presenza di emipelagiti carbonatiche potrebbe indicare una profondità non molto elevata del fondale oceanico (al di sopra della CCD). In generale le *Argille a Palombini* dell'Appennino settentrionale sono ritenute dei depositi torbiditici di piana abissale (DECANDIA & ELTER, 1972; ANDRI & FANUCCI, 1975; FANUCCI, 1980; NAYLOR, 1981; CASNEDI, 1987; GALBIATI, 1990).

*CRETACICO INFERIORE p.p.*

#### 2.2.4. - formazione di Lanciaia (CAA)

La *formazione di Lanciaia* fu istituita in val di Cècina da SIGNORINI *et alii* (1963) che la riconobbero in discordanza sopra le ofioliti dei "complessi liguri". A questa formazione vengono qui riferiti gli affioramenti indicati come "breccie e conglomerati di Alberelli", "arenarie calcarifere di Sassogrosso" e "calcarei marnosi di Carcivisoli" da BARTOLETTI *et alii* (1986) nei Monti Livornesi e l'affioramento del torrente Pesciera nei Monti di Castellina Marittima, già riconosciuto da GIANNINI *et alii* (1971), da CERRINA FERONI *et alii* (1973) e recentemente riesaminato da MACCANTELLI & MAZZEI (1994) MAZZANTI (1966).

Nel F. 284 "Rosignano Marittimo" sono state riconosciute e distinte quattro unità litologiche e stratigrafiche cartografabili, con il rango di litofacies e cioè:

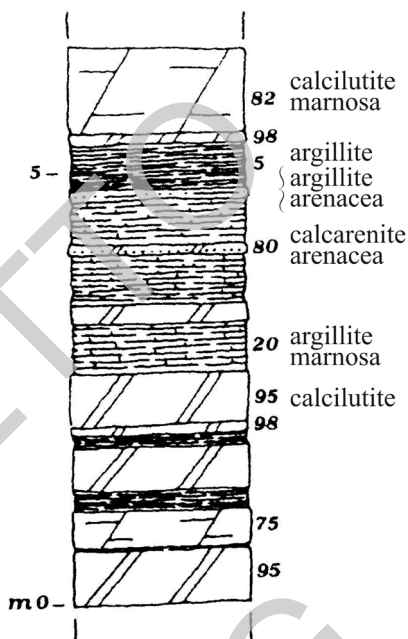


Fig. 16 - Il tratto delle Argille a Palombini ben esposto sulla falesia a bocca di Chioma. I numeri sulla destra si riferiscono a campioni raccolti in fasi diverse.

brecce di Libbiano (CAA<sub>b</sub>), arenarie del fosso Radicagnoli (CAA<sub>r</sub>), calcari e marne del Podere Castellaro (CAA<sub>p</sub>), argilliti di Monte Alto (CAA<sub>a</sub>).

Le brecce di Libbiano (CAA<sub>b</sub>), che costituiscono la litofacies basale raggiungono spessori fino a 200 m nell'affioramento dei Monti Livornesi e appena metrici in quello dei Monti di Castellina Marittima. Dal punto di vista litologico si tratta di clasti eterometrici (da centimetrici fino a metrici) di ofioliti, radiolariti, calcilutiti grigio-chiaro (tipo Calcare a Calpionelle), calcilutiti silicee grigio-scuro (tipo Palombini), con forma talora ben arrotondata, più spesso spigolosa. La matrice è pressoché assente nei conglomerati, mentre risulta sempre abbondante nelle brecce. Queste talora sono organizzate in banchi suddivisi da superfici erosive. L'età di questa litofacies non è direttamente precisabile; verso l'alto passa in concordanza e per alternanza alle arenarie del fosso Radicagnoli che sono ben datate. L'ambiente di sedimentazione è quello di un fondale marino con morfologia fortemente accidentata, rivelata dalle notevolissime variazioni di spessore legate a continue sollecitazioni tettoniche con produzione di ingenti frane sottomarine (depositi di brecce) e, subordinatamente, da apporti di materiali di elaborazione fluviale (ciottoli) dei conglomerati).

Le arenarie del fosso Radicagnoli (CAA<sub>r</sub>) costituiscono la litofacies più diffusa. Si tratta di strati, in prevalenza da centimetrici a decimetrici, talvolta metrici, tutti granoclassati, composti di arenarie ofiolitiche, arenarie calcaree, calcareniti, siliti fissili; variamente alternati a questi strati, che sono i più diffusi, sono presenti banchi di 4-5 m di spessore di calcilutiti marnose, a base arenacea generalmente classata cartografati come litofacies a calcari e marne del Podere Castellaro (CAA<sub>p</sub>) nelle aree dove sono più frequenti.

I campioni carbonatici sono prevalentemente biomicriti più o meno argillose o silicee e sono risultati fossiliferi solo quelli prelevati nei Monti Livornesi dalla litofacies a calcari e marne del Podere Castellaro (CAA<sub>p</sub>) che hanno fornito associazioni di microfacies raggruppabili in tre tipi (PATACCA, 1971):

- associazioni a globorotalie del gr. *G. pseudomenardii* (sempre presenti) con altre appartenenti al gr. della *G. pusilla* e al gr. della *G. conicotruncata-angulata*: compaiono talora anche altri foraminiferi come globigerine, gumbeline oltre a spicole di spongiari; età Paleocene medio;

- associazioni a globigerine, gumbeline e globorotalie. Tra queste ultime sono presenti *G. bullbrooki*, *G. broedermanni*/*G. rotundimarginata* e *G. simulatilis* (queste ultime più rare delle precedenti); età Eocene inferiore - medio;

- associazioni a globigerine, gumbeline, hantkenine (rarissime), globorotalie dei gruppi *G. aragonensis* e *G. bullbrooki* (rarissime), compaiono anche spicole di spongiari, radiolari, ostracodi; età Eocene medio.

Un altro campione citato, rivelatosi una biosparite, presenta invece un'associazione a grosse globigerine, globorotalie fra cui quelle del gr. della *G. aragonensis*, rotalidi, piccoli frammenti di alghe del tipo di *Ethelia alba* e

*Lithothamnium* sp., briozoi, frammenti di echinodermi, quali grossi articoli di crinoidi e radioli di echinidi. Questo campione, sicuramente riferibile all'Eocene inferiore - medio, è particolarmente significativo perché presenta la prima comparsa in una formazione di un'unità ofiolitifera di una grande quantità di elementi bentonici e in particolare di alghe fotiche. È questa una chiara indicazione che la profondità dell'ambiente di sedimentazione si era molto ridotta e che quest'ultimo veniva notevolmente illuminato.

L'affioramento del torrente Pesciera, nei Monti di Castellina Marittima, dal punto di vista litologico è stato definito (MACCATELLI & MAZZEI, 1994) come costituito da marne sabbiose di colore rosso-mattone che non mostrano evidenti stratificazioni e alle quali si alternano livelli di spessore metrico di argilliti e argilliti-marnose varicolori e livelli centimetrici di biocalcarenti oca-chiaro. Sono inglobati nelle marne sia breccie e brecciole ofiolitiche, sia blocchi isolati di ofioliti. Questo insieme di strati rientra in quelli che, nell'area tipo di Lanciaia, sono stati cartografati come litofacies delle argilliti di Monte Alto (CAA<sub>a</sub>) nel F. 295 "Pomarance" della C.G.I., scala 1:50.000.

CERRINA FERONI *et alii* (1973), sulla base delle associazioni presentate dalle microfacies dei campioni raccolti nell'affioramento del torrente Pesciera, ne riferirono l'età al Paleocene superiore - Eocene inferiore. Per MACCATELLI & MAZZEI (1994): "La presenza di *Discoaster lodoensis* e quella comune di *Tribrachiatos orthostylus* nel tratto inferiore dell'affioramento non lascia dubbi circa l'appartenenza di questo alla Zona a *T. orthostylus* (CP10). È verosimile, inoltre, che si tratti della porzione superiore della biozona in quanto nelle associazioni si rinvengono *Chiasmolithus solitus*, *Discoaster barbadiensis* ed *Ericsonia formosa* che in essa iniziano la loro distribuzione (PERCH-NIELSEN, 1985). Un impoverimento delle associazioni, nella parte restante delle marne, rende più difficoltosa l'attribuzione biostratigrafica. Tuttavia la considerazione sopra svolta, unita alla rarità e sporadicità di *T. orthostylus* (secondo BUKRI, 1973 e PERCH-NIELSEN, 1985 il taxon si può ritrovare con queste caratteristiche fino all'Eocene medio) e all'assenza di *Discoaster sublodoensis*, sembra indicare la presenza della Zona a *Discoaster lodoensis* (CP11).

L'ambiente di questa formazione è pelagico con presenza di rilievi isolati.

Secondo questo studio del nannoplankton il riconoscimento dell'intervallo Zona CP10 (parte superiore) - Zona CP11 (*pars*) permette di riferire le marne sabbiose del torrente Pesciera alla porzione superiore dell'Ypresiano (MACCATELLI & MAZZEI, 1994). Questa formazione non presenta uno spessore misurabile per una cattiva esposizione, per probabile presenza di laminazioni al suo interno e perché è ricoperta tettonicamente dall'Unità ofiolitifera di Montaione, molto probabilmente con elisione di parte dei livelli superiori. Lo spessore si ritiene indicativamente dell'ordine di alcune centinaia di metri.

Sull'ambiente di sedimentazione della *formazione di Lanciaia* vanno prese in



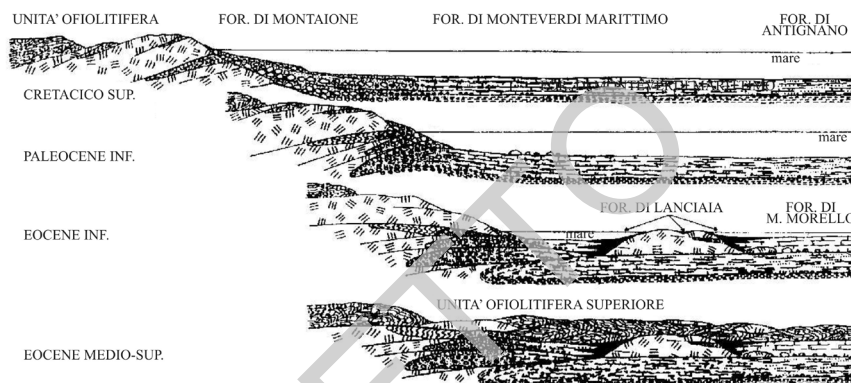


Fig. 17 - Ricostruzione palinspastica per mostrare l'evoluzione tettonica e sedimentaria all'interno delle Unità Liguri dal Cretacico superiore all'Eocene medio-superiore (da COSTANTINI et alii, 1995).

considerazione le seguenti indicazioni:

- le sequenze della successione litologica, la presenza frequentissima di strati gradati e di banchi marnoso-calcarei fanno rientrare questa formazione nella tipologia dei *flysch* calcareo-marnosi;

- la frequenza e abbondanza di clasti ofiolitici di dimensioni da granulari ad olistolitiche è indicativa di un'area di sedimentazione sottoposta all'apporto di grandi quantità di materiali da un complesso ofiolitifero che, d'altra parte, oltre a costituire i clasti corrisponde al substrato di questa formazione;

- la presenza di banchi di conglomerati a ciottoli ben arrotondati (molto più rari) indica la non lontananza da terre emerse con corsi d'acqua di notevole energia;

- la segnalazione (CERRINA FERONI *et alii*, 1973) della presenza di tubi sifonali calcarei attribuibili al genere *Kuphus* è significativa della vicinanza di aree emerse in quanto i *Kuphus* attuali vivono nella sabbia e nel fango o fra le radici delle Mangrovie. La situazione paleogeografica prospettata in Figura 17 soddisfa tutte le indicazioni di cui sopra. La formazione di *Lanciaia* si sarebbe deposta su quello che rimaneva del Dominio Ligure, dopo gli accavallamenti e la conseguente alloctonia verso est dei complessi ofiolitiferi.

*PALEOCENE MEDIO - EOCENE MEDIO*

### 2.3. - UNITÀ TETTONICA OFIOLITIFERA DI MONTAIONE

Questa unità, ben definita nell'area tipo di Montaione sulla Dorsale Centro Toscana (F. 285 "Volterra" adiacente al F. 284 "Rosignano Marittimo") dove è costituita dalla *formazione di Montaione* e dal sottostante *complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli*, nell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" compare solo con la *formazione di Montaione* nei Monti Livornesi; mentre, nei Monti di Castellina Marittima è stata riconosciuta solo nella valle del Torrente Foschi, in una località che rientra nel F. 285 "Volterra".

#### 2.3.1. - *complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli*

Nei Monti Livornesi i dintorni di Nibbiaia e del podere Carcivisoli, circa 1,5 km a NNE di Nibbiaia, sono l'unica località del F. 284 "Rosignano Marittimo" nella quale affiorano rocce che per età e tipi litologici possono essere riferite alla *formazione di Montaione*. Tuttavia, visto che questi ultimi sormontano per lunghi tratti i vari membri della *formazione di Lanciaia*, la loro appartenenza alla *formazione di Montaione* non è certa. Infatti la sovrapposizione diretta della formazione più antica sopra la più recente, non è stata riscontrata in nessun'altro dei loro affioramenti noti e richiede la laminazione tettonica dell'insieme del *complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli*.

#### 2.3.2. - *formazione di Montaione (MIO)*

Questa formazione, denominata "marnoscisti siltoso-arenacei di poggio Dorcino", è stata descritta da BARTOLETTI *et alii* (1986) come un'alternanza "di marne e silts arenacei, suddivisi in strati sottili, con facile sfaldamento in piccole lastre. Il colore prevalente è il grigio-violaceo per le frazioni marnose e il grigio-marrone per quelle siltoso-arenacee. In questa massa compaiono rare intercalazioni di calcari a grana fine...". Ancora BARTOLETTI *et alii* (1986) riferivano dell'associazione agli strati dei "marnoscisti siltoso-arenacei di poggio Dorcino", in posizione di tetto e/o intercalate, di masse di "calcari del Poggetto...".

I calcari a grana fine (biomicriti) di poggio Dorcino presentano le seguenti associazioni a microfossili (PATACCA, 1971):

- associazione a *Stomiosphaera sphaerica*, con rare *S. conoidea* e *Pithonella ovalis*; presenti anche radiolari spatizzati, sottilissime spicole di spongiari, rari filamenti calcitici e rarissimi foraminiferi del tipo *Globigerinelloides* ed *Hedbergella*; riferibile al Cretacico superiore;
- associazione a foraminiferi tipo *Globigerinelloides* e *Hedbergella* sempre

riferibile al Cretacico superiore;

- associazione simile alla precedente ma con la presenza di *Praeglobotruncana delrioensis*, riferibile al Cenomaniano;

- associazione simile alla precedente ma con rare praeglobotruncane, fra le quali *Praeglobotruncana stephani*, e rotalipore, attribuibile al Cenomaniano.

I calcari del Poggetto sono risultati invece delle biomicriti silicizzate con sottilissimi frammenti di filamenti calcitici e piccolissimi foraminiferi dei generi *Hedbergella*, *Ticinella* ed *Heterohelix*, riferibili al Cretacico. Nelle conclusioni sul significato delle formazioni di poggio Dorcino e del Poggetto, BARTOLETTI *et alii* (1986), nell'ambito di un'attribuzione alla "*incertae sedis*", esprimevano la possibilità che i piccoli lembi della seconda rappresentassero degli olistoliti delle Argille a Palombini all'interno della prima. L'ulteriore progresso delle conoscenze permette oggi altre ipotesi e cioè che:

- i piccoli affioramenti di *Argille a Palombini* nell'affioramento di poggio Dorcino possono essere olistostromi, secondo quanto ampiamente illustrato per l'area tipo (BORTOLOTTI & LAZZERI, 1964; CERRINA FERONI *et alii*, 1968);

- i piccoli affioramenti di *Argille a Palombini* potrebbero invece corrispondere a piccole *Klippen*, residui d'erosione dell'Unità tettonica ofiolitifera delle Argille a Palombini, nota altrove per essere sovrascorsa tettonicamente sull'Unità tettonica ofiolitifera di Montaione.

Al momento attuale riteniamo non vi siano elementi per scegliere tra queste due ipotesi. Comunque nel F. 284 "Rosignano Marittimo" i contatti fra la sottostante *formazione di Lanciaia* e la soprastante *formazione di Montaione* e quello di quest'ultima con le ofioliti e le *Argille a Palombini* dell'Unità tettonica ofiolitifera di Monteverdi Marittimo - Lanciaia sono stati segnalati con il simbolo indicante "sovrascorrimento principale tra le unità tettoniche, localmente riattivato come faglia diretta". In altri termini questa riattivazione se avvenuta dopo il sovrascorrimento dell'Unità tettonica ofiolitifera di Montaione sull'Unità tettonica ofiolitifera di Monteverdi Marittimo - Lanciaia può essere collegata all'attività di faglie in fase distensiva. L'argomento sarà ripreso nel capitolo sulla tettonica distensiva postcollisionale.

L'ambiente di sedimentazione è marino profondo. Lo spessore difficilmente valutabile in affioramento è stimati di qualche centinaio di metri.

#### CENOMANIANO

### 2.4. - UNITÀ TETTONICA OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI

#### 2.4.1. - complesso ofiolitifero del Monte di Canneto

Gli affioramenti di rocce attribuibili a questo complesso sono limitatissimi e non del tutto certi.

Per i Monti Livornesi, come indicato nel capitolo precedente, è possibile ipotizzare un'appartenenza a questa unità solo per le *Argille a Palombini* (APA) nei dintorni di Nibbiaia e per quelli della zona di Carcivisoli riferibili al Cretacico inferiore *p.p.*

Per i Monti di Castellina Marittima, l'unica attribuzione possibile a questa unità è limitata alle *Argille a Palombini* e ai basalti (BST) delle case di Strido e del Poggio Prugnolaie, all'estremità SE del F. 284 "Rosignano Marittimo", alla base della importante faglia che abbassa la valle dello Sterza nei confronti dei Monti di Castellina Marittima, riferibili al Giurassico superiore.

L'attribuzione di questi affioramenti al *complesso ofiolitifero del Monte di Canneto* e, secondo le unità proposte, all'Unità ofiolitifera delle Argille a Palombini, è confortata da un sondaggio profondo presente poco al di fuori del F. 284 "Rosignano Marittimo" e, inoltre, dalla successione visibile nella valle del Torrente Fosci. Infatti risalendo questa valle dal fondo si incontra per prima la *formazione di Lanciata*, quindi la *formazione di Montaione* e, sovrapposte a quest'ultima, le rocce del *complesso ofiolitifero del Monte di Canneto* sormontate, ma al di fuori dell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo", dalla formazione dell'arenaria di Montecatini Val di Cecina.

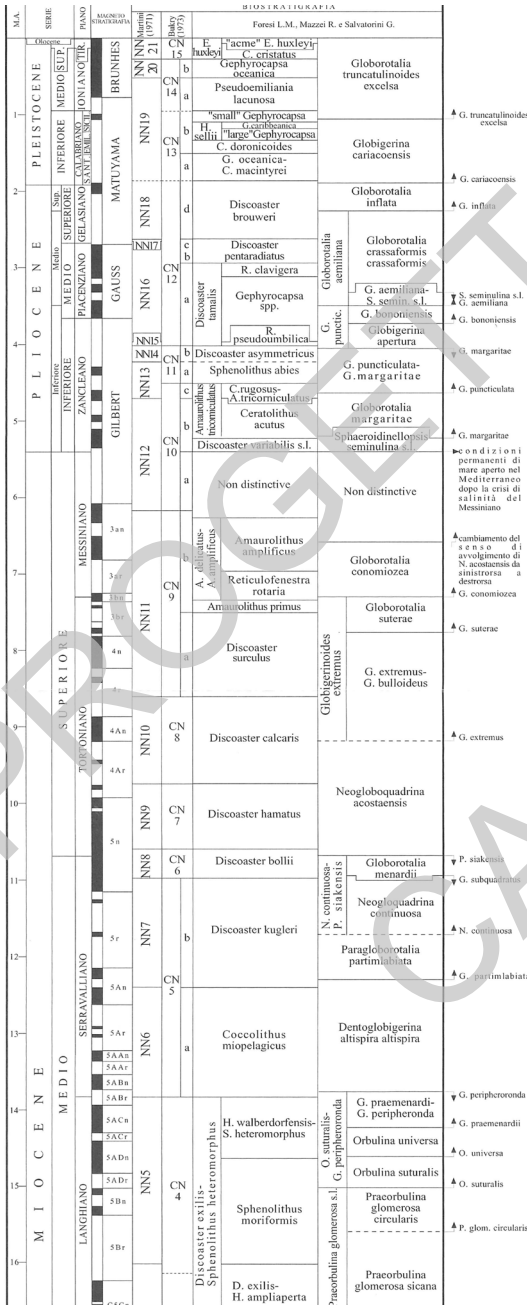
### 3 - SUCCESSIONE NEOGENICO - QUATERNARIA DEL VERSANTE TIRRENICI DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Il F. 284 "Rosignano Marittimo" si estende su quasi tutta l'area del Bacino mio-pliocenico del Tora-Fine mentre più piccole sono le aree in cui affiorano le successioni neogenico - quaternarie e cioè:

- il lato occidentale del Bacino mio-pliocenico di Volterra;
- il lato SO del Valdarno inferiore, con sedimenti quaternari;
- il settore settentrionale del Bacino quaternario di Castiglioncello - S.

Vincenzo.

Per l'inquadramento bio-cronostratigrafico delle formazioni neogeniche e quaternarie marine (Tav. II) è stato utilizzato lo schema zonale di FORESI *et alii* (1988) riportato nel F. 285 "Volterra" (COSTANTINI *et alii*, 2002), basato su eventi riconoscibili nei nannofossili calcarei e relativo al Neogene - Quaternario del bacino Mediterraneo che prevede: per i foraminiferi planctonici, la zonazione di IACCARINO & SALVATORINI (1982) e IACCARINO (1985), modificata, per l'intervallo Serravalliano - Tortoniano inferiore. Lo stesso schema riporta anche l'inquadramento della successione delle biozone nella scala standard dei piani, in quella magnetostratigrafica proposta da HILGEN (1991) per il Plio-Pleistocene e



Tav. II - Schema biostratigrafico relativo all'intervallo Miocene medio-Olocene utilizzato per l'inquadramento delle unità litostatigrafiche affioranti nell'area del Foglio Rosignano Marittimo. Nella figura sono evidenziate anche le relazioni dello schema con la scala magnetostratigrafica e con quella geocronologia (da COSTANTINI et alii, 2002).

da CANDE & KENT (1992, 1995) per il Miocene e infine, in quella geocronologica (compilata essenzialmente sui lavori di FORESI *et alii*, 1998, FORNACIARI & RIO, 1996, SPROVIERI 1993 e SPROVIERI *et alii*, 1996). Per i nannofossili calcarei la zonazione è calibrata con quella standard di MARTINI (1971) e con quella per aree tropicali di OKADA & BUKRY (1980) aggiornata utilizzando anche precedenti schemi riportati in BOSSIO *et alii* (1991b), FRANCOLINI *et alii* (1990), FRANCOLINI & MAZZEI (1991).

Per quanto riguarda la successione stratigrafica mio-pliocenica del Bacino del Tora-Fine e per le correlazioni tra le formazioni riconosciute in quest'ultimo e nel Bacino di Volterra, ci siamo riferiti alla pubblicazione di BOSSIO *et alii* (1999) che contiene anche una rassegna critica su ipotesi sostenute da altri AA. La Figura 18 rappresenta una sintesi schematica delle successioni stratigrafiche nel Bacino del Tora-Fine e nel Bacino di Volterra comprese fra il Tortoniano superiore e il Pliocene inferiore con le possibili correlazioni stratigrafiche ad est e ovest dei Monti di Castellina Marittima (BOSSIO *et alii*, 1991 a).

Occorre ricordare che la Commissione Internazionale di Stratigrafia (GIBBARD *et alii*, 2010), ha cambiato il limite Pliocene - Pleistocene inserendo il Gelasiano nel Pleistocene inferiore. Per quanto riguarda il F. 284 "Rosignano Marittimo" si è scelto di fare riferimento alla precedente scala geocronologia (Quad. ser. III, fasc. I; IUGS, 1989), tenendo anche conto di quanto riportato nelle note illustrative dei fogli limitrofi (F. 285 "Volterra" e F. 295 "Pomarance"). Nella Tav. II, sulla base di quanto sopra precisato, il limite Pliocene - Pleistocene è posto a 1,3 Ma in corrispondenza della fine del tratto magnetico positivo di Olduvai e marca il passaggio tra la Zona a *Globorotalia inflata* del Piano Gelasiano del Pliocene superiore e la Zona a *G. cariacensis* del Piano Calabriano del Pleistocene inferiore; il limite tra Pleistocene inferiore e Pleistocene medio è stato posto a 940 ka al di sopra di 60 ka rispetto alla fine del tratto magnetico normale di JARAMILLO e corrisponde al passaggio tra la Zona MNN19e del Piano Calabriano e la Zona MNN19f del Piano Ioniano (bisogna tuttavia specificare che nella suddivisione secondo i Cicli Astronomici (Fig. 19) questo limite è stato posto nuovamente a 781 ka tornando in pratica alla posizione dell'inversione magnetica della fine dello JARAMILLO); il limite tra Pleistocene medio e Pleistocene superiore è stato posto a 126 ka, cioè in corrispondenza dell'acme della trasgressione interglaciale del Tirreniano, iniziata dopo l'ultimo culmine della fase glaciale 6 delle curve del  $\delta^{18}\text{O}$ , più semplicemente OIS 6, secondo SHACKLETON (1995). Va comunque precisato, anche in questo caso, che seguendo la suddivisione basata sui Cicli Astronomici tale limite è posto a 126 ka, cioè in corrispondenza dell'acme interglaciale OIS 5, secondo SHACKLETON (1995) quando la glacioeustatica trasgressione del ciclo OIS 5e, per aver raggiunto l'acme, doveva essere attiva da tempo.

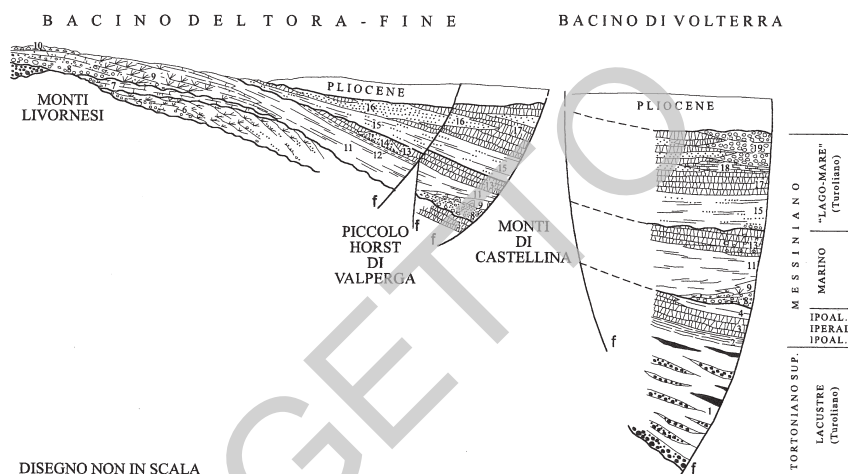


Fig. 18 - Rappresentazione schematica delle successioni stratigrafiche dal Tortoniano superiore al Messiniano nei Bacini del Tora-Fine ("esterno") e di Volterra ("interno") secondo quanto presentato, con piccoli aggiornamenti, da Bossio et alii (1991a). Tra parentesi nella legenda sono riportate le sigle delle formazioni indicate nella Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 F. 285 "Volterra".

1) Successione lacustre del Turoliano (Tortoniano superiore) comprendente i conglomerati di Castello di Luppiano (**LUP**) e le argille del Torrente Fosci (**FOS**) con lenti di conglomerati di Monte Soldano (**SLE**), lenti di conglomerati di Villa Cozzano (**FOS**), lenti di marne a *Bithymia* (**SLE<sub>m</sub>**), lenti di arenarie della Caprareccia (**SLE**), lenti di marne e arenarie del Torrente Capriggine (**FOS<sub>m</sub>**), lenti di argille e calcari dolomitici di Montauto (**FOS**). Nel Bacino di Volterra sono presenti tutte le unità di cui sopra; nel Bacino del Tora-Fine affiorano solo i conglomerati di Castello di Luppiano con piccolissime intercalazioni di argille del Torrente Fosci, non cartografabili. 2) Parte superiore, di facies salmastra, delle argille del Torrente Fosci (**FOS**). 3) Gessi del Podere La Serra (**RAQ<sub>g</sub>**) nel Bacino di Volterra; nel Bacino del Tora-Fine gessi con posizione stratigrafica analoga sono stati incontrati dal Sondaggio II, presso Pomaia. 4) Argille della Spicchiaiola (**RAQ<sub>a</sub>**), affiorante nel Bacino di Volterra. 5) Conglomerati delle Cantine (**ROS**), affioranti nel Bacino del Tora-Fine. 6) Calcari dell'Acquabona (**ROS<sub>a</sub>**), affioranti nel Bacino del Tora-Fine. 7) Calcari di le Cave (**ROS<sub>c</sub>**), affioranti nel Bacino del Tora-Fine. 8) Conglomerati di Villa Mirabella (**ROS<sub>v</sub>**). 9) Calcari di Castelnuovo (**ROS<sub>n</sub>**), prevalentemente biocostruiti. 10) Calcari di Castelnuovo (**ROS<sub>n</sub>**), prevalentemente detritici. 11) formazione del Torrente Raquese (**RAQ**). 12) Tripoli di Paltratico (**TRP**), presente solo nel fianco occidentale del Bacino del Tora-Fine. 13) Gessi (**RSG<sub>g</sub>**) laterali alla Formazione del Rio Sanguigna, nel Bacino del Tora-Fine e presenti alla base (**EMO<sub>g</sub>**) delle Argille e gessi del Fiume Era Morta (**EMO**), nel Bacino di Volterra (gessi del Podere Ripaiola). 14) Formazione del Rio Sanguigna (**RSG**). 15) argille e gessi del Fiume Era Morta (**EMO**). 16) sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano (**EMO<sub>v</sub>**), affioranti nel Bacino del Tora-Fine. 17) Gessi (**EMO<sub>g</sub>**), laterali alle sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano nel Bacino del Tora-Fine; laterali alle Arenarie di S. Benedetto (**EMO**) ed ai Travertini di Pignano (**EMO**) nel Bacino di Volterra. 18) Arenarie di S. Benedetto (**EMO<sub>r</sub>**) e Travertini di Pignano (**EMO**) nel Bacino di Volterra. 19) Conglomerati di Ulignano (**ULI**), presenti nel Bacino di Volterra.

Pleistocene Series							
base upper Pleistocene Subseries	0.126	0.00	Astronomical cycles in sediments	base of the Eemian interglacial stage (= base of marine isotope stage 5e) before final glacial episode of Pleistocene	Amsterdam - Terminal borehole (63.5 m below surface; 52°22'45"N; 4°54'52"E), Netherlands	GSSP anticipated in 2006	
base middle Pleistocene Subseries	0.781	0.00	Astronomical cycles in sediments	Brunhes - Matuyama magnetic reversal	Candidate sections in Italy (Montalbano Jonica or Valle di Manche) and Japan (Chiba)	GSSP anticipated in 2007	
base Pleistocene Subseries	1.806	0.00	Astronomical cycles in sediments	Just above top of magnetic polarity chronozone C2n (Olduvai) and the extinction level of calcareous nannofossil <i>Discoaster brouweri</i> (base Zone CN13). Above are lowest occurrence of calcareous nannofossil medium <i>Gephyrocapsa</i> spp. and extinction level of planktonic foraminifer <i>Globigerinoides extremus</i>	Top of sapropel layer 'e', Vrica section, Calabria, Italy	Ratified 1985	Episodes 8 (2), p. 116 - 120

Fig. 19 - Serie del Pleistocene secondo i cicli astronomici (da CLAGUE, 2005)

### 3.1. - FORMAZIONI MIOCENICHE

#### 3.1.1. - formazione di Castello di Luppiano (LUP)

La località tipo di questa formazione conglomeratica si trova presso il castello di Luppiano poco ad est di Volterra, dove si osserva il passaggio in discordanza sopra l'arenaria di Ponsano, ben datata al Tortoniano inferiore (MAZZANTI *et alii*, 1981). Gli affioramenti della *formazione di Castello di Luppiano*, che rientrano nel F. 284 "Rosignano Marittimo" sono esigui e si limitano all'alto corso del torrente Sterza.

Nel Bacino del Tora-Fine affiorano solo lungo il versante occidentale tra Cordecimo e il botro della Ficaiola. Piccoli affioramenti si trovano anche nelle valli interne dei Monti Livornesi: alla villa Mugnai, sul poggio di quota 185 a nord di casa Bellosguardo, nei pressi di Popogna Nuova, di casa Cafaggio e al Gorgo.

In precedenza chiamati "conglomerati rossi e verdi talora ligniferi" (BOSSIO *et alii*, 1993, per la Toscana in generale; GIANNINI & TONGIORGI, 1959, per il Bacino di Volterra; LAZZAROTTO *et alii*, 1990, per il Bacino del Tora-Fine e per i



Monti Livornesi) attualmente si fa riferimento ai conglomerati presenti al castello di Luppiano presso Volterra come a quelli con i quali inizia la deposizione dell'Unità del "Lignitifero".

Si tratta di conglomerati poco organizzati, eterometrici, con ciottoli e matrice arrossati; gli elementi, in prevalenza di calcari silicei (tipo Palombini) di ofioliti e di radiolariti, sono scarsamente elaborati. I fossili non rimaneggiati sono rari e limitati a frammenti di *Ilyocypris* sp. e a valve di *Candona* sp. (Bossio *et alii*, 1998). All'unità viene comunque attribuita un'età turoliana (parte corrispondente al Tortoniano superiore) in base alla sua posizione stratigrafica in discordanza sull'arenaria di Ponsano del Tortoniano inferiore. Lo spessore della formazione, mal precisabile per cattive esposizioni, non sembra raggiungere i 100 m.

La *formazione di Castello di Luppiano* presenta caratteristiche tipiche di una deposizione continentale, collegata in prevalenza a *debris flow* in conoidi alluvionali, talora con flussi iperconcentrati tipo fiumare. Il rivestimento ematitico dei ciottoli testimonia una loro esposizione subaerea in clima con lunghe stagioni secche.

#### TORTONIANO SUPERIORE

##### 3.1.2. - argille del Torrente Fosci (FOS)

Questa formazione, ricca di intercalazioni lenticolari di litotipi diversi, non è stata cartografata nei Monti Livornesi né nel Bacino del Tora-Fine perché presente con strati troppo minuti, dispersi nella massa degli affioramenti della *formazione di Castello di Luppiano*. E' invece ampiamente sviluppata in val di Sterza, sul lato occidentale del Bacino di Volterra, dove si sovrappone in concordanza alla *formazione di Castello di Luppiano* e contiene numerose intercalazioni lenticolari attribuite alla *formazione del Torrente Sellate* (SLE).

Il contenuto in fossili della formazione, scarso nelle marne e nelle argille, è esiguo nelle arenarie e nei conglomerati. Sono presenti, più spesso in modelli, lamellibranchi, fra cui *Lymnocardium* sp. e *Dreissena* sp., più raramente unionidi, gasteropodi dei generi *Melanopsis*, *Theodoxus* e *Bithynia* (quest'ultimo in maggioranza con i soli opercoli). Nelle associazioni micropaleontologiche prevalgono gli ostracodi, con *Cyprideis* sp., *C. aff. belfortensis*, *Candona* sp., *Candona aff. labiata*. A questi nella parte sommitale si aggiungono *Loxococoncha* sp. e i foraminiferi *Ammonia beccarii tepida*, *Miliammina fusca* e *Cassidulinita prima*.

La porzione inferiore e medio-superiore di questa formazione si è deposta nella parte distale di un ambiente lacustre poco profondo. Una porzione più prossimale è quello dove le argille si intercalano a sedimenti clastici grossolani forniti da apporti fluviali. Nella parte superiore della formazione, dove prevalgono lenti

di arenarie della Caprareccia, le associazioni micropaleontologiche documentano il passaggio tra ambiente lacustre e lagunare-salmastro. Perciò la formazione delle *argille del Torrente Fosci* viene considerata di età Tortoniano superiore per la porzione depostasi in ambiente lacustre e messiniana per quella di ambiente lagunare-salmastro. Lo spessore di **FOS** è molto variabile, da pochi metri fino a circa 300 m.

*TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE*

### 3.1.3. - *formazione del Torrente Sellate (SLE)*

La *formazione del Torrente Sellate*, proposta nel F. 295 “Pomarance”, si compone di tre litofacies, delle quali solo due: *conglomerati di Monte Soldano (SLE<sub>1</sub>)*, *arenarie della Caprareccia (SLE<sub>2</sub>)*, sono presenti nel Foglio in oggetto. Queste litofacies costituiscono intercalazioni (lingue e lenti) all’interno della formazione delle *argille del Torrente Fosci (FOS)*. Tali depositi sono riconoscibili negli affioramenti presenti in val di Sterza, sul lato occidentale del Bacino di Volterra. In quest’area si rinvengono intercalazioni lenticolari: nella parte bassa di *(SLE<sub>1</sub>)* e in quella alta di *(SLE<sub>2</sub>)*.

In particolare le argille del Torrente Fosci contengono intercalazioni di sottili straterelli, talora conglomeratici talora arenacei con *ripples* alla base, che si addensano fino a prevalere in livelli lenticolari anche di qualche decina di metri di spessore per cui è stato possibile cartografarli indipendentemente come litofacies dei *conglomerati di Monte Soldano (SLE<sub>1</sub>)*. Sono generalmente clastosostenuti, ad elementi poligenici e scarsamente classati, arrotondati, di dimensioni medie e minute con colorazione rossastra che, secondo MARTINI *et alii* (1995), si sarebbero depositi nelle parti subaeree dei *fan-delta*. Le *arenarie della Caprareccia (SLE<sub>2</sub>)*, frequenti al campo dei Vignacci nella parte alta della formazione, presentano clasti da medi a grossolani, eterogenei e ben elaborati; sono ben stratificate, talora con laminazione piano-parallela ed incrociata, e possono corrispondere alle porzioni più distali dei *fan-delta*.

*TORTONIANO SUPERIORE - MESSINIANO INFERIORE*

### 3.1.4. - *calcare di Rosignano (ROS)*

Questa formazione, costituita da sedimenti marini carbonatici e carbonato-clastici, nota fin dall’Ottocento come calcare di Rosignano per i maggiori affioramenti presenti sul colle di questa località, compare anche nelle aree marginali di molti bacini miocenici della Toscana meridionale. Nell’area del F. 284 “Rosignano Marittimo” sono concentrati i più estesi affioramenti, lungo i

fianchi occidentale e meridionale del Bacino del Tora-Fine e, in particolare, nel colle di Rosignano Marittimo, dove la presenza della grande cava della Società Solvay ha messo in evidenza molte strutture sedimentarie e tettoniche.

Le abbondanti faune a molluschi e a celenterati di questa formazione, attribuite genericamente al Tortoniano dai vecchi AA., sono state successivamente riferite al Messiniano inferiore da RUGGIERI (1956), dopo una revisione critica degli elenchi dei molluschi tratti dalla bibliografia.

ESTEBAN (1978), BOSSIO *et alii* (1978), BARTOLETTI *et alii* (1986), BOSSIO *et alii* (1986, 1991a, 1996b, 1999) hanno riconosciuto nel *calcare di Rosignano* un imponente complesso di scogliera con una facies conglomeratica basale (membro dei conglomerati delle Cantine, **ROS<sub>1</sub>**), direttamente trasgressiva su rocce preneogeniche, e con facies bioermali di scogliera e di scarpata (membro del calcare dell'Acquabona, **ROS<sub>2</sub>**). La facies di scogliera è costituita nella porzione inferiore da calcareniti bioclastiche e in quella superiore da un'impalcatura molto cementata di *Porites* sp. a bastone verticale; la facies di scarpata è costituita da ripetizioni di una sequenza sedimentaria: calcareniti clinostratificate - impalcature di *Porites* sp. - banchi di breccie di colonie di *Porites* sp., alghe rosse, *Halimeda* sp., molluschi, briozoi, serpulidi, ecc. Alla facies di scogliera, troncandola con una superficie d'erosione ondulata a creste alte fino a 3 m e distanziate di 6-15 m, si sovrappongono sedimenti di facies lagunare (membro dei calcari di Le Cave, **ROS<sub>3</sub>**). Questi calcari sono ben stratificati, a disposizione suborizzontale, con parte superiore intensamente microspatizzata e ricoperta da una sottile crosta di "caliche" con abbondanti rizocrezioni. L'ambiente deposizionale di questo membro è riferibile ad una laguna marina di acque basse.

Al di sopra dei membri precedenti sono stati riconosciuti elementi di scogliere di dimensioni minori (membro del calcare di Castelnuovo, **ROS<sub>4</sub>**), disposti sia direttamente sopra i diversi membri della grande scogliera precedente, sia sopra conglomerati marini a matrice calcarea (membro dei conglomerati di Villa Mirabella, **ROS<sub>4</sub>**); a loro volta questi sormontano spesso direttamente le rocce del substrato preneogenico o, nella parte settentrionale dei Monti Livornesi, la *formazione di Castello di Luppiano* (Bossio *et alii*, 1999).

La "scogliera dell'Acquabona" (**ROS<sub>1</sub>**, **ROS<sub>2</sub>**, **ROS<sub>3</sub>**) affiora, solo sul colle di Rosignano Marittimo che doveva avere un certo rilievo fin dal Miocene superiore per favorire l'impianto e lo sviluppo del membro **ROS<sub>2</sub>** (nelle facies di bioerma e di scarpata). Del tutto secondario fu lo sviluppo del membro **ROS<sub>1</sub>**, presente solo a tratti in quanto collegato a scarsi e locali apporti torrentizi (in prevalenza ciottoli ofiolitici del substrato) con uno spessore molto variabile, non superiore ai 25 m. Della facies di bioerma è conservata unicamente la parte basale per uno spessore che supera di poco i 10 m (BARTOLETTI *et alii*, 1986); più difficile è la valutazione dello spessore originario della facies di scarpata per la presenza di clinostratificazioni non dovrebbe oltrepassare il centinaio di metri. Il membro

**ROS<sub>3</sub>**, di laguna di retroscogliera spesso con tessiture pisolitiche, è presente solo nella parte sommitale del complesso, sulla cima de Le Cave, con uno spessore che non raggiunge i 30 m.

I conglomerati di Villa Mirabella (**ROS<sub>4</sub>**) hanno clasti variabili da grossolani a minuti di composizione tipica delle *Argille a Palombini* e ofiolitica. Frequenti nella matrice sono le croste carbonatiche indicative di acque sovrasature con tendenza alla precipitazione di sali e, talora, di origine algale. I fossili poco abbondanti indicano un ambiente marino litorale. Gli spessori sono molto vari, da pochissimi metri fino a un centinaio.

I calcari di Castelnuovo (**ROS<sub>5</sub>**) costituiscono piccole scogliere sparse del tipo *patch-reef*, con frequenti passaggi latero-verticali a sedimenti in prevalenza di natura terrigena, impiantate su conoidi deltizi in aree riparate da apporti detritici. Sul bordo occidentale del Bacino del Tora-Fine (Monti Livornesi) sono molto ricche di fossili fra i quali coralli coloniali, alghe rosse, molluschi, briozoi, echinidi, serpulidi, crostacei, denti di pesci e spicole di spugne calcaree. Lungo il margine SE del bacino (dal Terriccio a Pomaia nei Monti di Castellina Marittima) presentano abbondanti stromatoliti associati ad una successione in predominanza sabbioso-conglomeratica. La maggior parte degli stromatoliti ha un diametro di 10-30 cm, ma alcuni orizzonti mostrano grandi duomi con diametro di 1-5 m. Comunque lo spessore di questi strati e duomi calcarei è sempre molto minore nei confronti di quelli conglomeratici e arenacei e si aggira intorno a qualche decina di metri.

Per la datazione di questa formazione, oltre al citato studio di RUGGIERI (1956), va ricordato il contributo di CHEVALIER (1961) alla conoscenza delle associazioni di scogliera, tipiche del sistema di scogliere del Miocene superiore del Mediterraneo occidentale e, ancora, lo studio delle microfaune e nannoflore di alcune lenti marno-sabbiose, contenute in essa (BOSSIO *et alii*, 1986), che hanno rivelato la presenza di specie esclusive o particolarmente indicative del Messiniano. Nelle associazioni a foraminiferi è particolarmente significativa la presenza di *Globorotalia acostaensis* con spirale di avvolgimento destrorsa; ciò assume significato in quanto il guscio di questo taxon, dopo un lungo intervallo tortoniano ad avvolgimento sinistrorso, diviene destrorso a partire da livelli non basali del Messiniano inferiore.

#### MESSINIANO INFERIORE

### 3.1.5. - formazione del Torrente Raquese (**RAQ**)

Questa unità, indicata come “argille a *Pycnodonta navicularis*” nei F 112 “Volterra” e F 119 “Massa Marittima” in scala 1:100.000 della C.G.I., affiora in abbondanza nel F. 295 “Pomarance” in scala 1:50.000 sia in destra che in sinistra

della val di Cècina e nelle colline ad est di Volterra.

Nel Bacino del Tora-Fine affiora lungo tutto il margine occidentale e lungo quello di SE dal Terriccio a Pomaia; è inoltre presente nei lembi miocenici interni ai Monti Livornesi, dove è stata descritta da BARTOLETTI *et alii* (1986) e da LAZZAROTTO *et alii* (1990) sotto la denominazione informale di “marne e marne argillose (livello inferiore)”. Si sovrappone in continuità e concordanza (talora con passaggi laterali) in prevalenza ai calcari di Castelnuovo, meno frequentemente ai conglomerati di Villa Mirabella (come tra Paltratico e Gabbro e nell’alta valle dell’Ugione).

Dal punto di vista litologico la *formazione del Torrente Raquese* è costituita da argille laminari talora con piccoli livelli di sabbia, a varia tonalità di grigio. Lo spessore, molto variabile, è stato misurato tra 35 e 75 m sul lato occidentale del Bacino del Tora-Fine (GIANNINI, 1955; BARTOLETTI *et alii*, 1986) mentre sul lato di SE è di pochi metri alla cava del Pesciera e di 200 m presso la casa Gesseta (BOSSIO *et alii*, 1999). È verosimile che la sedimentazione si sia svolta in massima parte secondo sequenze cicliche i cui prodotti mostrano sempre colori fra il grigio e il blu, tipici degli ambienti di deposizione non ossidanti.

Le associazioni fossilifere a molluschi sono sempre molto povere di taxa: *Cardium* sp., *Turritella* sp., *Aphorrais* sp. e piccoli bivalvi (tra cui *Corbula* sp.; la presenza di *Pycnodonte navicularis* non si può dire frequente ma compare in “nidi” con una quantità straordinaria di esemplari).

Le associazioni micropaleontologiche sono in genere abbondanti anche se spesso con caratteri particolari (oligotopia nel bentos e/o nel plancton, bassa diversità specifica, deformazioni teratologiche). Tra i foraminiferi planctonici concorrono a conferire una più o meno spiccata oligotopia soprattutto *Orbulina* spp. e *Globigerina quinqueloba*. Altre specie piuttosto comuni sono *Globigerinoides obliquus*, *Globigerina decoraperta*, *G. multiloba*. Nel caso dei nannofossili le associazioni oligotipiche sono dominate quantitativamente da uno o dalla combinazione di alcuni dei taxa seguenti: *Calcidiscus* sp., *Discoaster mendomobensis*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra* spp., *Scyphosphaera* spp., *Sphenolithus abies*, *Umbilicosphaera sibogae*. Nelle associazioni nelle quali il carattere oligotipico è meno accentuato sono presenti in modo consistente anche *Calcidiscus macintyreii*, *Cricolithus jonesi*, *Pontosphaera japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* e *Rhabdosphaera procera*. Per quanto riguarda i foraminiferi bentonici, le associazioni sono sempre scarsamente diversificate o addirittura oligotipiche e caratterizzate dalla presenza di *Bulimina echinata*, *Bolivina dilatata* e *B. dentellata*, cui può associarsi *Valvulineria complanata*, *Hanzawaia boueana*, *Heterolepa praecincta*, *H. bellincionii*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Melonis soldanii*, *Globobulimina affinis*.

I taxa nominati caratterizzano pressoché costantemente le associazioni attribuibili alla zona neritica esterna, anche se limitatamente alla sua porzione

più superficiale. Nell'unità vi è però testimonianza anche della zona neritica interna; nei relativi sedimenti si rinvengono infatti, fra gli altri, *Ammonia beccarii beccarii*, *Asterigerinata planorbis*, *Cancris auriculus*, *Cibicides lobatulus*, *Criboelphidium decipiens*, *Cribrononion advenum*, *Elphidium crispum*, *E. sp.*, *Florilus boueanus*, *Protelphidium granosum*. Anche le ostracofaune sono quasi sempre risultate povere sia di specie che di individui. *Cytheridea neapolitana* è l'unica specie che è frequente in più campioni. Altre specie, *Aurila cicatricosa*, *A. convexa*, *Cletocythereis haidingeri*, *Loxoconcha punctatella* e *Ruggiera tetraptera*, se pure ricorrenti, sono generalmente rare e solo eccezionalmente comuni o frequenti.

Le associazioni a plancton calcareo sono indicative di una attribuzione dell'unità al Messiniano inferiore preevaporitico ("Non distinctive Zone" dei foraminiferi).

#### MESSINIANO INFERIORE

##### 3.1.6. - Tripoli di Paltratico (TRP)

Questa formazione, ben nota in letteratura per il suo contenuto in fossili (in particolare pesci e filliti) è stata descritta in numerosi lavori fin dall'Ottocento; tra i più recenti citiamo quelli di GIANNINI (1960, 1962), LANDINI *et alii* (1978), BOSSIO *et alii* (1981a, 1986), BRADLEY & LANDINI (1986).

Una descrizione completa è offerta da BOSSIO *et alii* (1981a): "... si presenta come una fitissima alternanza di sottili livelli bianchi e grigi, a laminazione piano-parallela. Le lamine bianche, in genere non più spesse di qualche millimetro, sono costituite prevalentemente da organismi a guscio siliceo quali diatomee, silicoflagellate, spicole di spongiari e radiolari. I livelli grigi generalmente più spessi dei precedenti, presentano una elevata quantità di elementi inorganici, le cui dimensioni oscillano tra quelle di un silt (nelle lamine più sottili) e quelle di una sabbia fine (nei livelli più spessi); è ancora presente una componente di organismi silicei la cui concentrazione, tuttavia, varia in ragione inversa della quantità di materiale inorganico.

Spesso tra le alternanze bianco-grigie si inseriscono intercalazioni centimetriche di strati gradati arenaceo-siltitici. Talvolta le superfici inferiori degli strati gradati mostrano deboli ondulazioni dovute a fenomeni di carico; non si esclude comunque che una parte di quelle basali rappresentino il riempimento di tasche d'erosione.

Nella massa di questo sedimento, suddiviso in lamine sottili, poroso e molto leggero, si rinvengono a più livelli piccoli noduli ovoidali di selce nera.

La formazione affiora solo lungo il fianco occidentale del Bacino del Tora-Fine, tra Cordecimo e Migliarino, con spessori compresi tra 5 e 10 m.

Le raccolte di fossili eseguite in questa formazione, specialmente da CAPELLINI (1878, 1880) e da DE BOSNIASKI (1878a, b, 1879a, b, c, 1880), arricchiscono oggi le collezioni di musei, soprattutto di Bologna, Firenze, Pisa e Livorno e di altre città italiane e straniere.

BOSSIO *et alii* (1981a) hanno osservato che in queste raccolte e nelle pubblicazioni che le riguardano, si possono distinguere due categorie di fossili: quelli rappresentati da organismi vissuti all'interno del bacino di sedimentazione quali pesci, molluschi e microrganismi di natura silicea (diatomee, silicoflagellati, radiolari e spugne); quelli appartenenti ad organismi che provengono dall'ambiente esterno quali insetti, filliti e pollini. Gli AA. sopracitati così concludono: "Come già supposto da CASTRACANE (1877) dall'analisi dell'associazione a diatomee, l'area di sedimentazione del Tripoli di villa Nardi (celebre località fossilifera) doveva essere ubicata a breve distanza dalla linea di costa". I recenti studi condotti sia sui pesci che sulle diatomee confermano questa conclusione, dato il carattere di litoralità della maggior parte delle specie rinvenute. La vicinanza alla costa è inoltre indicata dall'abbondanza di foglie e, anche se in minor misura, dalla presenza di insetti terrestri.

La profondità può essere stimata intorno ai 40-50 m, come risulta dallo studio delle associazioni bentoniche a pesci (*Gobius* sp., *Callionymus* sp., ecc.) e dall'analisi delle diatomee.

Per quanto riguarda il chimismo delle acque, i dati più interessanti riguardano la salinità: tanto le associazioni ittiche quanto i microrganismi silicei, sono tipici di un ambiente francamente marino. In particolare la presenza, tra i pesci, di *Sardinia pilchardus* limita la possibilità di oscillazione di salinità fra i valori del 27 e 38‰. Indicazioni offerte dalle forme bentoniche dell'ittiofauna e dall'associazione oligotipica a *Corbula* sp., fanno ritenere che gli strati inferiori delle acque del bacino dovevano essere in genere scarsamente ossigenati, in accordo con il buono stato di conservazione dei fossili e con l'assenza di bioturbazioni.

Riguardo alla temperatura, è da sottolineare che la componente attuale delle specie presenti nelle associazioni fossili di villa Nardi (pesci, diatomee, silicoflagellate) è normalmente diffusa nella Regione Mediterranea, comprendente oltre al bacino Mediterraneo anche la zona Mauretana e Lusitana. Quest'area presenta una temperatura media annua al livello del mare oscillante tra i 10° ed i 20° C.

Per la documentazione micropaleontologica, le note specialistiche di BOSSIO *et alii* (1986) e BARTOLETTI *et alii* (1986), riportano: "I foraminiferi planctonici sono saltuariamente presenti, con associazioni oligotipiche a *Globigerina quinqueloba* o, più spesso, con rari e piccoli individui di poche specie; sono del tutto eccezionali i livelli in cui essi manifestano una certa frequenza e una maggiore diversificazione, ma le morfologie e le dimensioni rimangono in genere atipiche.

L'oligotipia è la caratteristica più ricorrente anche tra i foraminiferi bentonici; ad imprimerla è ancora l'elevata frequenza di bulimine e bolivine (in particolare *Bulimina echinata*, *Bolivina dentellata* e *B. dilatata*), raramente quella di altri taxa (*Rectuvigerina siphogenerinoides*, *Hopkinsina bononiensis*, piccole cassiduline, *Florilus boueanus*, *Cibicoides pseudoungerianus*). Non mancano comunque associazioni leggermente più varie da una parte o estremamente impoverite anche nel numero degli esemplari dall'altra.

Gli ostracodi sono in genere limitati a poche valve talmente piccole da essere indeterminabili anche a livello generico. Una fauna monospecifica a *Ruggieria tetraptera* ed una oligotipica a prevalenti *Aurile* sp. sono le due uniche eccezioni finora constatate.

Il nannoplancton calcareo di norma è più frequente dei foraminiferi planctonici. In un solo caso, comunque, esso si è presentato con un'associazione alquanto diversificata, dominata soprattutto dal gruppo dei Ceratoliti (*Amaurolithus delicatus*, *A. primus*, *A. ninae*) oltre che da vari altri taxa (*Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra pseudoumbelica*, *Rhabdosphaera procera*, ecc.). A prescindere dai livelli privi di nannofossili, negli altri casi si presenta una fisionomia più o meno marcatamente oligotipica, dettata dalla consistente frequenza di *Cyclolithella* sp. o di *Sphenolithus abies* o, ancora, di piccoli Coccoliti".

In conclusione l'esame micropaleontologico di Bossio *et alii* (1986) ha indicato: "Certo è che le caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche generali del deposito (suddivisione in lamine, assenza di bioturbazioni, perfetta conservazione di pesci e filliti, oltre alla particolarità delle associazioni a foraminiferi, ostracodi e nannofossili), considerate nel contesto paleoambientale previsto per le marne in cui è intercalato (si tenga poi presente che le diatomiti precedono, in alcuni luoghi, direttamente le rocce evaporitiche, in altri termini sono indicative del Messiniano inferiore preevaporitico), ci inducono a prospettare un ambiente di sedimentazione dominato nel tempo e nello spazio da scarsa ventilazione al fondo ed elevata salinità nella massa d'acqua. Evidentemente almeno quest'ultima deve avere subito oscillazioni sensibili, tanto da rientrare periodicamente entro valori abbastanza normali (come ad esempio indicato dall'ittiofauna di villa Nardi e da alcune associazioni a diatomee e a nannoplancton calcareo)".

#### MESSINIANO INFERIORE

### 3.1.7. - formazione del Rio Sanguigna (RSG)

Questa formazione, descritta informalmente da GIANNINI (1962) è stata formalizzata da BARTOLINI *et alii* (1975) e cartografata inizialmente da BARTOLETTI *et alii* (1986). Affiora solo sul fianco occidentale del Bacino del Tora-Fine tra il rio Savalano e il botro della Giunca; piccoli lembi discontinui sono stati descritti



fino al torrente Morra (GIANNINI, 1960 e 1962; BOSSIO *et alii*, 1997). È costituita da strati ritmici con una base di conglomerati minuti o di sabbie e/o arenarie poco cementate e un tetto marnoso. Le frazioni conglomeratiche sono più potenti nelle parti inferiori della formazione mentre si fanno sempre più sottili e distanziate verso la parte superiore. Lo spessore massimo stimato da BARTOLINI *et alii* (1975) è di circa 120 m. Gli strati di questa formazione si sovrappongono in concordanza a quelli del *Tripoli di Paltratico* con un contatto che spesso è difficile precisare, specialmente dove anche quest'ultimo presenta straterelli conglomeratici e per la diffusione delle lavorazioni agricole. A nord del rio Savalano e a sud del botro della Giunca gli strati conglomeratici si assottigliano progressivamente fino a scomparire, mentre compaiono strati e banchi di gessi, sia primari (geminati a ferro di lancia) che secondari (detritici), in alternanza a strati di marne. Questa litofacies di gessi viene indicata in carta sotto la sigla **RSG<sub>g</sub>** per distinguerla dalle altre, sia pure litologicamente identiche, ma associate, come vedremo, ad altre formazioni.

GIANNINI (1960) cita la presenza di cardidi, di frammenti di echinidi e di *Ditrupa* sp., negli strati marnosi che affiorano nel torrente Morra. BOSSIO *et alii* (1997) così descrivono le microfaune presenti in questa località: “Un quadro assai scarso è emerso anche dalle analisi micropaleontologiche dei 17 campioni esaminati. Quelli prelevati nei livelli sottostanti lo strato conglomeratico di 50 cm (unico riferibile a questa formazione nell'alveo del torrente Morra) sono infatti risultati sterili o con qualche forma di foraminiferi bentonici ed ostracodi. La presenza esclusiva di *Ammonia beccarii tepida*, *Cribrononion articulatum* e di individui appartenenti ad *Haplophragmoides* (talvolta i soli ad essere presenti), *Loxoconca* sp. (di tipo salmastro), taxa tipici di ambienti con acque sottosalate, indica una sensibile riduzione della salinità del dominio marino rispetto all'episodio diatomitico, operata da apporti di acque continentali; i livelli arenacei e lo strato conglomeratico rappresentano del resto l'espressione macroscopica di questi ultimi. Dalle forme sopra citate sembrerebbe anche verosimile una diminuzione della profondità e ciò è riscontrabile anche nella successione soprastante il livello conglomeratico; in essa, infatti, si registra la presenza, talora con comuni individui, di taxa caratterizzanti soprattutto modeste batimetrie (*Ammonia beccarii beccarii*, *Cribrononion punctatum*, *Elphidium* gr. *crispum-macellum*, *Miliolinella* sp., *Protelphidium granosum*, *Quiqueloculina seminulum*, *Q.* spp., *Spiroloculina excavata*, *Cytherella* sp.).

Molto probabilmente ad un *trend* di progressiva riduzione batimetrica si sovrappone una effimera oscillazione di senso opposto intorno al livello da cui proviene il campione 257 (posizionabile intorno a 1/3 dello spessore della formazione).

In quest'ultimo, infatti, è assente la maggior parte delle forme prima citate e per contro acquisiscono una consistenza più o meno elevata specie ad habitat più

profondo (*Bolivina dilatata*, *Cassidulina* sp., *Globobulimina affinis*, *Heterolepa bellincionii*, *Melonis soldanii*, *Sigmoilopsis coelata*, *Textularia aciculata*, *T. soldanii*, *T. spp.*, *Trifarina angulosa*, *Valvulineria bradyana*).

Si fa presente che i foraminiferi e gli ostracodi, come del resto i frammenti di macrofossili rinvenuti nei campioni (*Turritella* sp., *Ditrupea* sp., echinidi, briozoi), sono limitati alla metà inferiore della successione compresa tra il livello conglomeratico e quello di gesso; con la sola eccezione del livello del campione 257, in cui sono presenti 25 taxa di foraminiferi, le associazioni sono molto povere e quindi indicative di un sensibile deterioramento delle condizioni ambientali. La sterilità (se si escludono più o meno rari frammenti di vegetali carbonizzati) della soprastante porzione ne è la conseguenza e prelude alla “crisi di salinità ss.”, caratterizzata dalla precipitazione delle evaporiti e quindi da una completa sterilizzazione dell’ambiente deposizionale”.

Successioni stratigrafiche con campionature di dettaglio che hanno dato risultati analoghi a quelli ottenuti per la sezione del torrente Morra sono state studiate da Bossio *et alii* (1986) tra la villa Nardi e il podere Pane e Vino e tra Cafaggio e casa Piastraio, in modo da coprire trasversalmente ogni tre chilometri i circa nove chilometri lungo i quali la *formazione del Rio Sanguigna* si estende, nel lato occidentale del Bacino del Tora-Fine, nel suo aspetto più caratteristico e senza la presenza dei gessi della sua litofacies **RSG**, che compare solo più a nord e più a sud. L’abbondanza di ciottoli, nella parte inferiore della *formazione del Rio Sanguigna* con una concentrazione maggiore nei dintorni di villa Nardi, può essere spiegata con lo sbocco di un fiume proveniente dai Monti Livornesi. Questo episodio si sarebbe realizzato nel momento in cui si chiudeva la sedimentazione del *Tripoli di Paltratico* e la salinità delle acque raggiungeva valori tali da fare iniziare la precipitazione dei gessi. La mancanza di questi ultimi nei nove chilometri della “Zona del Rio Sanguigna” insieme alla loro presenza lateralmente sia a nord che a sud, è stata interpretata da BARTOLETTI *et alii* (1986) come collegata a una locale diluizione delle acque marine per l’apporto delle acque dolci di un torrente, cioè come un evento molto particolare avvenuto con relativa concentrazione di microfossili nell’ambito della “*Non distinctive Zone*” del Messiniano superiore.

Un problema non ancora del tutto risolto è posto dalla presenza, mista ai ciottoli di rocce provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure abbondantemente diffuse nei Monti Livornesi, di ciottoli di un calcare grigio vacuolare nei conglomerati della *formazione del Rio Sanguigna*. Questi ciottoli sono stati riconosciuti da BARTOLINI *et alii* (1975) e attribuiti al “calcare cavernoso” del Dominio Toscano. Questa attribuzione, ineccepibile da un punto di vista strettamente litologico, pone tuttavia problemi paleogeografici di ardua risoluzione. Gli AA. che li hanno riconosciuti hanno precisato anche che il senso di intricamento dei ciottoli nei conglomerati della *formazione del Rio Sanguigna* indica un trasporto da nord.

Ciò concorderebbe bene con una provenienza dal Monte Pisano, unica località dove oggi affiora il “calcare cavernoso” in un’area non troppo distante da quella in questione. Tuttavia questa ipotesi contrasta col fatto che nella *formazione del Rio Sanguigna* i ciottoli sono limitati ai nove chilometri intorno alla villa Nardi mentre più a sud e più a nord non compaiono e affiorano invece solo le marne e i gessi della litofacies **RSG<sub>g</sub>**. In altri termini la provenienza dei ciottoli della *formazione del Rio Sanguigna* non si può considerare chiarita: una possibilità alternativa rimane una provenienza dai Monti Livornesi che spiegherebbe bene le dimensioni di alcuni ciottoli anche di “cavernoso” e l’apporto di una quantità di acque dolci fluviali capaci, secondo l’ipotesi di Bossio *et alii* (1986), di diminuire la crescita della salinità delle acque nel delta sommerso del fiume che avrebbe costituito un temporaneo rifugio per tante specie minacciate dalla “crisi di salinità” in pieno sviluppo. Questa ipotesi, visto che attualmente non ci sono affioramenti di “calcare cavernoso” nei Monti Livornesi, pone problemi paleogeografici assai ardui ma non va dimenticato che questo gruppo montuoso è lambito sul lato occidentale dal mare con i suoi fondali certamente non conosciuti nei dettagli, malgrado la grande messe di dati accumulati dalle recenti campagne oceanografiche.

#### MESSINIANO SUPERIORE

### 3.1.8. - argille e gessi del Fiume Era Morta (**EMO**)

In questa formazione rientrano le marne e marne argillose spesse 5 m e gli 8 m di sabbie e conglomerati affioranti presso la villa di Poggio Piano (BARTOLETTI *et alii*, 1986; LAZZAROTTO *et alii*, 1990) livelli entrambi con lenti di gessi. Questa successione sormonta, nel Bacino del Tora-Fine, la *formazione del Rio Sanguigna*, mentre nel Bacino di Volterra sormonta la *formazione del Torrente Raquese* e, marginalmente, il membro di Castelnuovo del *calcare di Rosignano* (F. 285 “Volterra” e F. 295 “Pomarance”). Nell’ambito del F. 284 “Rosignano Marittimo” questa formazione affiora lungo i fianchi occidentale e meridionale del Bacino del Tora-Fine; nei lembi miocenici del rio Paganello, di Limoncino Alto e di Limoncino nei Monti Livornesi; infine, molto ampiamente, nella val di Sterza.

Questa formazione è costituita più frequentemente da strati di argille, di argille marnoso-sabbiose fino a calcaree, ai quali si intercalano strati e banchi di gessi, sia primari che secondari (litofacies **EMO<sub>g</sub>**). Una importante intercalazione di strati prevalentemente sabbiosi e conglomeratici è stata cartografata come il membro delle sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano (**EMO<sub>1</sub>**) affiorante sul fianco occidentale del Bacino del Tora-Fine, dal botro della Giunca alla metà inferiore del rio Savalano fino a Cordecimo.

BARTOLETTI *et alii* (1986) descrivono questo membro come non più potente di 25 m, nel quale si alternano banchi prevalentemente sabbiosi con lenti di ciottoli e strati di marne argillose e di argille spesso suddivisi in lamine dove compaiono spesso tasche di erosione che incidono le parti superiori degli strati marno-argillosi e che sono riempite di sedimenti sabbiosi. I ciottoli sono eterogenei (ofioliti, calcari, arenarie, marne), eterometrici (entro i 10 cm di diametro, ma prevalentemente fra 1 e 2 cm), arrotondati o appiattiti, frequentemente concentrati in grandi ammassi lenticolari immersi in abbondante matrice sabbiosa. Il colore di quest'ultima è in genere giallo-avana, grigio nei tagli freschi; compaiono tuttavia anche fasce ocracee e a lieve arrossamento ematitico. In alcune località piccoli strati gessarenitici precedono e seguono di poco questo livello o, addirittura, vi si intercalano. Ovviamente, dove questo membro corrisponde all'insieme della formazione, la sua potenza aumenta fino intorno al centinaio di metri.

Dal punto di vista paleontologico non esistono differenze notevoli per i macrofossili tra gli strati marnosi e quelli sabbiosi e/o conglomeratici di questa formazione. Infatti si tratta comunque di sporadici esemplari di *Dreissena* sp., *Limnocardium* sp. e gasteropodi limnici. Più ricche ovviamente sono le microfaune offerte dai campioni argillo-marnosi, caratterizzate da serpulidi, tecamebe (con il genere *Centropyxis*), oogoni di characeae, resti di pesci, vegetali carbonizzati, concrezioni carbonatiche di origine algale, frequentissimi ostracodi (specialmente con *Loxoconcha mulleri* e *Cyprideis gr. torosa*, comuni *Paralimnocythere* sp., *Candona* sp., *Amnicythere* sp., *A. lacunosa*, *A. palimpsesta* e *Cyprideis* sp.). Numerosi campioni hanno rivelato anche foraminiferi bentonici, ma le loro associazioni sono o monospecifiche (ad *Ammonia beccarii tepida* o a *Cribronionion articulatum*) o comunque formate da due o tre specie con abbondanze elevate limitate solo a qualche caso (in genere di *Cassidulinita prima* e/o di *Bolivina* sp.).

L'insieme degli elementi di cui sopra, tutti peculiari delle acque dolci o salmastre, testimonia chiaramente che il bacino di deposizione, dopo la "crisi evaporitica" con la conseguente locale sterilizzazione in organismi marini, è stato occupato da quel dominio acquatico continentale, noto in letteratura con il termine di "lago-mare", fino al prosciugamento almeno parziale del bacino indicato dal ritrovamento di una tibia sinistra di Artiodattile in destra del torrente Morra (SARTI *et alii*, 1998). Questa fase a facies dulcicolo-salmastre, conseguenza della prosecuzione della chiusura delle comunicazioni tra Atlantico e Mediterraneo dopo la "crisi di salinità ss.", è stata ampiamente documentata per il Messiniano superiore anche in Toscana e in particolare nel Bacino del Tora-Fine attraverso gli studi di CAPELLINI (1874, 1878, 1880), GILLET (1960, 1963), BOSSIO *et alii* (1978) e con il rinvenimento di ostracofaune, caratteristiche della Paratetide, a *Euxinocythere praeaquana*, *Leptocythere subcaspia*, *Loxoconcha djaffarovi* e *Caspiolla venusta*, presenti nella formazione in esame nell'affioramento del

torrente Morra (BOSSIO *et alii*, 1997).

*MESSINIANO SUPERIORE*

3.1.9. - *conglomerati di Uignano (ULI)*

Questa formazione affiora solo sul fianco sinistro della valle del torrente Sterza e a NE di Chianni, entrambe località al limite occidentale del Bacino di Volterra, al limite orientale del quale, tra il monte Nero e la Spicchiaiola, è stata scelta l'area tipo. In quest'ultima località (sita nei contigui F. 285 "Volterra" e F. 295 "Pomaranze") questa unità si trova al tetto delle *argille e gessi del Fiume Era Morta* alle quali si sovrappone in concordanza e spesso per ripetute alternanze degli strati delle due formazioni. Tuttavia mostra anche una giacitura diretta, in discordanza sia su vari membri delle *argille del Torrente Fosci*, sia sopra diverse formazioni del Dominio Ligure. Sono queste ultime le giaciture che si osservano alla base di questa formazione nell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo".

Questi conglomerati si presentano suddivisi in strati di circa 1 m di spessore, talvolta evidenziati da interstrati centimetrici di marne. Le superfici di separazione, talora erosive, sono quasi sempre mal distinte. I clasti, in genere granosostenuti, eterometrici e poligenici, sono formati esclusivamente da elementi provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure (ofioliti, radiolariti, Calcari a Calpionelle e calcari silicei del tipo degli Argille a Palombini). I ciottoli sono spesso ben elaborati, da arrotondati a subarrotondati, con dimensioni variabili da 1 a 12 cm in una matrice siltitico-arenacea spesso rosso-ematitica, talvolta gesso-arenitica. Lo spessore di questa formazione varia da pochi metri fino a circa un centinaio di metri.

In questa formazione è stata trovata una sola ostracofauna in una intercalazione sabbioso-siltosa dell'area del torrente Sterza assai significativa per la presenza di *Loxoconcha djaffarovi* e di *Euxinocythere praeabaquana*. Questi dati concordano con le caratteristiche giacitureali con la successione sottostante e la facies dulcicola di tipo fluvio-lacustre, evidenziata dalle caratteristiche sedimentologiche permettono di attribuire **ULI** al Messiniano superiore.

*MESSINIANO SUPERIORE*

3.1.10. - *calcareniti di Poggio di Riparossa (CSS)*

Questa formazione è stata proposta da SARTI & TESTA (1994) per gli strati alti (al Garetto intercalati nella parte superiore dei *conglomerati di Uignano*) o per quelli terminali del Miocene superiore (nell'area tipo del Poggio di Riparossa nel F. 284 "Rosignano Marittimo"), sovrapposti ai *conglomerati di Uignano*.

TESTA (1996) ne dà questa descrizione: “Sono calcareniti oosparitiche in tessitura *grainstone*, con cemento calcitico a drusa. Il rivestimento delle ooliti è concentrico e costituito da calcite microcristallina idiomorfa. Nella parte bassa le calcareniti si trovano intercalate in siltite laminata rossa e presentano laminazione tipo *wavy bedding*. Nella parte alta compaiono invece calcilutiti in tessitura di *wackestone* con ostracodi e gasteropodi e calcari a grana fine, a tessitura cristallina granulare idiomorfa. Localmente passano ad argille grigie e rosse laminate, con sottili intercalazioni di arenarie, arenarie gessose, e conglomerati fini”.

La potenza di questa formazione non supera i 10 m. Le siltiti contengono un’associazione ad ostracodi (*Loxococoncha djaffarovi*, *Euxinocythere praebaquana*, *Caspiolla venusta*, *Candona* sp., *Tyrrhenocythere pontica*) che ben si inquadra con la posizione di questi strati al tetto del Miocene. Per l’ambiente di sedimentazione ancora TESTA (1996) così si esprime: “Le ostracofaune indicano che quest’unità si è deposta in acque dolci. I caratteri tessiturali e le strutture del sedimento suggeriscono un ambiente di acque relativamente basse dove i clasti arenitici venivano rielaborati da correnti e rivestiti da calcite microcristallina di probabile origine evaporitica; quando infatti la componente terrigena diminuisce nel sedimento si osservano calcari a tessitura cristallina. Le periodiche emersioni dovute ad evaporazione sono testimoniate anche dall’ossidazione del sedimento pelitico intercalato alle calcareniti”.

*MESSINIANO SUPERIORE*

### 3.2. - FORMAZIONI PLIOCENICHE

#### 3.2.1. - conglomerati di Gambassi Terme (GAM)

Indicati genericamente come “Conglomerati con fossili marini” da DOMINICI *et alii* (1995) riteniamo che questi prodotti rappresentino la base della trasgressione pliocenica. Essi possono essere suddivisi in almeno due formazioni al margine settentrionale dei Monti di Castellina Marittima (dintorni di Casciana Terme). I conglomerati di Gambassi Terme costituiti da ciottoli provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure (zona tra il Querciolo di Pastina e il Melagro di Ceppato) e i conglomerati di Collemontanino (descritti di seguito), nei quali ai ciottoli provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure si aggiungono i ciottoli provenienti dalle formazioni del Dominio Toscano (zona tra la Patroschia di Parlascio e Chianni). Questa suddivisione non è di poco conto perché documenta che al momento della trasgressione pliocenica (Pliocene inferiore ma non basale) il nucleo a successione toscana di Casciana Terme era già in affioramento ed in erosione fino al *Calcare Massiccio*.

Il riferimento dei conglomerati con soli ciottoli provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure ai conglomerati di Gambassi Terme è stato fatto per l'analogia con quelli presenti nel F. 285 "Volterra" (COSTANTINI *et alii*, 2002). Si tratta di un conglomerato eterogeneo ed eterometrico con ciottoli delle Unità Liguri in maggioranza calcari marnosi della *formazione di Monteverdi Marittimo*, e, solo presso il Querciolo, di ofioliti e di Argille a Palombini e di Calcari a Calpionelle. Le forme dei ciottoli variano tra le appena smussate e le arrotondate. La matrice, sempre abbondante, è brecciosa o sabbiosa.

I fossili, non molto frequenti, sono rappresentati in prevalenza da ostreidae; comuni sono i fori di litofagi su ciottoli calcarei che garantiscono la facies marina di questo sedimento. Presso i Corbinelli, sul torrente Tora, intercalazioni argillose di questo conglomerato hanno fornito microfaune della Zona a *Globorotalia margaritae*, senza poter escludere la parte più alta della Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l., indicativa del Pliocene inferiore (SALVATORINI in MARRONI *et alii*, 1990).

Lo spessore non raggiunge i 50 m.

L'ambiente di deposizione è quello tipico delle foci a mare di corsi d'acqua brevi e ripidi di un'isola (Monti di Castellina Marittima) priva di pianure.

ZANCLEANO

### 3.2.2. - conglomerati di Collemontanino (CHC)

Vengono qui definiti per la prima volta per distinguerli, attraverso la presenza e prevalenza di ciottoli del Dominio Toscano, dai *conglomerati di Gambassi Terme* che invece ne sono privi. La zona tipo di questa formazione si estende al bordo NE dei Monti di Castellina Marittima tra Parlascio e Chianni.

Si tratta di conglomerati in banchi e strati a matrice in prevalenza sabbiosa che diventa calcareo-detritica in corrispondenza degli affioramenti di substrato calcareo della successione toscana. I ciottoli variano di dimensioni da luogo a luogo ma generalmente non superano i 10 cm; i tipi litologici che li costituiscono dipendono strettamente dalle formazioni presenti nel substrato immediato. Così nella zona di Collemontanino questo conglomerato presenta una grandissima quantità di minuti ciottoli di radiolariti che, per il piccolo spessore degli strati dei Diaspri, sono di dimensioni non maggiori a 2-3 cm; nella zona di Poggibaronavilla Sammuro sono comunissimi i ciottoli di *Calcare Massiccio*; nei dintorni di Chianni prevalgono i ciottoli di arenaria Macigno. Lo spessore non raggiunge i 30 m.

I fossili, non frequenti, in prevalenza appartengono ad Ostreidae e Pectinidae; molto comuni sono invece i fori di litofagi sui ciottoli calcarei. Tutti indicano un ambiente costiero nettamente marino. Non essendo stati rinvenuti fossili

cronologicamente indicativi, l'età di questa formazione é desunta dai livelli di *Argille Azzurre* ad essa adiacente.

*PLIOCENE INFERIORE p.p.*

### 3.2.3. - calcareniti di S. Mariano (CMA)

Questa formazione, presente con area tipo presso S. Mariano nel F. 285 "Volterra", affiora, nel F. 284 "Rosignano Marittimo", solo tra il podere Pratale e la Villa, immediatamente ad est dell'affioramento di *conglomerati di Collemontanino*, sui quali si erge questo paese, e circa 300 m ad est del podere Riparossina. Entrambe queste località si trovano sul limite orientale dei Monti di Castellina Marittima dove queste calcareniti sormontano in trasgressione i *conglomerati di Ulignano* del tetto del Miocene superiore. Comunque da questi ultimi si differenziano molto bene per la netta variazione litologica; sono infatti delle calcareniti con tessitura di *packstone-grainstone* con presenza, anche se non frequente, di fossili (echinidi, Ostreidae e Pectinidae in prevalenza) di ambiente sicuramente marino litorale; verso l'alto passano, talora per interdigitazioni, alle *sabbie di San Vivaldo*.

Gli spessori non superano i 25 m. Non essendo stati rinvenuti fossili cronologicamente indicativi, l'età di questa formazione va desunta da quella dei livelli di *Argille Azzurre* ad essa adiacente.

*PLIOCENE INFERIORE p.p.*

### 3.2.4. - sabbie di San Vivaldo (SVV)

A questa formazione vengono riferiti tutti gli ampi e diffusi affioramenti, prevalentemente sabbiosi marini che, in giacitura direttamente trasgressiva o comunque nelle fasi trasgressive dei cunei sedimentari, si trovano nelle successioni plioceniche. Questa formazione affiora solo in una fascia nord-orientale dei Monti di Castellina Marittima, tra il podere Riparossa e la pieve di Chianni, dove sormonta i *conglomerati di Collemontanino*; nei pressi di casa Butia sormonta, in concordanza e interdigitazioni, le *calcareniti di S. Mariano*; a monte del podere S. Giovanni sormonta direttamente in trasgressione le successioni mioceniche dei *conglomerati di Ulignano* e delle *calcareniti di Poggio di Riparossa* così come, in corrispondenza dei poderi Riparossina e Riparossa, parzialmente sormonta stratigraficamente anche un piccolo affioramento di *calcareniti di S. Mariano*.

Si tratta di sabbie massicce per bioturbazione che da molto grossolane nei primi metri basali, nei quali presentano talora ciottoli, passano a granulometrie sempre minori verso l'alto dove acquistano una suddivisione in banchi per poi



passare alle *Argille Azzurre* con un netto contatto concordante.

Lo spessore di queste sabbie non supera i 50 m. I fossili sono frequenti, in prevalenza ostreidi, ma anche altri molluschi, spesso in modelli; le microfaune sono risultate povere e indicative solo dell'ambiente litorale. Non essendo stati rinvenuti fossili cronologicamente indicativi, l'età di questa formazione va desunta dai livelli di *Argille Azzurre* ad essa adiacente.

*PLIOCENE INFERIORE p.p.*

### 3.2.5. - *Argille Azzurre* (FAA)

Gli affioramenti di questa formazione sono molto estesi nel Bacino del Tora-Fine e in una notevole area del Bacino di Volterra, sul margine occidentale tra il podere S. Giovanni di Chianni e il poggio ai Pini di Casciana Terme. Essa presenta due giaciture diverse a seconda dei tempi e dei luoghi nei quali ha iniziato a deporsi.

Al di sopra degli strati dei diversi membri delle *argille e gessi del Fiume Era Morta* giace in concordanza e continuità di sedimentazione che si è realizzata con il rapido cambiamento delle acque da sottosalate a marine in seguito al completo ripristinarsi delle comunicazioni tra Atlantico e Mediterraneo; tale evento è considerato coincidere, nei sedimenti neogenici mediterranei, al limite Mio-Pliocene. Questo passaggio stratigrafico è stato seguito, con dettagli più o meno puntuali, lungo tutto il fianco occidentale e quello SE (fino all'altezza della fatoria la Sorgente di Pomaia) del Bacino del Tora-Fine (documentazione in BOSSIO *et alii*, 1978, 1981a, b, 1997, 1999 e in GIANNELLI *et alii*, 1982).

In altre località (a nord di Pastina in quest'ultimo bacino, nella parte spettante al F. 285 "Volterra" del Bacino di Volterra) le *Argille Azzurre* sormontano, in concordanza e continuità, non più i sedimenti del tetto del Miocene superiore, ma sedimenti di diverse formazioni del Pliocene inferiore (ma non basale) o medio che marcano il progredire della trasgressione pliocenica, ormai non più collegata con un evento generale (almeno mediterraneo) ma con lo sviluppo di una tettonica di sprofondamento distensivo interessante l'insieme dell'area tirrenico-toscana tra la Corsica e il monte Albano (documentazione in BOSSIO *et alii*, 1981c, 1993; MARRONI *et alii*, 1990).

Queste due diverse modalità della trasgressione pliocenica sono in buon accordo con la teoria di un primo sviluppo di questa attraverso un rapido "allagamento" delle aree più depresse dei bacini di sprofondamento, risalenti al Miocene medio - superiore, avvenuto con continuità sui laghi residui miocenici (procedimento definito "trasgressione di acqua su acqua"). Al contrario, sui fianchi delle alture, una volta ristabilitosi il livello tra acque atlantiche e mediterranee, la trasgressione pliocenica ha perduto la sua contemporaneità sviluppandosi a

seconda dei movimenti tettonici locali. I depositi trasgressivi detritici sabbiosi e/o conglomeratici che si rinvencono alla base delle *Argille Azzurre* vengono riferiti a biozone diverse e non più alla Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* p.p.?? della base del Pliocene inferiore come tutte le *Argille Azzurre* che sono state incontrate in continuità sopra i sedimenti di tetto del Miocene superiore. Va poi ricordato che, nell'ambito geografico dell'intera Toscana meridionale, la serie pliocenica si presenta in alcune località (comprendenti tutto il Bacino del Tora-Fine e il settore a nord del fiume Cecina del Bacino di Volterra) con sedimenti appartenenti ad un unico episodio marino, che può essere cominciato col Pliocene iniziale oppure successivamente fino nel Pliocene medio. Comunque la sedimentazione è stata continua fino a gran parte del Pliocene medio (Zona a *Globorotalia aemiliana*; Zona a *Discoaster pentaradiatus*), nell'ambito del quale si è sviluppata la regressione (Bossio *et alii*, 1993). Diversamente, in altre aree della Toscana Marittima (tutte comunque estranee al F. 284 "Rosignano Marittimo"), la successione pliocenica si è realizzata attraverso un primo ciclo del Pliocene inferiore (dalla Zona a *S. seminulina* s.l. alla Zona a *Globorotalia punctulata*; dalla Zona a *Discoaster variabilis* s.l. alla Zona a *D. tamalis*, Sottozona a *Reticulofenestra pseudoumbelica*) e un secondo ciclo del Pliocene medio (Zona a *G. aemiliana*; parte superiore della Zona a *D. tamalis* - parte inferiore di quella a *D. pentaradiatus*).

Le *Argille Azzurre*, che sono la parte più cospicua dei sedimenti pliocenici, presentano alcuni corpi sedimentari intercalati in prevalenza sabbiosi (secondo la nuova nomenclatura denominati *sabbie di Mazzolla (FAA)*, dalla località tipo (a sud di Volterra) e sono sormontate dai sedimenti regressivi del ciclo, anch'essi in prevalenza sabbiosi: *formazione di Villamagna (VLM)* e calcarenitici: *biocalcareniti di Parlascio (PRL)*. L'insieme dei corpi sedimentari delle *Argille Azzurre* e delle sabbie di Mazzolla affiora molto chiaramente nel settore settentrionale del Bacino del Tora-Fine con disposizione a monoclinale immergente verso NE. Meno esplicita è la struttura degli affioramenti pliocenici a NO dei Monti Livornesi per la presenza dei numerosi terrazzi glacioeustatici quaternari che li nascondono in gran parte. Intorno ai Monti di Castellina Marittima i sedimenti del Pliocene inferiore si giustappongono più spesso a quelli del Miocene superiore e a quelli preneogenici attraverso le faglie degli orli SE ed est del Bacino del Tora-Fine, fino circa 1 km a sud di Pastina. A nord di questa località le faglie del lato orientale del Bacino del Tora-Fine iniziano a mettere in contatto le *Argille Azzurre* con i depositi pliocenici detritici più grossolani: *conglomerati di Gambassi Terme (GAM)* che sormontano in discordanza le formazioni preneogeniche intorno ai Monti di Castellina Marittima. Questi, da Parlascio a Chianni, cioè lungo tutto il loro margine NE, sono circondati dai *conglomerati di Collemontanino (CHC)*, anch'essi datati al Pliocene inferiore (non basale) e al medio e riconoscibili dai coevi *conglomerati di Gambassi Terme*

(GAM) per contenere, oltre ai ciottoli provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure, anche quelli provenienti dal Dominio Toscano.

La successione stratigrafica esposta più completa è quella presente nella parte settentrionale del Bacino del Tora-Fine tra Cordecimo e Castell'Anselmo; altri numerosi affioramenti, alcuni anche con buone esposizioni, riguardano tratti assai limitati del Bacino di Volterra.

In conseguenza di quanto esposto sopra, inizieremo la descrizione delle *Argille Azzurre* dalla monoclinale Cordecimo - Castell'Anselmo, secondo quanto esposto in un conciso dettaglio in Bossio *et alii* (1997). La successione (potente circa 700 m nella sezione torrente Morra - S. Regolo e circa 900 m in quella della strada degli Archi (a fianco dell'acquedotto Livorno - Colognole) è costituita soprattutto da *Argille Azzurre* (FAA) mal stratificate in grossi banchi, con ricorrenti fossili rappresentati soprattutto da lamellibranchi (*Amusium* sp., *Chlamys* sp., *Pycnodonte* sp., ecc.), gasteropodi, scafopodi, coralli isolati, resti di pesci (per questi ultimi si veda LANDINI, 1977). Il contenuto in fossili è comunque in genere molto abbondante nella porzione superiore, più sabbiosa, dove si rinvencono *Anadara* sp., *Chlamys* sp., *Clavagella* sp., *Corbula* sp., *Glossus* sp., *Limopsis* sp., *Lucinoma* sp., *Megaxinus* sp., *Venus* sp., *Amyclina* sp., *Aporrhais* sp., *Archimediella* sp., *Calyptrea* sp., *Cassidea* sp., *Choronia* sp., *Conus* sp., *Lunatia* sp., *Mitra* sp., *Mitrella* sp., *Moniliopsis* sp., *Natica* sp., *Naticarius* sp., *Niso* sp., *Ringicula* sp., *Sveltia* sp., *Turricula* sp., *Turris* sp., *Turritella* sp., *Dentalium* sp. (si veda anche in MENESINI, 1977).

A prescindere dalle intercalazioni sabbiose di piccola entità, la monotonia della successione è interrotta soprattutto da due grossi intervalli di prevalenti sabbie gialle (oggi denominati sabbie di Mazzolla, FAA). Il più basso stratigraficamente (denominato intercalazione di Bellavista da LAZZAROTTO *et alii*, 1990) ha uno spessore di oltre 150 m nella parte settentrionale dell'area (sezione strada degli Archi) e si riduce progressivamente verso sud (circa 100 m nella sezione Casalino), estinguendosi bruscamente in corrispondenza della faglia di Cordecimo. Quello soprastante (a cui è stato attribuito il termine di intercalazione di Casalino da LAZZAROTTO *et alii*, 1990) è più esteso longitudinalmente ma meno potente (30-40 m nelle sezioni Casalino, casa Sodoni e botro Marianna; 80-90 m nelle sezioni torrente Morra - S. Regolo e strada degli Archi), ma comunque si riduce anch'esso verso sud fino ad annullarsi poco al di fuori dell'area considerata. Nella parte più meridionale di quest'ultima affiorano alcune lenti sabbiose più recenti e di modesta estensione il cui massimo spessore non supera i 20 m. Se questi corpi sabbiosi hanno un particolare significato nell'evoluzione dinamica e sedimentaria del bacino (corrispondono a una risedimentazione gradata in ambiente batiale superiore di materiali in origine deposti in ambienti neritici e litorali), secondo GIANNELLI *et alii* (1982) espressione di un regime regressivo sono invece le sabbie della *formazione di Villamagna* che si sovrappongono verso l'alto alle

*Argille Azzurre* in tutte le località dove la serie pliocenica è più completa. Questo passaggio dalle argille alle sabbie è sempre graduale ed avviene per progressivo aumento della frazione sabbiosa, talora accompagnato da alternanza di sottili strati dei due litotipi oppure, come sotto Castell'Anselmo e al Carrione in val di Morra, con l'intercalazione di una sottile lente di *biocalcarenti di Parlascio*.

Gli ormai numerosi esami micropaleontologici eseguiti in molte successioni stratigrafiche plioceniche nell'ambito dell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" (Bossio *et alii*, 1997 *cum bibl.*) hanno permesso di precisare l'evoluzione paleogeografica e paleoambientale del Bacino del Tora-Fine e dei contorni dei Monti Livornesi e di Castellina Marittima: "Dopo un iniziale brusco innalzamento della colonna d'acqua che ha sostituito l'acqua dolce del "lago-mare" messiniano, si registra la stabilizzazione dell'ambiente neritico esterno o epibatiale superiore; in questa fase si sono sviluppati alcuni episodi di deposizione relativi a materiali rimobilizzati a causa di sprofondamenti tettonici dei bacini o di parte di essi (intercalazioni sabbiose di Bellavista, Casalino, torrente Tanna e Rimazzano nelle *Argille Azzurre* del Bacino del Tora-Fine e quelle di argille e conglomerati del torrente Zambra e di sabbie di Mazzolla nella successione argillosa a nord del fiume Cècina del Bacino di Volterra). La regressione con la quale si chiude la sedimentazione marina del Pliocene in Toscana si manifesta con l'arricchimento della frazione sabbiosa nelle *Argille Azzurre* della Zona a *G. aemiliana...*" e con la deposizione della *formazione di Villamagna* in prevalenza sabbiosa e talora delle *biocalcarenti di Parlascio* ad *Amphistegina* sp.

I Monti di Castellina Marittima non furono mai completamente sommersi dal mare pliocenico, come documentano le facies detritiche costiere (*conglomerati di Gambassi Terme* e *conglomerati di Collemontanino*) che li orlano; non altrettanto si può affermare con sicurezza per i Monti Livornesi intorno ai quali i sedimenti pliocenici sono sempre costituiti solo da *Argille Azzurre* di facies neritica esterna o batiale superiore. Poiché i sedimenti detritici costieri non contengono i fossili planctonici, sui quali si basano le moderne biozonazioni di grande dettaglio, assumono significato le campionature fatte nelle prime *Argille Azzurre* che sormontano, appunto, i depositi grossolani trasgressivi lungo il limite NO, nord ed est degli affioramenti pliocenici dei Monti di Castellina Marittima. Le campionature delle *Argille Azzurre* inferiori eseguite a partire da questo limite hanno rivelato associazioni progressivamente più recenti secondo la progressione da SE a NO e cioè: appartenenti alla Zona a *Globorotalia margaritae* presso le case Giuli di S. Luce (nel Bacino del Tora-Fine) e appartenenti alla Zona a *Globorotalia margaritae* poco ad est della casina di Campotorto, alla Zona a *G. punctulata* nei dintorni dei Poggibarone, alla Sottozona a *G. bononiensis* poco ad est di Ceppato (nel Bacino di Volterra).

Una precisazione bio-cronostratigrafica delle *Argille Azzurre* è stata eseguita anche nella sezione tra Casciana Terme - casa Disperata - poggio ai Pini (Bossio

*et alii*, 1981c); qui è stata osservata una diminuzione progressiva delle profondità dei sedimenti pelitici man mano più recenti: epibatiale superiore nella Zona a *Globorotalia puncticulata*, neritica esterna nella Sottozona a *G. bononiensis*, neritica interna nella Zona a *G. aemiliana*. L'età delle *Argille Azzurre* pertanto varia tra il Pliocene inferiore (Zancleano) e il Pliocene medio (Piacenziano).

#### ZANCLEANO - PIACENZIANO

### 3.2.6. - formazione di Villamagna (VLM)

In questa formazione è riunito quell'insieme di grosse lenti sabbiose e argilloso-sabbiose o sabbioso-argillose che si sovrappongono alle *Argille Azzurre* e costituiscono la parte più cospicua della sedimentazione durante lo svolgimento della fase superiore del ciclo pliocenico, ad andamento in prevalenza regressivo. La *formazione di Villamagna* viene così a sostituirsi alle "sabbie gialle" degli AA. Gli affioramenti di questa formazione si trovano nella fascia più settentrionale, ovviamente al di sopra delle *Argille Azzurre*. Chiudono il cuneo sedimentario pliocenico vergente a NE, tra le Muricce, Nugola Nuova, Castell'Anselmo e S. Regolo, e quello vergente a nord compreso tra Acciaiuolo, Colle Alberti, S. Ermo, Parlascio, poggio ai Pini e Morrona. Sono stati cartografati in dettaglio nelle carte geologiche in scala 1:25.000 che corredano gli studi di LAZZAROTTO *et alii* (1990) e di MARRONI *et alii* (1990). Questi affioramenti costituiscono il tratto di unione settentrionale tra il Bacino del Tora-Fine e il Bacino di Volterra attraverso la zona di Parlascio - S. Ermo che dovette corrispondere a un'area di soglia tra questi due bacini, verosimilmente lungo gli alti tettonici dei Monti di Castellina Marittima e il monte Pisano, secondo quanto specificheremo più dettagliatamente nel capitolo sulla paleogeografia neogenica.

Questa formazione è costituita in prevalenza da sabbie piuttosto fini suddivise in strati e più spesso in grossi banchi; sono inoltre presenti strati, o gruppi di strati, a granulometria più grossolana fino a conglomeratica, talora con stratificazione inclinata, spesso ricchi di macrofossili (*Pectinidae* specialmente con *Flabellipecten flabelliformis*, *Ostreidae*, *Balanidae* e *Cladocora caespitosa*) ed altri livelli a stratigrafia laminare di limi argillosi e limi talora torbosi (*litofacies delle argille sabbiose di S. Cipriano, VLM<sub>a</sub>*).

La determinazione dello spessore originale di questa formazione non è misurabile sia per probabili differenze fra zona e zona, sia perché essendo l'ultima deposta del ciclo pliocenico, è stata senza dubbio quella che è stata maggiormente erosa. Comunque in molte località presenta spessori che superano il centinaio di metri.

I campioni delle intercalazioni della *litofacies delle argille sabbiose di S. Cipriano (VLM<sub>a</sub>)*, prelevati presso la casa Centolivi in Valdera (NENCINI, 1984),

hanno fornito indicazioni relative all'età di questa formazione. Le microfane hanno permesso il riferimento alla Zona a *Globorotalia aemiliana* del Pliocene medio. Indicazioni in questo senso provengono anche dalle campionature al tetto della sottostante formazione delle *Argille Azzurre* della sezione della strada degli Archi (BOSSIO *et alii*, 1981b; GIANNELLI *et alii*, 1982) e dai numerose campioni, raccolti al passaggio *Argille Azzurre - formazione di Villamagna* in val di Tora (BOSSIO *et alii*, 1997).

Per la determinazione dell'ambiente di sedimentazione di questa formazione, dai caratteri generali regressivi tra il mare sottile e il retroterra in aggradazione riconosciuti ormai da tempo, può essere utile il riferimento alle conclusioni tracciate di recente da BENVENUTI *et alii* (1995) per gli affioramenti presenti tra le valli dell'Era e dell'Elsa nel F. 285 "Volterra". L'approfondimento delle ricerche sulle caratteristiche sedimentologiche e palinologiche concernenti la *formazione di Villamagna* ha confermato la natura nell'insieme regressiva, di chiusura, del ciclo sedimentario pliocenico; la ricchezza di facies sedimentarie e la variabilità della loro posizione nello spazio e nel tempo, indicano uno svolgimento molto complesso che è avvenuto non certo in un evento unico ma per la somma di eventi, verosimilmente minori, protrattisi tra il Pliocene medio e il superiore. A questo proposito va ricordato che da questi studi non è risultata una corrispondenza tra le distinzioni operate nelle carte geologiche tra lenti sabbiose e lenti argilloso-sabbiose (non presenti nell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo"). Queste ultime costituiscono comunque un notevole arricchimento per il raffinamento della tettonica, della morfologia e delle analisi comparate di facies. Queste infatti hanno prodotto risultati indipendenti dalle mappature di cui sopra nel senso che hanno messo in evidenza una variabilità di facies molto più complessa e mutevole di quanto la suddivisione di due tipi di banchi non riesca a suggerire. Pur essendo prematuro, sulla base del numero ancora ristretto di successioni stratigrafiche esaminate con le moderne analisi di facies, sembra di poter intravedere, nel lento fenomeno tettonico di un sollevamento epirogenetico a conclusione del ciclo stratigrafico generale, un numero maggiore (ancora non esattamente individuato) di cicli minori (ovviamente trasgressivo-regressivi e probabilmente collegati alle oscillazioni del livello del mare) che si sono sovrapposti, complicandolo, all'andamento principale.

PIACENZIANO *p.p.*

### 3.2.7. - *biocalcarenit* di Parlascio (PRL)

L'affioramento maggiore di questa formazione appare tra S. Ermo e Parlascio, in parte al di sopra dei *conglomerati di Gambassi Terme* (tra S. Ermo e il Melagro), in parte sui *conglomerati di Collemontanino* in corrispondenza della Patroschia e

direttamente sopra le *Argille Azzurre* in corrispondenza di Parlascio; comunque gli strati delle *biocalcareniti di Parlascio* si presentano sempre lateralmente e/o al di sotto di quelli della *formazione di Villamagna*. Solo gli affioramenti, molto sottili, di poggio della Cava (nel Bacino del Tora-Fine) e i due di casa Quercia al Pino (Bacino di Volterra) sono completamente immersi nelle *Argille Azzurre*. Infine gli affioramenti compresi tra S. Regolo e Luciana sormontano direttamente le *Argille Azzurre* ma per loro non è visibile il tetto originario, in quanto sono stati ricoperti dai sedimenti della trasgressione del Pleistocene inferiore.

Da quanto sopra è evidente che la deposizione delle *biocalcareniti di Parlascio* deve essere il risultato di una condizione piuttosto particolare del fondo marino pliocenico al momento - o immediatamente dopo - che il tipo di sedimentazione è mutato da argilloso in sabbioso. Infatti gli affioramenti di questo tipo di roccia sono piuttosto limitati nei confronti della vasta diffusione della *formazione di Villamagna* cui sono associati o nella quale sono immersi. Per quanto riguarda l'affioramento più ampio (S. Ermo - Parlascio) certamente esso ha corrisposto col bassofondo del mare pliocenico sul prolungamento della zona sollevata dei Monti di Castellina Marittima tra i due bacini, maggiormente subsidenti, del Tora-Fine e di Volterra.

Dal punto di vista litologico Bossio *et alii* (1981c) hanno descritto due livelli con caratteristiche riconoscibili molto bene nella cava di S. Frediano ma anche in tutta l'area centrale di quell'affioramento. Riportiamo dalla descrizione di questi AA.: "Nei 15 m circa di esposizione della parete di cava il calcare si presenta in strati da centimetrici a decimetrici, più o meno cementati e con superfici spesso irregolari ed evidenti fenomeni di stratificazione incrociata a piccola e grande scala. Una superficie d'erosione, decorrente obliquamente ed evidenziata da marcate ondulazioni, divide l'esposizione in due pacchi discordanti di strati, tra i quali si possono notare alcune differenze. Nella porzione inferiore la stratificazione è nettamente distinguibile ed il sedimento (in facies di "grainstone"), costituito da accumuli di *Amphistegina* sp., è ben cementato e di colore giallo chiaro; numerose sono le intercalazioni di sottili livelli bianco-grigi, di aspetto farinoso e leggera componente pelitica. Nel pacco superiore, agli strati calcarei ben cementati, con contenuto variabile ma sempre elevato di *Amphistegina* sp., si intercalano livelli, talora decimetrici, più sabbiosi e meno cementati; il colore è giallo bruno e la stratificazione è spesso obliterata da frequenti biostrutture, in rilievo sulla parete per cementazione ed erosione superficiale differenziate".

Il contenuto faunistico è stato esaminato da D'ACHIARDI (1874), MANZONI (1874, 1879), DE AMICIS (1885, 1886), BORRI (1913) e STEFANINI (1956); più recentemente BOSSIO *et alii* (1981c) hanno riportato un elenco parziale dei taxa rilevati dai citati AA. e fatto una revisione sulla base di studi sistematici moderni. La ricca fauna comprende antozoi, briozoi, brachiopodi, scafopodi, lamellibranchi, gasteropodi, crostacei, echinidi, ittiodontoliti. Ovviamente la specie più interessante, vista

l'enorme concentrazione, è l'*Amphistegina gibbosa* che vive di preferenza sulle alghe marine o sui substrati duri ma che si adatta anche a quelli soffici.

BOSSIO *et alii* (1981c) hanno svolto anche l'esame micropaleontologico dei foraminiferi e degli ostracodi giungendo alle seguenti considerazioni sull'ambiente di sedimentazione: ipotizzano una zona neritica interna (nel senso della zonazione batimetrica di WRHIGT, 1978) di modesta profondità e ad alta energia sulla base della elevata frequenza del genere *Amphistegina* e in particolare di *A. gibbosa*, e sull'insieme delle associazioni a foraminiferi e ad ostracodi. Dal punto di vista bio e cronostratigrafico la presenza documentata da BOSSIO *et alii* (1981c) nell'affioramento di S. Frediano di *Globorotalia aemiliana* ne permette il riferimento alla Zona a *G. crassaformis* l.s. e quindi al Pliocene medio (Piacenziano).

PIACENZIANO p.p.

### 3.3. - DEPOSITI CONTINENTALI E MARINI PLEISTOCENICI

Gli schemi cronologici pubblicati dalla Regione Emilia Romagna e dal C.N.R. (CATANZARITI *et alii*, 2002) per la redazione dei Fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 contengono diverse scale stratigrafiche di riferimento per le successioni marine del Pliocene e del Pleistocene che correlano la Scala delle inversioni del Campo Magnetico Terrestre (GPTS), la Scala Cronostratigrafica Globale (SCG), la Scala Cronometrica in milioni di anni (Ma), e le Scale biostratigrafiche basate principalmente sui foraminiferi planctonici (secondo CITA, 1975 emendato) e sui nannofossili calcarei (secondo RIO *et alii*, 1990). La scala GPTS permette di valutare l'età cronometrica dei diversi orizzonti cronostratigrafici e biostratigrafici e, di conseguenza, di trattare le unità biostratigrafiche (Biozone) come unità di tempo (Cronozone).

Il quadro generale dato qui sopra, elaborato per la Cronostratigrafia plio-pleistocenica marina, è stato ripreso da BOSCHIAN *et alii* (2006) con le seguenti precisazioni per il Pleistocene della Toscana costiera che il sottopiano Santerniano può essere "informalmente" riferito alla porzione più antica del piano Calabriano emendato (cioè il Santerniano viene a corrispondere alla metà superiore della Zona MNN19a e alla Zona MNN19b di RIO *et alii*, 1990); il sottopiano Siciliano alla porzione superiore del Calabriano emendato (Zona MNN19a di RIO *et alii*, 1990). Inoltre la comparsa nel Mediterraneo di *Arctica islandica* nello schema di CATANZARITI *et alii* (2002) posta a circa 2,2 Ma, ben quattrocentomila anni prima del limite attualmente scelto tra Pliocene e Pleistocene toglie a questo fossile il significato stratigrafico preciso che gli era stato attribuito in precedenza.

Pertanto le formazioni di facies marina datate al Pleistocene inferiore, nelle colline Livornesi e Pisane, sono: la la *formazione di Morrone* (ART), la forma-



zione delle *argille e limi di Vignanova di Peccioli (VIP)*, la formazione delle *sabbie di Nugola Vecchia (NUG)*, la formazione dei *conglomerati di Ceppato (QPP)*; nel Bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo: la formazione dei *conglomerati di Villa Magrini (QVM)*, formazione dei *calcari di Montescudaio (QCM)*, la formazione delle *sabbie delle Fabbriche (QSF)* e della *formazione di Bibbona (QFB)*.

Con la fine della deposizione delle *sabbie di Nugola Vecchia* nelle colline Pisane e dei *calcari di Montescudaio* a sud di Castiglioncello termina la deposizione di formazioni sedimentarie di potenza ragguardevole (50 e più metri), passibili di essere studiate con i metodi classici della stratigrafia. Le formazioni che si sono deposte in seguito hanno tutte spessori normalmente di gran lunga minori (sempre entro e spesso meno di 25 m) mentre sempre maggiore importanza assume, per la loro decifrazione, il criterio morfologico. Ovviamente con ciò non si diminuisce l'importanza che nello studio di queste ultime formazioni rivestono ancora le ricerche sedimentologiche e paleontologiche, ma per vari motivi (presenza di paleosuoli, ampia diffusione detritica particolarmente ricoprente formazioni di pochi metri di spessore, minore risoluzione del significato cronologico dei fossili che si avvicinano man mano ad identificarsi con le forme viventi, ecc.) le metodologie di ricerca richiedono a questo punto un notevole cambiamento che si può sintetizzare con la necessità di adottare completamente quelle proprie della Geologia del Quaternario, nelle quali assume grande importanza l'esame morfologico, l'utilizzo dei reperti paleontologici e diventa necessario l'uso dello scavo per il chiarimento di piccole successioni stratigrafiche. I piccoli spessori delle formazioni collegate più con il glacioeustatismo che con la subsidenza tettonica, che in alcuni casi passano al solo modellamento e alla leggera alterazione delle formazioni sottostanti prequaternarie, hanno posto alcuni problemi di resa cartografica. Trattandosi di redigere una carta geologica e non geomorfologica abbiamo trascurato di rappresentare le morfologie limitandoci a segnalare solo i sedimenti.

Un'altra difficoltà, forse maggiore della precedente, è intervenuta per l'asportazione, favorita dai moderni mezzi meccanici, di intere porzioni di questi depositi, per cui, attenendoci a quanto affiora attualmente, avremmo dovuto cartografare in molti posti le formazioni del substrato e non più quelle quaternarie che erano presenti agli inizi dei nostri rilevamenti. Così, per esempio, in corrispondenza della grande discarica del Comune di Livorno di Vallin dell'Aquila, in sinistra del torrente Ugione, gli scavi operati per la deposizione della spazzatura hanno completamente asportato, per vari ettari, il sottile manto della *formazione di casa Poggio ai Lecci* che ricopriva quei luoghi prima dell'impianto della discarica al fondo della quale vennero alla luce le formazioni plioceniche. Al contrario in altri casi, antichi affioramenti dovuti a scavi che erano visibili sono stati sepolti da discariche, come per le Argille Azzurre plioceniche

della fornace Anelli, o dagli edifici dell'intensa urbanizzazione della periferia di Livorno, come per esempio nei dintorni di Salviano e di villa Leccia.

### 3.3.1. - *formazione di Morrone (ART)* (cfr. sabbie e argille ad *Arctica islandica* del F. 285 "Volterra")

Questa formazione corrisponde con la fase trasgressiva del primo ciclo sedimentario del Pleistocene inferiore (Santerniano - Emiliano). È ampiamente affiorante nelle colline Pisane, al limite settentrionale dei bacini neogenici del Tora-Fine e di Volterra; nella piana di Rosignano Solvay affiora solo nel greto del botro Crocetta (MALATESTA, 1952; TAVANI, 1954) a testimonianza di una presenza molto ampia, al di sotto di depositi più recenti, di un cono sedimentario che riaffiora in val di Fine e, molto più ampiamente, nella bassa val di Cècina (MAZZANTI & SANESI, 1987).

Si tratta di un sedimento in prevalenza sabbioso-argilloso che negli strati di base presenta spesso un conglomerato a elementi piuttosto minuti, mentre nelle parti superiori compaiono talora intercalazioni di strati arenaceo-calcarei, a volte prevalenti su quelli sabbiosi. È in genere ricco di macrofossili, in specie di lamellibranchi e di gasteropodi, ma anche di brachiopodi, echinidi, coralli, crostacei, anellidi, ecc. e presenta discrete microfaune. È caratterizzato dalla frequenza degli "ospiti nordici", in specie di *Arctica islandica*.

Particolare attenzione è stata posta al passaggio Plio-Pleistocene alla base del lungo (circa 20 km) affioramento di questa formazione sopra quelle del Pliocene medio (talora inferiore) nelle Colline Pisane. La sezione più rappresentativa si è rivelata quella di Morrone (Bossio *et alii*, 1981c). In questa sezione la prima fauna pleistocenica, caratterizzata da *Arctica islandica* e *Paphia rhomboides*, è riferibile al Santerniano per la presenza anche di *Trachycardium multicostatum*, forma ritenuta scomparsa prima del limite Santerniano - Emiliano. Questa fauna si trova alla base di un banco trasgressivo di sabbie argillose, potente 2 m, con superficie inferiore che riempie tasche d'erosione scavate in un sottostante banco di sabbie fini, conservatosi per 7 m di spessore e riferibile al Pliocene per la presenza fino alla sommità di *Flabellipecten flabelliformis*. Al di sotto di quest'ultimo banco si trova un grande affioramento di *Argille Azzurre*, campionate negli ultimi 20 m superiori per gli esami microfaunistici e che è risultato attribuibile al Pliocene medio (Zona a *Globorotalia crassaformis* s.l. della zonazione a foraminiferi planctonici e alla parte inferiore della Zona a *Discoaster broweri* - sommità della Zona a *Reticulofenestra pseudoumbelica* della zonazione a nannoplancton).

La giacitura discordante sul substrato rappresentato dalle *Argille Azzurre* plioceniche è ben visibile nella zona compresa tra Postignano e casa S. Martino a SO di Fauglia e nella zona tra Morrone e Terricciola.

Lo spessore affiorante nelle colline Pisane può essere valutato tra 25 e 50 m.

Per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione BOSSIO *et alii* (1981b,c) e GIANNELLI *et alii* (1982) ritengono che la parte inferiore della formazione si sia depositata al limite fra la parte interna e quella esterna della zona neritica, che si evolve nella parte superiore, verso zone meno profonde. Così il giacimento di Vallebiaia, molto noto fino dall'Ottocento e dopo lo studio sui Foraminiferi di GIANNINI (1948), è stato oggetto di due monografie da parte di MENESINI & UGHI (1982; 1983) dedicate rispettivamente all'esame dei lamellibranchi e dei gasteropodi. Nell'affioramento sono stati distinti quattro livelli secondo l'ordine dall'alto in basso:

- d - sabbie giallastre completamente prive di fossili;
- c - sabbie un po' meno argillose delle sottostanti, ricchissime di *Ostreidae* e *Chamidae*;
- b - sabbie giallastre più o meno argillose, nelle quali i macrofossili erano abbondantissimi prima delle continue predazioni eseguite dai raccoglitori;
- a - argille sabbiose estremamente povere di macrofossili e ricche invece di foraminiferi (GIANNINI, 1948).

Le conclusioni ambientali ricavate da MENESINI & UGHI (1982; 1983) indicano: "... che durante la deposizione della serie di Vallebiaia, in seguito alla graduale diminuzione di profondità del bacino, si sono succedute le seguenti biocenosi: VIC-DE-DC-SCCFPE-SFBC (*sensu* PERES & PICARD, 1964) (livelli a, b). In seguito ad un'ulteriore diminuzione di profondità si è avuto il popolamento a *Ostreidae* e *Chamidae* del livello c".

CAULI (1981) esaminando una fauna a molluschi e brachiopodi prelevata in località le Panzane di Collesalveti ritiene che: "Sulla base delle diverse indicazioni ecologiche si può dire che siamo in presenza di un ambiente sabbioso, con una certa frazione pelitica e detritica, corrispondente alla parte più alta della zona neritica (infralitorale) caratterizzata da fondi instabili ad opera di correnti di fondo".

MENESINI & RAGAINI (1986) hanno esaminato una fauna a molluschi reperita a poggio al Vento sul colle in destra dello sbocco della val di Noci nella val di Cascina. Uno sbanco per lavorazioni agricole ha qui temporaneamente messo in luce una sezione completa della *formazione di Morrona* con il suo substrato, formato dalle sabbie plioceniche della *formazione di Villamagna*, e il suo tetto, costituito dalle *sabbie di Nugola Vecchia*. Nell'ambito della *formazione di Morrona* MENESINI & RAGAINI (1986) hanno riconosciuto due livelli:

- b- argille leggermente sabbiose (superiore);
- c- sabbie argillose, da cementate a incoerenti (inferiore).

Gli AA. hanno così concluso sull'ambiente di sedimentazione: "Inizialmente, in zona infralitorale, esisteva un ambiente adatto alla vita di comunità riferibili alla biocenosi HP, probabilmente in alcuni punti sostituita da AP, in cui si dovevano

trovare “enclaves” scavate dal moto ondoso, costituite da sabbie grossolane interessate da correnti di fondo (SGCF). Nella stessa area, o nelle immediate vicinanze, in piccoli spiazzati privi di vegetazione dovevano essere presenti sabbie fini ben classate (SFBC). Il progressivo approfondimento del bacino e un aumento della torbidità delle acque determinarono la scomparsa dei vegetali e il passaggio alla zona circalitorale: la presenza dei popolamenti eterogenei potrebbe documentare questa fase di transizione. Nella fascia superiore della zona circalitorale si insediarono quindi popolamenti riferibili alle biocenosi DC e DE, probabilmente in funzione dell’apporto minore o maggiore di materiale terrigeno: i popolamenti eterogenei potrebbero quindi rappresentare anche questi periodi di transizione”.

Sulla base delle determinazioni cronologiche la *formazione di Morrone* è attribuibile al Santerniano, come anche ricavato dal livello di base nella sezione di Morrone. Nella stessa sezione è presente una fauna santerniana anche nel livello superiore, sottostante alle *sabbie di Nugola Vecchia*; contiene infatti *Arctica islandica* e *Panomya arctica* (“ospiti nordici”) e *Barbatia mytiloides*, *Glycymeris inflata* e *Niso terebellum*, ritenuti taxa scomparsi prima del limite Santerniano - Emiliano (Bossio *et alii*, 1981c).

A Nugola il Santerniano deriva dalla presenza di *Arctica islandica* e di associazioni a nanoplancton calcareo della Zona a *Cyclococcolithus macintyreii* (Bossio *et alii*, 1981b).

A Vallebialla la presenza degli “ospiti nordici” *Haustator incrassatus*, *Trophonopsis muricata*, *Modiolus modiolus*, *Arctica islandica* e *Paphia rhomboides* conferiscono al giacimento un’età pleistocenica; la presenza di *Niso terebellum*, *Dentalium sexangulum*, *Barbatia mytiloides* e di *Trachycardium multicosatum*, assicurano l’appartenenza della *formazione di Morrone* al piano Santerniano (MENESINI & UGHI, 1982; 1983).

A poggio al Vento i due livelli in cui MENESINI & RAGAINI (1986) hanno suddiviso la *formazione di Morrone* sono riferibili al Santerniano per la presenza in entrambi di *Arctica islandica*, *Niso terebellum* e *Naticarius tigrinus* e per quella di *Venerupis rhomboides* nel livello inferiore.

Nelle colline Pisane campioni prelevati nella *formazione di Morrone* sono stati interessati anche da determinazioni radiometriche che hanno dato valori sui 2 Ma sia per la zona di Ceppato (AMBROSETTI *et alii*, 1975), sia per quella di Collesalveti (BEDINI *et alii*, 1981).

Nella zona di Rosignano Solvay BOSSIO *et alii* (1993) hanno riferito all’Emiliano, cioè alla Zona a *Hyalinea baltica* di RUGGIERI & SPROVIERI (1975; 1977) e a quella a *Helicosphaera sellii* dei nanofossili l’unico piccolo affioramento della *formazione di Morrone* affiorante nel botro Crocetta.

*SANTERNIANO*

### 3.3.2. - argille e limi di Vigna Nuova di Peccioli (VIP)

Alla possibilità della presenza di strati riferibili al Quaternario a est, e maggiormente a nord (vista la leggera immersione degli stessi), dell'affioramento ad *Arctica islandica* del km 8 della strada provinciale per Casciana Terme, malgrado non vi fosse allora conosciuta la presenza di questo fossile significativo, accenna GIANNINI (1953). Successivamente STRUFFI & SOMMI (1960) pubblicarono uno studio geologico delle "colline Livornesi" (più note come colline Pisane) con cartina geologica schematica per l'area compresa tra la val di Tora e il meridiano di Morrona riconoscendo, poco a sud, il limite Plio-Pleistocene in corrispondenza della loro formazione delle "argille calabrianne a *Cyprina islandica*" (passata in sinonimia delle sabbie e argille ad *Arctica islandica* e, successivamente, alla formazione di Morrona). Il riconoscimento delle sabbie e argille con *Arctica islandica* a monte Ruglioli e casa la Torre, precisamente databili al Santerniano (NENCINI, 1984), sposta alle colline di Montecastello, circa 10 km più a NE di quanto conosciuto in precedenza, fuori del F. 284 "Rosignano Marittimo", il limite della trasgressione del Pleistocene inferiore. D'altra parte tra Morrona e Montecastello non sono conosciute faune ad *Arctica islandica*, salvo quella situata circa 200 m a sud della località Chianti, finora non studiata nei particolari (si veda la carta geologica). Si tratta di un sistema collinare di almeno 8 km<sup>2</sup>, tra le valli del Cascina e dell'Era per il quale la precisazione del limite Plio-Pleistocene sembra mancare di conferme macro e micropaleontologiche affidabili. MARRONI *et alii* (1990) hanno ritenuto di porre il limite tra strati pliocenici e strati pleistocenici alla base del notevole livello, talora fino a 30 m di spessore, di "argille talora torbose di facies salmastra" della carta geologica che correda il loro studio delle colline Pisane.

Questo livello è stato ritenuto un membro laterale della formazione di Morrona (MARRONI *et alii*, 1990), ma preferiamo considerarlo una formazione indipendente per renderlo meno formalmente collegato con quest'ultima formazione, date le incertezze che tuttora rimangono per la sua attribuzione al Pleistocene. Gli affioramenti di questa formazione si trovano lungo il botto che dall'altezza di Cevoli si getta nel rio Zannone; inoltre nella cava abbandonata tra S. Ruffino e il Quercione, dove il dimezzamento di un intero colle ha rivelato evidenze geologiche prima insospettabili (TANI & GAZZERRO, 1999) e nella quale le condizioni degli affioramenti sono molto migliori di quelli presenti a Vigna Nuova di Peccioli. Altri affioramenti compaiono a nord della località Chianti sullo spartiacque tra il Cascina e l'Era.

La formazione si compone di strati millimetrici di argilla, limo e sabbia molto fine che, a più livelli, presentano addensamenti torbosi fino a lamine carboniose che formano nel complesso banchi di 2-3 m di spessore. Altrove questi livelli torbosi sono molto più sottili, con potenze decimetriche e ovviamente meno estesi.

Le associazioni fossili sono costituite da un grandissimo numero di individui di *Cerastoderma edule*, *Anadara darwini*, *A. diluvii*, *Tapes aurea*; le associazioni microfaunistiche sono in prevalenza formate da *Elphidium* sp. e *Ammonia beccarii* indicanti una facies prettamente salmastra. TANI & GAZZERRO (1999) per la cava tra S. Ruffino e il Quercione citano, al di sopra di un primo livello attribuibile a questa formazione (“livello E: sedimenti argillosi marino-salmastri caratterizzati dalla presenza di macrofossili”), la presenza di un secondo “livello F: sedimenti limoso-argillosi di facies continentale costituenti un paleosuolo con caratteri idromorfi, orizzonti di accumulo di sostanza organica, rizoconcrezioni carbonatiche, noduli calcarei e tracce di radici, banco lignitifero con abbondanti resti di sostanza organica e molluschi dulcicoli tra cui *Melanopsis* sp., *Bithynia* sp. e *Valvata* sp.; al tetto argille nere massive ricche di *Cerastoderma* sp. e *Hydrobia* sp.”.

Queste facies in prevalenza salmastra, talora fino a dulcicole, è verosimile che passino lateralmente a quelle costiere, ma francamente marine, della *formazione di Morrone* che, negli affioramenti dei dintorni di Lari, S. Ruffino e Soiana, già mostrano intercalazioni di piccole lenti torbose. Il passaggio laterale fra le due formazioni sembra quindi essere piuttosto sfumato ed è probabile che sia avvenuto con oscillazioni degli areali interessati dalle due tipologie ambientali. Tanto più che i livelli con associazioni tipicamente salmastra sono spesso accompagnati da altri caratterizzati dalla presenza di *Ostrea edulis*, *O. lamellosa*, *Chlamys* sp., *Venus multilamella*, *Turritella tricarinata* e *Cladocora caespitosa*, taxa indicanti stretti legami con acque marine.

Anche lo spessore di questa formazione coincide con quello della *formazione di Morrone* cioè non raggiunge 50 m, ma se ne mantiene quasi sempre molto al di sotto. La facies salmastra probabilmente è da mettersi in relazione con la foce di un fiume con scarso apporto di ghiaie, visto che queste ultime scarseggiano nell'unità. Un simile corso d'acqua avrebbe dovuto solcare in prevalenza sedimenti argillosi e sabbiosi che, d'altra parte, dovevano essere la grande maggioranza nel paesaggio della Valdera del Pleistocene inferiore, quando ancora gli attuali rilievi “rocciosi” di Iano e del Cornocchio dovevano trovarsi sepolti da un notevole manto di sabbie plioceniche e anche i Monti di Castellina Marittima rimanevano più “affogati” nei sedimenti pliocenici.

\*\*\*

L'istituzione della formazione delle *argille e limi di Vigna Nuova di Peccioli* per una fascia di una decina di chilometri nella quale l'*Arctica islandica* e gli altri “ospiti nordici”, più rari anche se spesso altrove presenti, non hanno trovato condizioni delle acque confacenti alle esigenze ecologiche della loro esistenza, rappresenta una complicazione notevole nella complessa determinazione di un limite tra formazioni plioceniche e pleistoceniche. Non va comunque dimenticato che in tutto il Valdarno inferiore l'unica località nella quale questo limite risulta

evidente è nella sezione di Morrone descritta da BOSSIO *et alii* (1981c). Solo in quella sezione, fra le tante esaminate e descritte in questi ultimi anni, il limite Plio-Pleistocene è stato riconosciuto fra un banco con fauna marina, sicuramente riferibile al Pliocene medio (oggi Piacenziano), e un banco soprastante e leggermente discordante con fauna marina, sicuramente riferibile al Santerniano (piano basale del Pleistocene inferiore). La presenza di una discordanza con lacuna stratigrafica al limite tra formazioni plioceniche e pleistoceniche nella sezione di Morrone ha precluso a quest'ultima la possibilità di essere scelta a tipo per la stratigrafia internazionale che richiede giustamente successioni continue; tuttavia è quanto di più affidabile per adesso sia apparso non solo nel Valdarno inferiore ma in tutta la Toscana. Porre il passaggio Plio-Pleistocene alla base della formazione delle *argille e limi di Vigna Nuova di Peccioli* è un compromesso dettato dalla necessità di compilare carte geologiche che non possono attendere che si trovino sempre soluzioni ottimali. In questo caso la soluzione proposta è tutt'altro che ottimale e ciò, tanto più, da quando abbiamo rilevato che anche la sottostante *formazione di Villamagna*, specialmente nella parte superiore, presenta frequentemente livelli limo-torbosi e non è del tutto mancante di piccoli livelli conglomeratici. Quest'ultimo fatto deve mettere in guardia da porre il passaggio tra formazioni plioceniche e pleistoceniche in corrispondenza di un livello conglomeratico privo di fossili cronologicamente indicativi.

I primi tentativi di analisi di facies all'interno dei sedimenti in prevalenza sabbiosi, che abbondano nel Valdarno inferiore al di sopra delle *Argille Azzurre* del Piacenziano, hanno rivelato nell'area di S. Miniato (BENVENUTI *et alii*, 1995) che la regressione del ciclo pliocenico non è avvenuta con un episodio netto, bensì attraverso un susseguirsi di episodi minori. Senza ripetere quanto abbiamo esposto nel capitolo riservato alla *formazione di Villamagna*, richiamiamo l'attenzione sul fatto che le conoscenze sulle modalità dell'evoluzione sedimentaria plio-pleistocenica nel Valdarno inferiore sono tutt'altro che decifrate, in specie nelle colline delle Cerbaie in destra d'Arno. Malgrado i recenti lavori di CAREDIO *et alii* (1995) e di ZANCHETTA (1995) questa parte più nord-orientale del Valdarno inferiore rimane la più sguarnita di studi. Ciò specialmente nell'eventualità, tutt'altro che improbabile, che la sedimentazione, magari in ambienti salmastri o dulcicoli, si sia protratta fino nel Pliocene superiore. Un'altra possibilità, affacciata da ZANCHETTA & MAZZA (1996), è che a casa Lama, presso Montecastello, la trasgressione del ciclo contenente *Anancus arvernensis* un poco al di sotto del livello ad *Arctica islandica* possa essere un poco precedente (riferibile cioè all'Unità Faunistica di St. Vallier) rispetto a quanto determinato con le faune e microfaune marine nelle colline Pisane, sempre che non sia l'età di estinzione dell'*Anancus arvernensis* a dovere essere considerata più recente. D'altra parte non è neppure da scartare una terza ipotesi e cioè che il ciclo ad *Arctica islandica*, essendo a sviluppo diacronico sia iniziato presso Montecastello leggermente prima che a Morrone. In questo

caso esisterebbe un'indicazione dello sviluppo di questo ciclo da nord verso sud in armonia con la sua origine tettonica da collegarsi, come vedremo, con l'attività di un fascio di faglie da porsi, sotto la pianura dell'Arno, al limite meridionale del monte Pisano e delle Cerbaie.

*PLEISTOCENE INFERIORE p.p.*

### 3.3.3. - sabbie di Nugola Vecchia (NUG)

Appartengono a questa formazione gli affioramenti da Nugola a Morrona compresi nelle colline Pisane. Gli strati delle *sabbie di Nugola Vecchia* si sovrappongono, in concordanza e continuità di sedimentazione, alla *formazione di Morrona* e alle *argille e limi di Vigna Nuova di Peccioli*. Rappresentano la fase di chiusura regressiva del primo ciclo del Pleistocene inferiore.

Dal punto di vista litologico prevalgono le sabbie molto fini, di colore ocrarancio, suddivise in banchi omogenei e poveri di strutture sedimentarie, di 5-10 m di spessore. Subordinatamente si trovano strati arenacei e calcareo-arenacei, talora con piccole lenti di conglomerati minuti a laminazione incrociata a basso angolo caratteristica di cuspidi di spiaggia.

I macrofossili non sono abbondanti; più comunemente si tratta di ostreidi e pectinidi, indicanti un ambiente litoraneo ma nettamente marino. Un'associazione fossilifera più varia è stata raccolta presso Collesalveti ed esaminata da CAULI (1984); essa è risultata composta da forme di diverso significato biocenotico, parte delle quali tipiche dell'infralitorale e parte del circalitorale. Da ricordare il ritrovamento di alcuni esemplari di *Arctica islandica* al poggio di Mezzo di Nugola Vecchia (GIANNELLI *et alii*, 1982), alla casa Rossa di Collesalveti (CAULI, 1984) e alla casa Scacciapolli e casa Stringaio nei pressi di Acciaiole.

La formazione presenta la parte superiore erosa, per essere emersa in un tempo non precisato ma compreso entro il Pleistocene inferiore; in alcune località si sono conservati spessori di 100 m.

Le *sabbie di Nugola Vecchia* sono state attribuite cronologicamente all'Emiliano fin dal loro riconoscimento come formazione (GIANNELLI *et alii*, 1982), per il fatto che sormontano, in concordanza e continuità, strati del bacino di carenaggio di Livorno (BARSOTTI *et alii*, 1974) appartenenti all'Emiliano iniziale. La fine della loro sedimentazione è avvenuta sicuramente entro il Pleistocene inferiore e probabilmente prima del Siciliano per la situazione documentata a Rosignano Marittimo tra le *sabbie delle Fabbriche* del Siciliano e i *calcari di Montescudaio* eteropici delle *sabbie di Nugola Vecchia* dell'Emiliano, secondo quanto osservabile presso Luciana nelle colline Pisane.

*EMILIANO p.p.*



### 3.3.4. - conglomerati di Ceppato (QPP)

Formano due piccoli affioramenti intorno al paese di Ceppato nelle colline Pisane. Sono costituiti da un deposito di ciottoli con dimensioni da uno a qualche centimetro, molto appiattiti, immersi in una tenace e abbondante matrice arenaceo-calcareo. La presenza di Ostreidae e di Pectinidae indica la facies marina di questo deposito del quale, data la limitata estensione degli affioramenti ed il fatto che in gran parte è ricoperto da folta vegetazione o da caseggiati, non ci è stato possibile seguire, nei dettagli, le modalità dei rapporti di giacitura con le *sabbie di Nugola Vecchia* sottostanti. Lo spessore è inferiore ai 10 metri.

L'interpretazione stratigrafica dei conglomerati di Ceppato rimane così incerta. L'abbondante e tenace matrice arenitico-calcareo e la forma appiattita dei ciottoli li avvicina senza dubbio alla litologia della *formazione di Bibbona* della val di Cecina (MAZZANTI & SANESI, 1987), riferita alla parte iniziale del Pleistocene medio. Una simile attribuzione richiederebbe però di considerare i conglomerati di Ceppato come un ciclo sedimentario indipendente, al pari della *formazione di Bibbona*, il che non trova conforto nel fatto che sono stati rinvenuti in un'unica località e con estensione molto limitata. Pur nell'indispensabile indecisione non possiamo per adesso scartare l'ipotesi che essi rappresentino semplicemente una variazione laterale della parte più costiera delle *sabbie di Nugola Vecchia*.

*PLEISTOCENE INFERIORE p.p.*

### 3.3.5. conglomerati di Villa Magrini (QVM)

Questi conglomerati affiorano solo in destra del botto Grande, a oriente di casa Trick-Troi e in destra del botto Crocetta, al limite del bacino neogenico - quaternario di Castiglioncello - S. Vincenzo lungo il bordo del quale sormontano, in discordanza, le formazioni preneogeneiche e passano verso l'alto ai *calcari di Montescudaio* (Fig. 20).

Si tratta di un conglomerato eterogeneo, con clasti provenienti dalle sottostanti formazioni del Dominio Ligure, ed eterometrico, con ciottoli che non sorpassano i 15-20 cm ma che in genere sono assai più minuti, a matrice sabbiosa e sabbioso calcarea.

Lo spessore è mal definibile ma certamente non superiore alla decina di metri.

Non essendovi stati rinvenuti fossili, non è possibile una determinazione diretta dell'età di questa formazione ma la sua giacitura sottostante, in concordanza e in parte laterale, ai *calcari di Montescudaio*, datati ad una parte non basale del piano Emiliano, ne permette il riferimento allo stesso.

Per l'ambiente di sedimentazione il riferimento a una facies marina sotto falesia, verosimilmente allo sbocco di brevi corsi d'acqua, viene indicato dal tipo

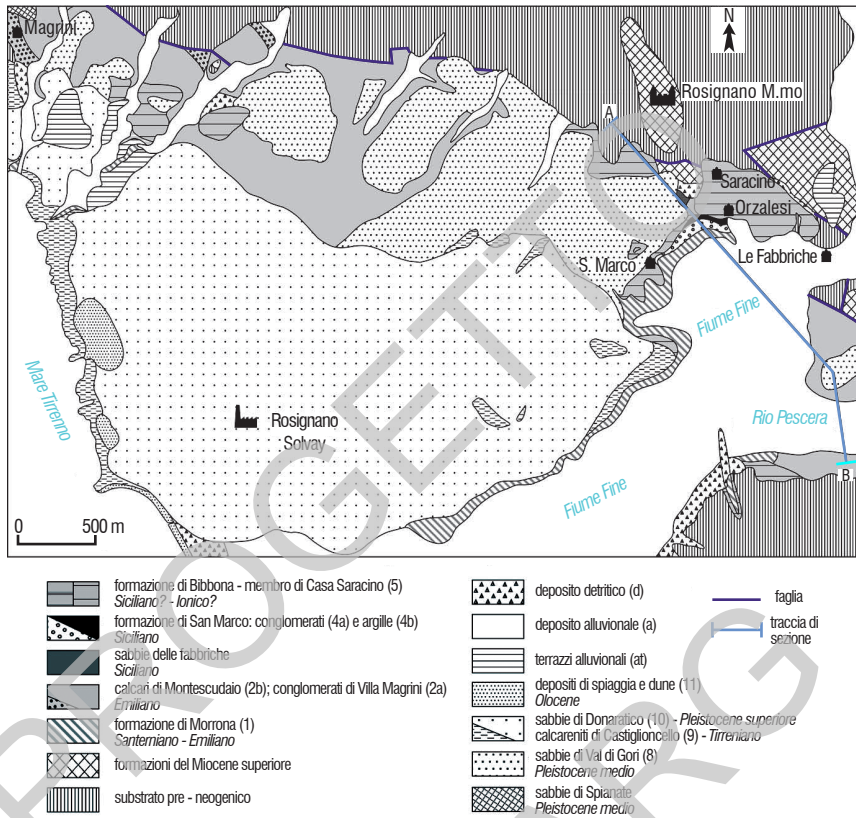


Fig. 20 - Carta geologica schematica dell'area centrale del Comune di Rosignano Marittimo per mostrare la complessa situazione geologica dell'area a sud del parallelo di Orzalesi esterna all'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" rappresentata secondo la più recente interpretazione in BRACCHETTI et alii (2012). I piccoli affioramenti di Villana, Fiametta e poderino appartengono al membro di Casa Saracino della formazione di Bibbona.

litologico e dalla giacitura tutt'altro che continua di questa formazione lungo una paleofalesia pleistocenica, ancora rintracciabile per una decina di chilometri ben oltre il limite del F. 284 "Rosignano Marittimo".

*PLEISTOCENE INFERIORE p.p.*

### 3.3.6. - calcari di Montescudaio (QCM)

Questa formazione è stata istituita (anche se informalmente) da GIANNELLI *et alii* (1981) per una successione di strati di età emiliana, costituita prevalentemente da calcari più o meno ricchi di frazione sabbiosa e più o meno cementati, affiorante nella zona di Montescudaio, in Val di Cècina, in continuità di sedimentazione sopra la *formazione di Morrone*. L'identità litologica e l'analogia della giacitura, nonché la corrispondenza cronologica, permettono di attribuire a questa formazione anche gli affioramenti compresi tra Castiglioncello e Rosignano Marittimo nonché quello di Luciana, nelle colline Pisane. Riguardo all'eteropia di questa formazione con le *sabbie di Nugola Vecchia*, va ricordato quanto osservabile a Luciana. Inoltre presso Rosignano Marittimo nelle incisioni vallive più profonde della zona marginale più costiera nella quale affiorano i *calcari di Montescudaio*, sia direttamente sul substrato preneogenico sia tramite un piccolo spessore di *conglomerati di Villa Magrini*, non compaiono le argille della *formazione di Morrone* che invece sono sempre presenti nei numerosi pozzi della piana di Rosignano - Vada, come sedimento laterale dei più costieri calcari di Montescudaio.

Lo spessore dei *calcari di Montescudaio* non è direttamente misurabile nei dintorni di Castiglioncello - Rosignano per mancanza di esposizioni adatte; è tuttavia verosimile che rientri in circa 100 m, come quelli misurati negli affioramenti della Val di Cècina.

I macrofossili sono comuni, talora abbondantissimi ma quasi sempre estremamente frammentari; generalmente in associazioni poco differenziate nelle quali prevalgono *Ostrea* sp., *Chlamys* sp. e *Pecten* sp.. GIANNELLI *et alii* (1981) nelle parti inferiori della formazione citano anche la frequenza di *Cardium* sp., *Venus* sp., *Spisula* sp., *Arcopagia* sp., *Clavagella* sp., oltre a vari modelli di gasteropodi (fra cui frequenti esemplari di *Turritella vermicularis*), e infine la presenza di grosse terebratule del gruppo della *T. ampulla* e di quella, meno frequente, di balani; inoltre, presso le coste di Cigliano in comune di Casale Marittimo, citano ancora il ritrovamento di modelli interni di *Arctica islandica* e di *Mya truncata* che, insieme alla frequenza di *Turritella vermicularis*, hanno permesso fin dall'inizio il riferimento all'Emiliano.

Le microfaune a foraminiferi sono piuttosto povere e in prevalenza costituite da specie bentoniche anche se alcuni campioni hanno rivelato la presenza di planctonici e di nannoplancton calcareo. Già GIANNELLI *et alii* (1981) così concludevano sull'esame dell'ambiente di deposizione di questa formazione: "Tutte le indicazioni, sia litologiche che paleontologiche, sono in favore di una sedimentazione avvenuta in un ambiente marino con acque poco profonde e, in generale, con scarsi apporti terrigeni".

Lungo la strada comunale Rosignano Marittimo - le Fabbriche, BOSSIO *et alii*

(1986) hanno eseguito campionature in intercalazioni a componente più o meno pelitica nei *calcari di Montescudaio*, che hanno permesso esami di foraminiferi planctonici e bentonici, delle ostracofaune e del nannoplancton calcareo. Sulla base dello studio di queste campionature sono giunti alle seguenti conclusioni: “I dati micropaleontologici concordano nel far ritenere i *calcari di Montescudaio* una unità depostasi in acque marine di modesta profondità, certamente contenuta nei limiti della zona neritica interna, in ottimo accordo con i risultati ottenuti da TAVANI (1954) con lo studio delle macrofaune” e, per quanto riguarda l’attribuzione cronologica, così continuano: “Un riferimento ad un Emiliano inoltrato è stato accertato anche per i *calcari di Montescudaio* che affiorano lungo la strada Rosignano Marittimo - Le Fabbriche, in quanto contenenti ancora *Gephyrocapsa* e *Helicosphaera sellii*.”

Il significato stratigrafico d’insieme dell’ostracofauna proveniente dai *calcari di Montescudaio* in questa località e di un’altra a nord di Bibbona ha messo in evidenza (DALL’ANTONIA *et alii*, 2005) l’inaspettata presenza di specie di ostracodi caratteristici di acque temperato-calde (p.e. *Cistacythereis* gr. *Hellenica*, *Cytherelloidea beckmanni*, *Procytherideis faveolata*, *Propontocypris solida*, *Verrucocythereis bulbospinata*). Questa presenza, alla luce delle Curve del  $\delta^{18}\text{O}$  di SHACKLETON (1955), potrebbe essere riferita ad un temporaneo riscaldamento delle acque mediterranee in corrispondenza di una delle fasi più calde (la OIS 47?) della parte centrale dell’attuale Piano Calabrian.

Con i calcari di Montescudaio, già in fase erosiva nella loro parte medio-alta, si chiude il primo cuneo sedimentario del Pleistocene inferiore nel Bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo (BOSCHIAN *et alii*, 2006). Questo giunge ad emergere come indicano i solchi di erosione rinvenuti in più località negli strati di tetto di questa formazione e conservati per il riempimento dei depositi più recenti di sedimenti della formazione delle *sabbie delle Fabbriche*. La fase erosiva che ha prodotto questi solchi viene indicata di post-Montescudaio.

*EMILIANO p.p.*

### 3.3.7. - *sabbie delle Fabbriche* (QSF)

Riguardo a questa formazione BOSCHIAN *et alii* (2006) scrivono: “Il secondo cuneo sedimentario del Pleistocene inferiore, discordante sul primo, è costituito dalle *sabbie delle Fabbriche*, datate alla Zona MNN19e, note dai sondaggi sia del Bacino del Valdarno inferiore sia in quello di Castiglioncello - S. Vincenzo. In affioramento compaiono solo in quest’ultimo, lungo la strada Rosignano Marittimo - Fabbriche, in val di Fine”. La prima descrizione data da BARTOLETTI *et alii* (1986) è la seguente: “Nell’unico punto dove è visibile il contatto con la formazione di Montescudaio (in prossimità dell’ingresso al podere Grotti), alla

base delle sabbie (ovviamente... delle Fabbriche) è presente un livello di circa 30 cm di spessore, costituito da argille sabbiose e piccoli ciottoli sparsi, che si insinua in tasche d'erosione aperte nell'unità sottostante; la mancanza di una chiara stratificazione non permette purtroppo di precisare il tipo di giacitura rispetto a quest'ultima (a parte l'evidente sovrapposizione su una superficie erosiva, quella definita in precedenza come di post-Montescudaio).” Ciò nonostante le differenze litologiche e, come vedremo, quelle cronologiche suggeriscono di farne una formazione distinta da quella dei *calcari di Montescudaio*... e ancora: “L'unità presenta contenuti microfaunistici nell'insieme assai simili, anche se in genere meno abbondanti, a quelli dei sottostanti *calcari di Montescudaio*, per cui si può presumere anche per questa un significato di deposito in acque di modesta profondità. Altrettanto non si può invece affermare per l'età: la presenza di *Aurila puncticrucata*, *Mutilus evolutus* (ambidue alquanto frequenti) e di *Callistocythere intricatoides* nelle ostracofaune, ma soprattutto l'abbondanza di *Gephyrocapsa* spp. con morfotipi di piccole dimensioni tra le nannoflore, assicurano l'attribuzione al Siciliano, anche se non è presente il *marker* di quest'ultimo (*Globorotalia truncatulinoides excelsa*); il nanoplancton calcareo limita addirittura il riferimento alla parte inferiore di questo piano, in quanto l'elevata frequenza di piccole *Gephyrocapsa* in assenza, come nel caso specifico, di *Helicosphaera sellii* è indicativa della Zona a *Gephyrocapsa* MNN19e di GARTHNER (1977), una unità biostratigrafica riconosciuta nella parte basale dello stratotipo del Siciliano.

Questo unico affioramento di circa un ettaro delle *sabbie delle Fabbriche*, con una potenza di circa 20 m e la loro sovrapposizione ai *calcari di Montescudaio* sono visibili, lungo la scarpata e le fosse laterali alla strada Rosignano Marittimo - Fabbriche, per un centinaio di metri nei dintorni dell'ingresso al podere Grotti. Queste incisioni, in gran parte artificiali, hanno messo in evidenza la natura prevalentemente di sabbie fini, arancio pallido, con frequenti frammenti di fossili marini (in maggioranza ostreidi e pectinidi) delle *sabbie delle Fabbriche*, nettamente diversa dalla natura della formazione (d'ora in poi: membro) di Casa Saracino e di quella delle *sabbie di val di Gori*, entrambe eoliche, che la sormontano fra l'orlo del terrazzo sul quale riposano queste ultime e la profonda incisione nei *calcari di Montescudaio* della valle del fiume Fine (Fig. 21).

*SICILIANO*

### 3.3.8. - formazione di Bibbona (QFB)

La *formazione di Bibbona* fu istituita in modo informale da GALIBERTI *et alii* (1982) nell'area compresa tra il fiume Cècina e Bibbona. BARTOLETTI *et alii* (1986) hanno indicato come “panchina” di Grotti degli strati piuttosto analoghi

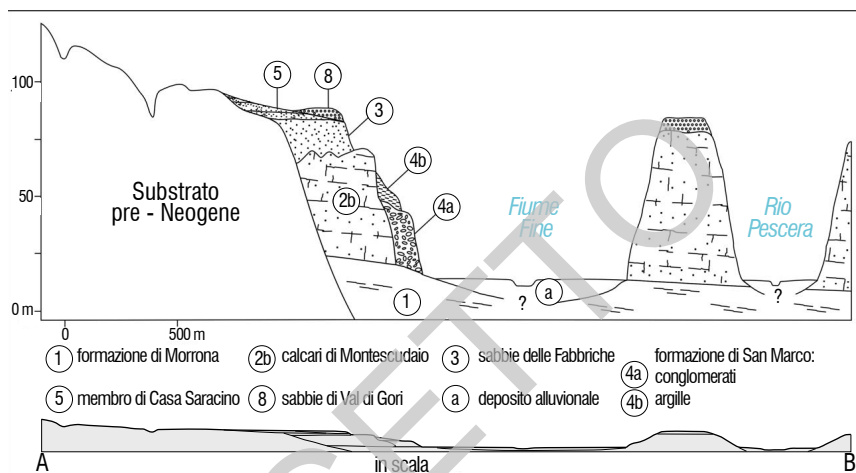


Fig. 21 - Sezione geologica A-B di Fig. 20 (da DALL'ANTONIA et alii, 2005).

a quelli di Bibbona, salvo con una minor quantità di conglomerati, e affioranti alla base meridionale del colle di Rosignano Marittimo. BOSSIO *et alii* (1993) hanno precisato l'appartenenza alla stessa formazione dei due affioramenti, del resto distanti non più di una decina di chilometri, sulla base del riconoscimento dell'identità di giacitura al di sopra, in prevalenza, di formazioni riferite al Pleistocene inferiore (*formazione di Morrona* e dei *calcari di Montescudaio*). Il recente studio della natura microsedimentologica degli strati dei dintorni di Bibbona e di quelli di casa Saracino (DALL'ANTONIA *et alii*, 2005) ha chiarito i lineamenti litologici e sedimentologici. In definitiva la distinzione fra strati di Bibbona e strati di casa Saracino, pure nell'affermata quasi identità della posizione stratigrafica, viene confermata dal recente studio microsedimentologico in quanto i primi, oltre alle faune rimaneggiate, presentano macro e microfaune di mare costiero e di spiaggia in posto, mentre i secondi solo faune rimaneggiate in un deposito eolico retrolitoraneo; in dettaglio per quest'ultimi si ipotizza una loro deposizione in un ambiente di retrospiaggia dominato dall'attività eolica con sparse e frammentarie dispersioni di microfossili molto usurati e minuti frammenti di macrofossili di mare costiero, ovviamente tutti rimaneggiati negli strati arenitici deposti dal vento. Inoltre la frequente presenza, al di sotto dei primi, dei solchi operati durante la fase erosiva di post-Montescudaio, riempiti da conglomerati e argille marnose, lascia intravedere che la deposizione di questi ultimi, marcata da un'evoluzione tra l'ambiente dulcicolo fluviale e il salmastro lagunare, corrisponda all'avvicinarsi della trasgressione registrata negli strati di Bibbona mentre agli strati di casa Saracino, essenzialmente eolici,

può spettare il ruolo di una deposizione accompagnante l'emergere delle ampie spiagge costituite dai sedimenti degli strati di Bibbona nella fase regressiva del ciclo glacioeustatico, quando questi venivano privati della protezione del mare e cadevano preda dei venti.

DALL'ANTONIA *et alii* (2005), ben evidenziando le pur lievi differenze fra le due località maggiormente esaminate, hanno ritenuto di riconoscervi variazioni degne dell'istituzione di due formazioni separate (rispettivamente la *formazione di Bibbona* e la formazione di Casa Saracino). Nel contesto del presente lavoro, è stato riconosciuto il membro di Casa Saracino nell'ambito della *formazione di Bibbona (QFB)* non cartografabile alla scala del Foglio.

Per quanto riguarda l'età del membro di Casa Saracino si deve ancora constatare l'assenza di elementi diretti, cronologicamente significativi, e la necessità, quindi, di supplirvi in via indiretta attraverso le indicazioni della giacitura. Questa risulta compresa tra la deposizione delle *sabbie delle Fabbriche*, ben datate alla base del Siciliano (Zona MNN19e) e la deposizione delle *sabbie di val di Gori* che, come vedremo, è avvenuta almeno durante la seconda metà del Pleistocene medio. Comunque non vanno dimenticati i notevoli indizi, presentati qui sopra, secondo i quali il membro di Casa Saracino corrisponderebbe al tetto interno regressivo della *formazione di Bibbona* giacente in parte sopra la formazione delle *sabbie delle Fabbriche*, ciò che condurrebbe il primo ad una età del Pleistocene medio non molto avanzata (Fig. 21).

Affioramenti del membro di Casa Saracino, di spessori ridotti, sono limitati ai dintorni del tratto della val di Fine tra Orzalesi e la Fornace, in destra, e casa Argine, in sinistra (comunque già appena fuori il F. 284 "Rosignano Marittimo"). La carta geologica di BARTOLETTI *et alii* (1986) segnala tra la Madonnina della Neve e le Fabbriche, per circa 1.500 m lungo l'orlo settentrionale, la sovrapposizione degli strati della "panchina di Grotti" (ora membro di Casa Saracino) alle ofioliti dell'Alloctono Ligure, alle marne e marne argillose della *formazione del Torrente Raquese* ed ai calcari di Castelnuovo del Miocene superiore. All'altezza di casa Grotti il piccolo affioramento di *calcari di Montescudaio* è sormontato verso NO dalle *sabbie delle Fabbriche*, verso SO dagli strati del Membro di Casa Saracino e, verso sud, è "placcato" dalle argille e dai conglomerati di S. Marco, che si appoggiano sulla *formazione di Morrone* e sui *calcari di Montescudaio* lungo il fianco destro della paleovalle del fiume Fine (Fig. 21).

*PLEISTOCENE MEDIO p.p.*

### 3.3.9. - conglomerati di Villa Corridi (QVR)

Questa unità stratigrafica è stata istituita da GIANNELLI *et alii* (1982) in modo informale con il nome di "conglomerati di villa Umberto I" (secondo il toponimo

che veniva dato alla località scelta nelle tavolette I.G.M. fino alla nuova edizione nella quale è stato reintrodotta l'antico nome di Villa Corridi).

Si tratta di conglomerati a ciottoli eterometrici ed eterogenei, spesso rivestiti di caratteristiche croste carbonatico-arenacee che talora passano anche nella matrice microconglomeratico-sabbiosa. I tipi litologici dei ciottoli sono quelli dei substrati: provenienti dalle diverse formazioni del Dominio Ligure, tra il rio Cignolo e il rio Maroccone; con l'aggiunta di ciottoli di Macigno, tra quest'ultimo rio e la torre del Romito, e, di nuovo, con soli ciottoli provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure a sud di questa torre. La matrice, generalmente scarsa, talora manca del tutto per cui il sedimento si riduce ad una ghiaia; in altre località diventa abbondante e calcarenitico-sabbiosa. Il sedimento assume in questi casi un aspetto tipo "Panchina", suddiviso in strati decimetrici. Nei *conglomerati di Villa Corridi* non sono stati rinvenuti fossili. L'ambiente di sedimentazione marino ed estremamente costiero resta indicato dai fori dei litofagi, presenti sia nei ciottoli calcarei sia nei calcari della superficie d'abrasione su cui appoggiano e furono già riconosciuti da MALATESTA (1943). D'altra parte la stessa giacitura su spianate d'abrasione, in molte località ancora ben conservate, che fiancheggiano il litorale attuale a quote tra 60 e 145 m è sicuramente indicativa di un deposito collegato alla formazione di un terrazzo marino.

Lo spessore di questa formazione è molto modesto; più frequentemente non raggiunge il metro, raramente presenta accumuli di 2, massimo 3 m.

I *conglomerati di Villa Corridi* corrispondono al sedimento lasciato dal mare in una fase trasgressiva, certamente glacioeustatica di stazionamento alto, visto il loro limitato spessore, e collegato a un ciclo deposizionale sicuramente precedente al ciclo del Tirreniano (Terrazzo II o di Livorno, secondo MAZZANTI, 1987) i cui depositi, ben datati al Pleistocene superiore, sono stati deposti "base contro base" nei confronti, appunto, di quelli del Terrazzo I o della fattoria Pianacce (MAZZANTI, 1987) riferibili verosimilmente al Pleistocene medio.

*PLEISTOCENE MEDIO p.p.*

### 3.3.10. - formazione di casa Poggio ai Lecci (QPL)

I sedimenti di questa formazione in prevalenza conglomeratica si trovano abbondantemente sulle colline Livornesi a nord di villa Mimbelli e del rio dell'Acqua Puzzolente e nelle colline Pisane. Sono caratterizzati dalla presenza, di solito molto abbondante, di ciottoli di dimensioni spesso inferiori a 10 cm di quarziti bianche, rosa, violette e verdi, di anageniti, di scisti filladici, di calcari saccaroidi bianchi, di calcari grigi a selci nere, di "calcari cavernosi" e di diaspri, provenienti dagli affioramenti delle Unità Toscane del monte Pisano e probabilmente delle Alpi Apuane, attraverso la Garfagnana e la valle del Serchio



del ramo di Bientina. La matrice è in prevalenza sabbiosa, frequentemente con argillificazioni e/o arrossamenti di natura pedologica. Negli affioramenti più meridionali e occidentali (dintorni di villa Mimbelli) è agevole osservare che i sedimenti di questa formazione giacciono sopra la spianata di base del Terrazzo della fattoria Pianacce e che i ciottoli provenienti dalle Unità Toscane non sono molto abbondanti e comunque sono ancora subordinati rispetto a quelli costituiti da materiali delle Unità Liguri. Procedendo verso nord questo rapporto si inverte e iniziano a prevalere i ciottoli provenienti dalle Unità Toscane; contemporaneamente si perde la percezione della spianata di base del Terrazzo della fattoria Pianacce in quanto aumenta lo spessore della stessa *formazione di casa Poggio ai Lecci* della quale si delinea una terminazione con superficie piatta.

I sedimenti di questa formazione giacciono in netta discordanza sopra le formazioni pre-neogeniche e neogeniche e, a est di Nugola, sormontano le *sabbie di Nugola Vecchia*, con un contatto che, per le coperture boschive e detritiche, non è mai apparso in una esposizione adatta ad osservazioni di dettaglio ma che, nel suo insieme, non presenta notevoli discrepanze tra l'andamento della formazione soprastante e quello della sottostante.

Lo spessore è variabile da poco più di 1 m nella zona di villa Mimbelli, a 10 m presso casa Poggio ai Lecci, dove però non affiorano gli strati inferiori, a una trentina di metri nella zona a sud di Collesalveti; con un aumento dello spessore da sud verso nord.

La cava abbandonata di casa Poggio ai Lecci ha offerto la prima sezione per l'esame stratigrafico di dettaglio di questa formazione descritta da BARSOTTI *et alii* (1974) che dal basso si presenta : "1 - Banco di conglomerati con andamento lenticolare, affiorante per uno spessore massimo di 2 m; i ciottoli hanno dimensioni medie di 5-10 cm e sono disposti a diretto contatto fra loro o legati da una scarsa matrice sabbiosa; è presente anche qualche lente di sabbia. In alcuni tratti si notano zone ocraceo-limonitiche, probabilmente dovute ad antica circolazione di acque vadose...2 - Alternanze di strati sub-lenticolari di sabbia fine e di conglomerati con ciottoli di 2-3 cm, dello spessore complessivo di circa 150 cm. 3 - Banco di circa 5 m di sabbia molto fine, arancio chiara, cui si alternano sporadicamente piccole lenti di conglomerati. Appaiono qui, in un paio di livelli, delle croste calcaree friabili ad andamento suborizzontale; sono inoltre riconoscibili degli ammassi sferoidali e mammellonari ad allungamento orizzontale, di colore bruno-violetto all'esterno e con zone ocracee all'interno (in una di queste zone abbiamo rinvenuto la controimpronta di un piccolo Cerastoderma). Piccoli opercoli di gasteropodi e ostracodi a carapace sottile e liscio sono gli unici resti organici rinvenuti nel residuo di un campione prelevato in questo banco. 4 - Banco, di circa 50 cm di spessore, di limo argilloso, suddiviso in lamine con impronte di foglie o altri resti vegetali carboniosi. L'esame palinologico, gentilmente effettuato dalla dott.ssa M. L. GALLETTI, ha rivelato in un campione di limo la presenza di un'associazione

tipica di clima oceanico freddo con netta prevalenza di *Abies* su *Picea*, *Pinus* e *Ulmus*. 5 - Strato di sabbia siltosa con fauna a *Cerastoderma edule*, di circa 1 m di spessore (presente solo nella parte più meridionale della cava). 6 - Suolo marrone-bruno, Würmiano - attuale, di 20-70 cm di spessore”.

BARSOTTI *et alii* (1974) descrivono una evoluzione paleoambientale che vede una prima fase (conglomerato grossolano del banco 1) di probabile tipo deltizio, cui è seguita una fase lacustre inizialmente ancora caratterizzata da correnti trattive al fondo (sabbie stratificate e lenti di conglomerati dei livelli 2 e 3) e durante la quale devono essersi verificate più volte riduzioni dell’attività di sedimentazione o temporanee emersioni (sottili letti calcarei del livello 3) e un breve episodio di laguna salmastra (parte del livello 3 con *Cerastoderma*): a queste fasi ne è succeduta una di tipo palustre (limo argilloso con filliti del livello 4) ed una nuovamente di tipo lagunare (sabbia siltosa a *Cerastoderma* del livello 5).

Pur avendo la successione stratigrafica di questa località un significato locale, se non altro per la marcata lenticolarità dei suoi livelli, resta comunque significativa, l’indicazione di un ambiente di sedimentazione di pianura parzialmente inondata da episodi fluviali, lacustri e palustri cui si aggiungevano episodi lagunari salmastrici per collegamenti con il mare. In alcuni casi, come nel colle immediatamente a nord di casa Bianca presso Collesalveti, la presenza, mista ai conglomerati di questa formazione, di livelli di calcareniti sabbiose con piccoli ciottoli di anageniti, quarziti ecc., e ricchissime di frammenti di ostreidae e di pectinidae, indica che le comunicazioni con le acque marine, in alcune zone e in alcune fasi della deposizione di questo sedimento, dovettero essere molto strette, se non addirittura dirette.

Il rinvenimento nel banco 4 della cava di casa Poggio ai Lecci di un frammento di corno destro di *Cervus elaphus* (BALESTRI & SAMMARTINO, 1987) si inquadra bene in questo ambiente di sedimentazione, dove le terre emerse si interdigitavano con le sommerse a non grande distanza dal litorale. Il ritrovamento dei due bifacciali di tecnica acheuleana evoluta (SAMMARTINO *et alii*, 1985) presso casa dei Ghiacci, circa 2 km a SSE di casa Poggio ai Lecci, documenta la frequentazione di questa località da parte dell’Uomo del Paleolitico inferiore e, insieme alla giacitura “base contro base” dei depositi del Terrazzo di Livorno nei confronti di quelli della *formazione di casa Poggio ai Lecci*, costituisce un’indicazione certa per l’attribuzione di quest’ultima al Pleistocene medio. Per attribuzioni cronologiche di maggiore dettaglio *cfr.* Cap. IV, Par. 5.1.

*PLEISTOCENE MEDIO p.p.*

### 3.3.11. - sabbie di val di Gori (VDG)

Indicate come “sabbie di villa Padula” da GIANNELLI *et alii* (1982) negli

affioramenti del retroterra di Livorno vanno poste in sinonimia con le *sabbie di val di Gori* dei dintorni di S. Vincenzo, ben esposte da questa cittadina fino a Castiglioncello.

Queste sabbie sono state cartografate da sotto il monte Burrone fino alla villa Mimbelli nel Livornese e tra Castiglioncello e il piede occidentale del colle di Rosignano Marittimo, sempre nel retroterra collinare del litorale.

Si tratta in prevalenza di sabbie piuttosto arrossate, nelle quali non sono mai stati rinvenuti fossili e che corrispondono per la maggior parte a un deposito eolico, parzialmente interessato da minori episodi colluviali e, più marginalmente, da sparuti apporti fluviali. Giacciono generalmente sopra i *conglomerati di Villa Corridi* o direttamente sopra la spianata di abrasione del Terrazzo della fattoria Pianacce; a Rosignano Marittimo sormontano anche direttamente i *calcari di Montescudaio*. La morfologia superiore di questi ultimi è piatta e potrebbe raccordarsi con la superficie d'abrasione del Terrazzo della fattoria Pianacce, ben evidente a Castiglioncello perché modellata sopra le ofioliti e le *Argille a Palombini* che potrebbe avere modellato anche la parte superiore dei calcari per la presenza di strati inclinati fino 30°.

Comunque la deposizione delle *sabbie di val di Gori* è avvenuta dopo un episodio fluviale che ha inciso, più o meno profondamente, il Terrazzo della fattoria Pianacce, come appare evidente a Castiglioncello, dove riempiono la valle della Ragnaia. L'incisione di questa valle è posteriore alla formazione della spianata del terrazzo che la sovrasta sui due fianchi. Una situazione geomorfologica, analoga a quella del rio Ardenza, nel Livornese, ha suggerito che l'accumulo eolico delle *sabbie di val di Gori* è avvenuto successivamente al modellamento della spianata del Terrazzo della fattoria Pianacce.

GIANNELLI *et alii* (1982) hanno cartografato la loro "formazione di villa Padula" (oggi *sabbie di val di Gori*) fino all'altezza di casa Poggio ai Lecci, vale a dire anche al di sopra della *formazione di casa Poggio ai Lecci*. Nella carta geologica di LAZZAROTTO *et alii* (1990) l'indicazione delle *sabbie di val di Gori* è stata limitata a sud della villa Mimbelli, vale a dire, in pratica, fin dove iniziano gli affioramenti della *formazione di casa Poggio ai Lecci*. Questo criterio è stato seguito anche nella redazione del F. 284 "Rosignano Marittimo" non tanto perché riteniamo che gli episodi eolici (formazione di *sabbie di val di Gori*) siano mancati a nord di villa Mimbelli, bensì perché il loro riconoscimento al di sopra della *formazione di casa Poggio ai Lecci*, continentale e ricca di lenti sabbiose fluviali e colluviali, è sembrato troppo problematico per la loro giacitura suborizzontale in quanto l'episodio eolico delle *sabbie di val di Gori* può essersi sottilmente depositato. Occorre inoltre precisare che l'area di questi affioramenti è stata sottoposta alle lavorazioni agricole fin dal neolitico e che la maggior parte delle *sabbie di val di Gori* corrispondono alla base dell'antica falesia scolpita dalla trasgressione che ha modellato il Terrazzo della fattoria Pianacce.

Lo spessore, difficile da valutare, è stimato di pochi metri.

Nelle *sabbie di val di Gori* non sono stati trovati fossili, mentre vi sono stati rinvenuti dei bifacciali acheuleani poco a nord di monte Burrone (GERINI & TOZZI, 1975; STODUTI *et alii*, 1978; BIANUCCI & SAMMARTINO, 1978; STODUTI & SARTI, 1983) e poco a nord di monte Rotondo (STODUTI, 1974; STODUTI *et alii*, 1978; STODUTI & SARTI, 1983) e industria clactoniana in val d'Ardenza presso Livorno (STODUTI, 1982) e a casa La Selvaggia presso Rosignano Marittimo (SAMMARTINO, 1986). Questi reperti sono chiaramente indicativi del Pleistocene medio, come, del resto, il fatto che ridossati alle *sabbie di val di Gori* si appoggiano “base contro base” i sedimenti del Terrazzo di Livorno, sicuramente riferibile alla trasgressione del Tirreniano e, come tale, al Pleistocene superiore. Un'ultima buona indicazione per un'età di questa formazione nell'ambito del Pleistocene medio è offerto dalla diffusa presenza nei suoi sedimenti di suoli che richiedono di essersi sviluppati durante l'interglaciale Tirreniano e quindi su depositi a questo precedenti.

*PLEISTOCENE MEDIO* p.p.

### 3.3.12. - *calcareniti di Castiglioncello (QCP)* (“Panchina” AUCTT.)

Le *calcareniti di Castiglioncello (QCP)* affioravano a Livorno sul lungomare dalla Fortezza Vecchia fino al rio Maroccone di Antignano; sono state sempre chiamate “Panchina” per la facilità con la quale venivano suddivise in lastre, per la leggerezza, relativa resistenza, ottima presa alle malte che costituivano una eccellente pietra da costruzione. Nota agli Etruschi, è stata cavata dagli affioramenti del litorale fino nel XVII secolo, quando è stata costruita la città di Livorno. L'escavazione è continuata più a sud, sempre lungo il litorale al Cavone, dove è stato costruito lo Stadio dell'U.S. Livorno, e al monte Tignoso, contornato da “Panchina”, descritto da DE LA MARMORA (1857). Ricompare, sempre lungo il litorale a Quercianella, a Castiglioncello, dove si trova in bella esposizione alla Buca dei Corvi e fino alla Punta Lillatro di Rosignano.

Le *calcareniti di Castiglioncello*, contengono talora piccole sacche di conglomerati che costituiscono spesso la parte bassa della successione; talora è stato possibile cartografarle singolarmente come *membro dei conglomerati di Bocca di Chioma (QCP<sub>1</sub>)*. Le *calcareniti di Castiglioncello* sono il primo sedimento che sormonta la spianata d'abrasione marina del Terrazzo del Pleistocene superiore che si presenta in un residuo minimo, sotto paleofalesia della Buca dei Corvi, o nella pianura di Livorno e di Rosignano - Vada.

Le *calcareniti di Castiglioncello* sono costituite granuli carbonatici bioclastici e da una frazione non carbonatica che normalmente non supera un terzo del totale. I clasti carbonatici sono costituiti da foraminiferi, da frammenti di alghe calcaree,

e da gusci di lamellibranchi, gasteropodi, echinodermi, serpulidi, ecc. I clasti non carbonatici sono prevalentemente quarzo, selce, minerali femici provenienti dalle ofioliti e rari feldspati. La distribuzione non uniforme del cemento carbonatico, sia a grande che a piccola scala, conferisce alla roccia un aspetto spugnoso e vacuolare.

Il sedimento appare talora massiccio, altre volte stratificato con frequenti strutture sedimentarie e diagenetiche che sono rappresentate le prime da vari tipi di lamine (di spiaggia sia sommersa che emersa e di duna), da piste di animali fossatori, da impronte di calpestio e di radici e le seconde da “concrezioni orizzontali e verticali”, descritte da MAZZANTI & PAREA (1979) e interpretate come dovute a un lento percolamento della falda freatica.

La formazione risulta composta generalmente da frammenti di conchiglie anche se talvolta sono presenti in buono stato di conservazione con l’eccezione della “spiaggia fossile” della Buca dei Corvi, che probabilmente rappresenta un cumulo di tempesta rapidamente sepolto, e protetto, da una duna di tipo eolico. La fauna fossile delle Buca dei Corvi, fu datata al Tirreniano da BLANC (1953) per la presenza di *Cantharus (Pollia) viverratus* e di *Polinices lacteus*, successivamente convalidata dal ritrovamento di *Conus testudinarius* (BARTOLETTI *et alii*, 1986).

Lo spessore di questa formazione è variabile da circa uno a non più di tre metri per facies di spiaggia, sia sommersa che emersa; fino a circa 20 m le facies eoliche quando sono a ridosso di una paleofalesia.

*PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.*

### 3.3.12.1. - conglomerati di Bocca di Chioma (QCP<sub>1</sub>)

I conglomerati di Bocca di Chioma si trovano molto spesso in piccole lenti alla base della trasgressione del Tirreniano, al di sotto delle *calcareniti di Castiglioncello*. L’affioramento maggiore si trova nel taglio stradale della via Aurelia in corrispondenza della Bocca di Chioma (Fig. 22) “località tipo” del membro dei conglomerati di Bocca di Chioma (QCP<sub>1</sub>) in sostituzione della denominazione di conglomerati di S. Stefano che sono passati nell’ambito stratigrafico della Formazione di Corea datata al tetto del Pleistocene medio.

Nella località tipo e per quanto fu descritto nella grande escavazione per il bacino di carenaggio della torre del Fanale (BARSOTTI *et alii*, 1974), i ciottoli che costituiscono questo membro generalmente hanno dimensioni minori 10 cm, ma prevalgono quelli di minori dimensioni. Sono costituiti da tipi litologici in prevalenza provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure, secondariamente, lungo la valle dell’Ugione (ma al limite esterno del Foglio 284 “Rosignano Marittimo”), da quelle dell’Unità Toscana metamorfica del monte Pisano (verosimilmente per rielaborazione di materiali tratti dalla *formazione di casa*

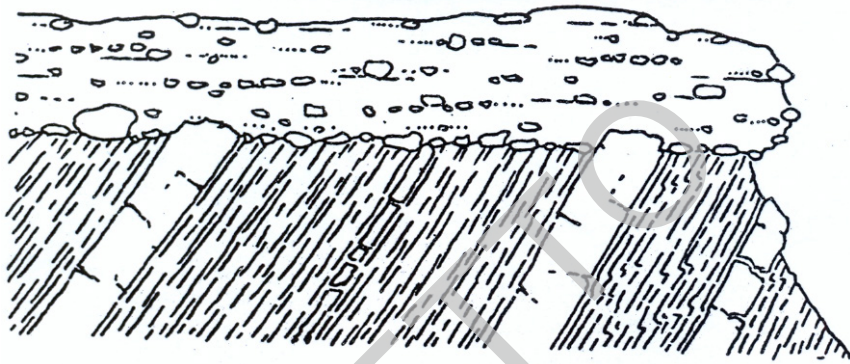


Fig. 22 - I conglomerati di Bocca di Chioma “esempio di depositi trasgressivi con forte discordanza angolare” da TREVISAN & GIGLIA (1974) rappresentazione della base della trasgressione tirreniana sulle Argille a Palombini. Al di sopra del letto di base i ciottoli sono immersi in una matrice calcarenitica (“Panchina”).

*Poggio ai Lecci*); in questi affioramenti BARSOTTI *et alii* (1974) citarono la presenza di ciottoli di eurite che considerarono molto problematica. La matrice è sabbiosa con frequenti incrostazioni carbonatiche; sono comuni i Molluschi marini, come Pectinidae e *Glycymeris* sp. I fori di litofagi sui ciottoli calcarei sono frequenti, in armonia con il tipo del sedimento, e indicano un ambiente marino nettamente litorale, al massimo di qualche metro di profondità.

Ai conglomerati di Bocca di Chioma vanno riferite anche porzioni delle successioni stratigrafiche che sono state illustrate in passato nel sottosuolo di Livorno in occasione di scavi. La più importante di queste è quella riguardante il livello cp, “generalmente costituito da un aggregato di ciottoli e fossili legati da una matrice calcarenitica” (BARSOTTI *et alii*, 1974), venuta alla luce nel corso del grande scavo per il bacino di carenaggio della Torre del Fanale, circa 2,5 km al di fuori del limite occidentale del Foglio 284 “Rosignano Marittimo”.

Lo spessore è variabile talora raggiunge i 10 m.

L'importanza di questo giacimento consiste nella bella fauna, in prevalenza malacologica, che vi è stata studiata da BARSOTTI *et alii* (1974). L'associazione fossilifera della parte inferiore di questa fauna, quella che corrisponde al livello conglomeratico, è risultata tipica dei depositi marini litoranei non più profondi di 10 m. Dal punto di vista cronologico particolarmente significativa è la presenza in questa associazione di *Strombus bubonius*, *Cantharus viverratus*, *Cimathium ficoides*, *Polinices lacteus*, *Conus testudinarius*, *C. vayssieri*, *Lophia hyotis*, *Begonia caliculata senegalensis* che la caratterizzano come tipica di acque con temperature di superficie superiori a quelle del Mediterraneo attuale e

corrispondenti a quelle dell'interglaciale Tirreniano.

*PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.*

### 3.3.13. - conglomerati di Rio Maggiore (QRM)

L'unico affioramento di questa formazione si trova nei dintorni di Salviano tra la villa Leccia e il rio Cigna. Esso presenta la caratteristica forma a ventaglio di un cono di deiezione (BARSOTTI *et alii*, 1974; GIANNELLI *et alii*, 1982). Difficoltà interpretative derivano non tanto dal significato morfologico-strutturale di questa unità, quanto dalla sua età e, quindi a quale delle formazioni del Pleistocene medio o superiore dei dintorni di Livorno può essere correlata.

MALATESTA (1943) riporta la seguente successione stratigrafica dall'alto nell'incisione del Rio Maggiore agli affioramenti delle Unità Liguri oggi non più visibile per il riempimento di rifiuti urbani:

metri	1	terreno vegetale
metri	2,50	conglomerato fluviale
metri	2,50	argilla lacustre con molluschi polmonati
metri	0,50	sabbia eolica con molluschi polmonati
metri	0,50	ciottoli
metri	...	panchina

MALATESTA (1943) cita la presenza nella panchina di "*Pectunculus* sp." ed altri fossili di origine marina. I conglomerati di Rio Maggiore, hanno uno spessore di poco più di 3 m (compreso il "terreno vegetale", verosimile alterazione pedologica assai recente) e appoggiano su un banco di argilla lacustre che è stato incontrato anche in un pozzo nei pressi di Salviano, 1500 m a est della località della successione stratigrafica del quale MALATESTA (1943) riporta questa stratigrafia nella successione dall'alto:

- a - metri 2 conglomerato fluviale
- b - metri 1,40 terreno vegetale
- c - metri 3 banchi alternati di ghiaie e terreno vegetale
- d - metri 0,50 argilla con piccole ghiaie e resti di piante e molluschi terrestri
- e - metri 1 panchina e banchi e resti di molluschi marini
- f - metri 2 argilla azzurra
- g - metri 2 sabbie concrezionate e masse di alberese forate dai litodomi
- h - metri 1 argilla calcarea
- i - metri 2 panchina

Il livello *a* corrisponde ai conglomerati di Rio Maggiore, come è possibile vedere direttamente sul terreno e secondo lo spessore misurato anche nell'altra sezione; i livelli *b*, *c*, *d* sembrano corrispondere al livello fluvio-lacustre; i livelli sottostanti sono d'ambiente marino ma di interpretazione più incerta. Al

livello fluvio-lacustre MALATESTA (1943) correla un livello di argille a Molluschi continentali tra i quali è particolarmente interessante l'*Orcula dolium*, specie di clima assai freddo. Questo livello è stato cartografato dal medesimo Autore per circa 1 km<sup>2</sup> poco a sud di Salviano (F 111 della C.G.I. II ediz.) ma non è più rintracciabile in superficie. È tuttavia verosimile che corrisponda con i livelli *b*, *c*, *d* del pozzo di Salviano e con le argille lacustri di Rio Maggiore. Queste si sarebbero deposte durante una fase climatica fredda ad una quota compatibile con quelle del Terrazzo di Livorno, in accordo anche con il leggero processo di pedogenesi che, a tratti, le ha interessate.

Il livello lacustre ad *Orcula dolium*, per il significato climatico di questa specie, non può essere correlabile alla trasgressione del Tirreniano, secondo quanto suggerito da MALATESTA (1943); d'altra parte è caduta anche la possibilità, sostenuta da BARSOTTI *et alii* (1974), di considerarlo appartenente a un terrazzo ("terrazzo di Salviano") intermedio fra quello della fattoria Pianacce e quello di Livorno, dal momento che le *sabbie di val di Gori*, da considerarsi prevalentemente eoliche e che erano state indicate corrispondere alla superficie superiore di questo terrazzo, non passano verso il basso in continuità a un sedimento marino, ma riempiono superfici d'erosione fluviale che interessano la spianata di abrasione del Terrazzo della fattoria Pianacce (GIANNELLI *et alii*, 1982). Più probabile invece è che il livello lacustre ad *Orcula dolium* della zona di Salviano sia correlabile con il livello continentale a Molluschi, intercalato a due livelli di *calcareniti di Castiglioncello* venute alla luce nel grande scavo del bacino di carenaggio di torre del Fanale e che BARSOTTI *et alii* (1974) riferirono a una fase intratirreniana. Dopo varie incertezze quest'ultima interpretazione è stata ripresa recentemente da FEDERICI & MAZZANTI (1995), sulla base di una revisione generale dei terrazzi glacioeustatici presenti nella Toscana costiera.

Da un punto di vista strettamente litologico i *conglomerati di Rio Maggiore* sono formati da ciottoli arrotondati, di dimensioni variabili non maggiori di 20 cm, provenienti da materiali del Dominio Ligure. La stratificazione, talora inclinata con immersione a ovest, è evidenziata da superfici di separazione e da intercalazioni sia di sabbia grossolana sia limosa, di origine fluviale; talora sono presenti plaghe di calcareniti probabilmente di apporto eolico dalle dune che si sostituivano alle spiagge seguendo il ritiro glacioeustatico del mare nella fase intratirreniana seguita allo stazionamento alto dello stadio 5 di WILLIAMS *et alii* (1988).

*PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.*

### 3.3.14. - *sabbie di Donoratico (DOT)*

Nell'ambito del Foglio le sabbie di Ardenza da mettere in sinonimia con quelle



di Donoratico (CIAMPALINI *et alii*, 2006) costituiscono la copertura superiore del Terrazzo di Livorno del Tirreniano.

Questa formazione già nominata “sabbie rosso arancio di Donoratico” sormonta le *calcareniti di Castiglioncello* o, direttamente, i *conglomerati di Bocca di Chioma* e talora rocce preneogeniche della falesia marina (*Macigno*, ofioliti, *Argille a Palombini*). In prevalenza è costituita da sabbie molto fini, di accumulo eolico e di colore arancio, probabilmente derivato dai materiali detritici provenienti dallo smantellamento di depositi arrossati per fenomeni pedologici. Le strutture sedimentarie sono rare, come pure la stratificazione; si tratta quindi di un deposito molto omogeneo di natura continentale e di facies in prevalenza eoliche. I fossili vi sono rari e limitati a molluschi terrestri.

Alla Buca dei Corvi le *sabbie di Donoratico* corrispondono ai livelli più alti della successione stratigrafica locale e sormontano il secondo livello di *calcareniti di Castiglioncello*, in facies di duna, con la seguente successione dal basso (OTTOMAN, 1954):

- loess (1,8 m), corrispondente a un periodo di clima secco;
- suolo rosso (circa 30 cm);
- sabbia (circa 20 cm);
- loess rimaneggiato (circa 2m);
- suolo attuale (circa 50 cm).

Mentre le sottostanti *calcareniti di Castiglioncello* corrispondono a un deposito di materiali di provenienza non lontana dal mare, le *sabbie di Donoratico* con la loro granulometria molto fine, sono un sedimento più elaborato e continentale. È probabile che la maggior parte della loro deposizione sia avvenuta nelle fasi glaciali durante i maggiori ritiri del livello del mare e di più ampia continentalizzazione. La loro attribuzione cronologica, non più recente del Würm II è legata al ritrovamento di industrie del Musteriano presso le case Popolari di S. Stefano (BACCI *et alii*, 1939) e la casa di Paretaio nella fattoria Suese (SAMMARTINO, 1984).

*PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.*

### 3.3.15. - formazione di Vicarello (QVC)

Gli affioramenti di questa formazione si trovano al limite con i depositi della pianura di Pisa di cui fanno parte. Dal punto di vista litologico si tratta di sabbie fini e limi di origine eolica con caratteri analoghi a quelli delle *sabbie di Donoratico*. Differente è invece la giacitura, che è stata rivelata da una grande quantità di pozzi nella pianura di Pisa (TREVISAN & TONGIORGI, 1953). Infatti i depositi di questa formazione sormontano i “limi fluvio palustri del sottosuolo” a loro volta poggiati sopra i “Conglomerati dell’Arno e Serchio da Bientina”

(SEGRE, 1955); in affioramento invece si appoggiano “base contro base” ai depositi della *formazione di casa Poggio ai Lecci*, al piede di una scarpata di erosione fluviale che borda il limite meridionale della pianura di Pisa per circa 10 km e che fu definita da TARGIONI TOZZETTI (1768) “Gronda dei Lupi”.

L'età della *formazione di Vicarello* è stata determinata col ritrovamento di industrie musteriane nei dintorni di Coltano riferibili all'interstediale Würm I - Würm II.

*PLEISTOCENE SUPERIORE p.p.*

### 3.4. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI - UNITÀ UBIQUITARIE

La loro deposizione è collegata alle vicende che si sono svolte sulla superficie morfologica che è venuta emergendo di pari passo con la regressione del Pliocene medio, nell'area corrispondente al settore orientale e centrale del Foglio, e con quella del Pleistocene nelle parti settentrionale e SO; inoltre nella pianura di Pisa e lungo il litorale la sedimentazione è continuata nell'Olocene.

#### 3.4.1. - *Deposito alluvionale terrazzato (b<sub>n</sub>)*

I depositi alluvionali terrazzati sono costituiti da ghiaie miste a lenti di sabbia e limo, giacenti a varie quote sui terrazzi, la cui età è problematica per la rarità di reperti fossili ritrovati nei depositi fluviali. Nell'ambito dell'area del Foglio compaiono tre sistemi fluviali: quello a scorrimento verso nord, tributario dell'Arno, con il Cascina, e del Fosso Reale - Zannone con il Crespina, l'Isola e il Tora; quello a scorrimento verso sud, con il Fine; quello a scorrimento diretto verso il mare, con il Chioma, il Fortulla ed altri minori. Nessuno di questi ultimi presenta terrazzi fluviali che invece sono frequenti nelle colline Pisane e in val di Fine.

L'industria del Paleolitico inferiore, rinvenuta presso la casa Panperso nel Terrazzo di Postignano di Fauglia (DANI & MANFREDINI, 1980), è l'unico elemento diretto per una datazione finora disponibile per i depositi alluvionali terrazzati. Rinvenuta a quota 46 m, non sembra confrontabile con le quote degli altri sedimenti del Pleistocene medio della val di Tora (*formazione di casa Poggio ai Lecci*, presente a quota 87 m presso casa Rossa). È probabile che la deposizione del sedimento che contiene questa industria corrisponda a una fase climatica anaglaciale con livello del mare in abbassamento in uno degli episodi tardivi del Pleistocene medio.

Per i terrazzi dell'area della val di Tora compresa tra il Crocino e Orciano l'accumulo sedimentario sembra piuttosto antico sia per le quote intorno ai 100

m alle quali si trovano, sia per la loro notevole indipendenza dalla rete fluviale attuale. Altrettanto dicasi per gli ampi terrazzi in sinistra del Fine che, anche se più conformi alla rete idrografica attuale, toccano, e talora sorpassano, la quota di 150 m; ciò suggerisce una certa antichità e una fase di deposizione durante un episodio climatico molto più umido del clima attuale. Pertanto l'età attribuita a questi depositi è riferibile al Pleistocene medio? - Pleistocene superiore *p.p.*

*PLEISTOCENE MEDIO? – SUPERIORE p.p.*

### 3.4.2. - Travertini (f<sub>1</sub>)

La maggiore massa di travertini è quella di Casciana Terme; una, molto modesta, si trova presso la sorgente Padula a Castiglioncello; una terza, molto piccola, presso Cordecimo.

La notevole placca di travertini sulla quale è costruita la cittadina di Casciana Terme trae le sue origini dalla presenza di due sorgenti, che sgorgavano lungo la faglia marginale del nucleo di rocce del Dominio Toscano, al contatto con le impermeabili *Argille Azzurre* del Pliocene. Queste due sorgenti riversavano le loro acque in due valli distinte al fondo delle quali si è formato il travertino che, per la maggiore resistenza all'erosione nei confronti dei fianchi vallivi aperti nelle *Argille Azzurre* ha formato due aree terrazzate per inversione del rilievo. Le due valli dovevano essere comunicanti a nord della località Poggetto, come è indicato dalla presenza di una sottile fascia di travertino che unisce i due affioramenti maggiori.

Allo sgorgare delle acque ferruginose della sorgente Padula è dovuta la precipitazione della piccola (poco più di due ettari) massa di travertino tenero e vacuolare, suddiviso in strati di 2-3 mm di spessore ai quali s'intercalano sottili lenti di un materiale detritico fine, derivato dall'alterazione idrotermale della serpentinite che si trova al tetto della faglia. Lo spessore è piuttosto variabile e raggiunge i 60 metri.

Ancora all'attività di una piccola sorgente che scaturiva dalla faglia di Cordecimo è dovuta la formazione della placca di travertino presente in quest'ultima località.

*PLEISTOCENE SUPERIORE*

### 3.4.3. - Deposito alluvionale (b)

I depositi alluvionali sono molto diffusi al fondo delle valli in corrispondenza delle zone collinari, rari nelle incisioni del Terrazzo I (sia nell'area di Livorno che in quella di Rosignano), del tutto sporadici nelle zone montane, sia dei Monti

Livornesi che dei Monti di Castellina Marittima. Sono costituiti da limo, sabbia e ghiaie la cui composizione varia a seconda dei terreni attraversati.

E' verosimile che l'accumulo delle alluvioni al fondo attuale delle valli corrisponda alla risalita del livello di base dei fiumi conseguente alla trasgressione olocenica, detta Versiliana, che produsse un notevole sollevamento glacioeustatico del livello del mare.

*OLOCENE*

#### 3.4.4. - *Deposito di versante (a)*

Si tratta di depositi poco o per niente elaborati a varia granulometria accumulati per gravità e la cui provenienza non è sempre rintracciabile.

*OLOCENE*

#### 3.4.5. - *Deposito di frana (a<sub>1</sub>)*

Depositi di frana derivanti da processi gravitativi di massa formati da materiali generalmente eterometrici provenienti da formazioni diverse in relazione al substrato presente.

*OLOCENE*

#### 3.4.6. - *Deposito antropico (h)*

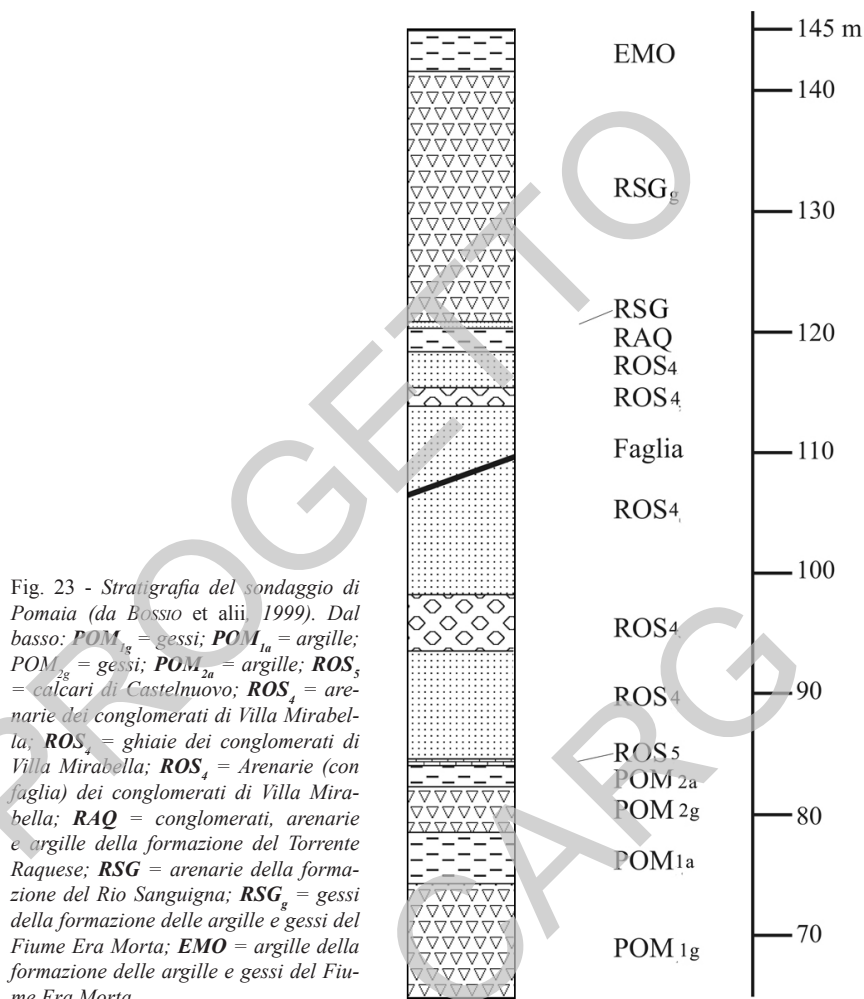
Materiale di riporto a granulometria variabile, talora identificabile come discarica dei rifiuti urbani ed industriali.

*ATTUALE*

## 4. - CARATTERISTICHE PRINCIPALI DELLA STRATIGRAFIA DEL SOTTOSUOLO

### 4.1.- CORRELAZIONI TRA LE SUCCESSIONI STRATIGRAFICHE DEL MIOCENE SUPERIORE NEI BACINI DEL TORA-FINE E DI VOLTERRA - IL SONDAGGIO DI POMAIA

Il sondaggio eseguito dal Comune di Castellina Marittima presso Pomaia (Fig. 23 e in carta per l'ubicazione) (BOSSIO *et alii*, 1999) documenta l'esistenza di due livelli di gessi.



Il pozzo, eseguito per ricerche idriche, ha attraversato circa 20 m di argille intercalate a grandi banchi di gesso, incontrate sotto il livello dei calcari di Castelnuovo ( $ROS_5$ ) e dei conglomerati di Villa Mirabella ( $ROS_4$ , qui in prevalenza arenacei). Questo pozzo è impostato sulle *argille e gessi del Fiume Era Morta* ( $EMO$ ), presenti in affioramento e ben inquadrabili stratigraficamente per le loro caratteristiche associazioni micropaleontologiche. Circa 4 m al di sotto di queste argille ha incontrato circa 20 m di gessi ( $RSG_g$ ), quindi un sottile livello

arenaceo (probabilmente corrispondente alla *formazione del Rio Sanguigna*, **RSG**) che sormonta circa 4 m di argille della *formazione del Torrente Raquese* (**RAQ**) e un insieme di circa 30 m di arenarie e conglomerati, riferibili alla formazione dei *conglomerati di Villa Mirabella* (**ROS<sub>4</sub>**) e inoltre, ancora al di sotto, un sottile livello di *calcari di Castelnuovo* (**ROS<sub>5</sub>**). Il sondaggio ha quindi incontrato, a parte il livello di gessi al fondo, una successione stratigrafica identica a quella che è seguibile su tutto il fianco SE del Bacino del Tora-Fine, ben esposta tra la strada per Castellina Marittima e il torrente Marmolaio. Questo sondaggio non è stato proseguito in profondità per la grande quantità di gessi incontrata che ha scoraggiato la sua continuazione.

Esposti questi dati, passiamo alle possibili interpretazioni che possono basarsi su considerazioni tettoniche o stratigrafiche. Le prime richiederebbero un raddoppio dello stesso livello di gessi attraverso una faglia inversa. È nota la difficoltà di valutare la presenza di faglie attraverso le carote dei sondaggi anche se, proprio nel livello delle arenarie dei conglomerati di Villa Mirabella nel sondaggio di Pomaia, è risultato molto evidente la presenza di uno specchio di faglia (Fig. 23). Ma nessun indizio della presenza di una faglia compare, nel medesimo sondaggio, al tetto del livello più profondo di gessi. Quanto poi alla presenza di una faglia che, per risolvere il caso stratigrafico specifico, dovrebbe essere inversa, la riteniamo un'eventualità molto improbabile. Ciò senza volere entrare nei dettagli di una controversia, ormai ventennale, che ci ha visto tra i sostenitori della improbabilità dello sviluppo di faglie inverse in un regime di distensione generale quale quello dell'area toscana e tirrenica almeno dal Miocene superiore (si veda il capitolo sull'inquadramento geologico generale). Del resto l'area di Pomaia è proprio tra le più caratteristiche nelle quali la tettonica a gradini separati da faglie dirette (di molte delle quali sono osservabili gli specchi e le mineralizzazioni) è molto evidente ed è stata ben illustrata da GIANNINI (1962).

Per quanto riguarda l'ipotesi di una spiegazione stratigrafica BOSSIO *et alii* (1991a, 1996a, 1999) hanno evidenziato la possibilità che l'erosione al tetto della scogliera dell'Acquabona sia dipesa da un forte eustatismo negativo collegabile con un episodio evaporitico non noto nel Bacino del Tora-Fine ma correlabile con i "gessi inferiori" del Bacino di Volterra, inteso nella sua più ampia dimensione paleogeografica quale dovette avere nel Miocene superiore.

Occorre comunque fare alcune precisazioni sui diversi livelli di gessi che sono stati descritti nel Neogene toscano. Va premesso che per "livello" si intende un insieme di strati o di banchi di gesso quasi sempre alternati a strati o banchi di sedimenti detritici (argille, marne, sabbie, conglomerati) che, per la loro potenza d'insieme (in genere non inferiore a 5 m) sono stati mappati come "gessi" nelle carte geologiche 1:25.000 di Pomarance (MAZZANTI, 1966), dell'alta Val di Cornia (LAZZAROTTO, 1967), dell'alta Val di Cècina (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978), di Rosignano Marittimo (BARTOLETTI *et alii*, 1986), della bassa val di Cècina

(MAZZANTI & SANESI, 1987), dei Comuni di Livorno e Collesalveti (LAZZAROTTO *et alii*, 1990), della Spicchiaiola - Pignano (CERRI & SANDRELLI, 1994) e nelle Sezioni della Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

Questi “livelli”, caratterizzati dalla presenza di strati e/o banchi di gessi, sono stati riconosciuti inizialmente nel Bacino di Volterra in numero di tre che sono stati indicati come “gessi inferiori”, “gessi intermedi” e “gessi superiori”, ovviamente sulla base della loro posizione stratigrafica. Nel Bacino del Tora-Fine affiorano solo due “livelli” di gessi di dimensioni mappabili in carte topografiche. I “gessi superiori” sono esattamente corrispondenti nei due bacini mentre i “gessi inferiori” (in affioramento) del Bacino del Tora-Fine sono correlabili con i “gessi intermedi” del Bacino di Volterra sulla base della loro posizione geometrica nei confronti delle altre formazioni della successione del Miocene superiore: i “gessi intermedi” del Bacino di Volterra e gli “inferiori” affioranti in quello del Tora-Fine sormontano il calcare di Castelnuovo e le argille a *Pycnodonte* sp. (secondo la nuova terminologia comprese nella *formazione del Torrente Raquese*) o sono laterali a queste ultime.

In definitiva riteniamo giustificato, almeno fino a quando non subentrino nuove conoscenze più specifiche, proporre la seguente correlazione per i tre “livelli di gessi” di cui sopra:

“gessi inferiori” del Bacino di Volterra (presenti, secondo la nuova stratigrafia per la Carta Geologica 1:50.000, nella parte media-inferiore della *formazione del Torrente Raquese* e indicati con la sigla **RAQ<sub>g</sub>** nel F. 295 “Pomarance”) possono corrispondere al livello inferiore di gessi del Pozzo di Pomaia la cui deposizione evaporativa potrebbe corrispondere all'essiccamento della scogliera dell'Acquabona (Bossio *et alii*, 1991a);

“gessi intermedi” del Bacino di Volterra (secondo la nuova stratigrafia presenti nella parte inferiore e media della *formazione delle argille e gessi del Fiume Era Morta* e indicati con la sigla **EMO<sub>g</sub>** nel F. 285 “Volterra” e nel F. 295 “Pomarance”) corrispondono ai gessi, indicati con la sigla **RSG<sub>g</sub>** nel F. 284 “Rosignano Marittimo”, laterali agli strati esclusivamente conglomeratici e marnosi della *formazione del Rio Sanguigna* nel Bacino del Tora-Fine;

“gessi superiori” del Bacino di Volterra e del Bacino del Tora-Fine, secondo la nuova stratigrafia presenti nella parte superiore, talora fino al tetto, della *formazione delle argille e gessi del Fiume Era Morta* e sono ancora indicati con la sigla **EMO<sub>g</sub>** sia nel F. 284 “Rosignano Marittimo”, sia nel F. 285 “Volterra” e nel F. 295 “Pomarance”.

Ovviamente la scoperta di un altro importante livello di gessi al di sotto del calcare di Castelnuovo nel Bacino del Tora-Fine conferma l'inaccettabilità della proposta di SARTI & TESTA (1994) di correlare i gessi delle Cave del Pesciera, chiaramente sovrapposti ai calcari di Castelnuovo, con i “gessi inferiori” del Bacino di Volterra.

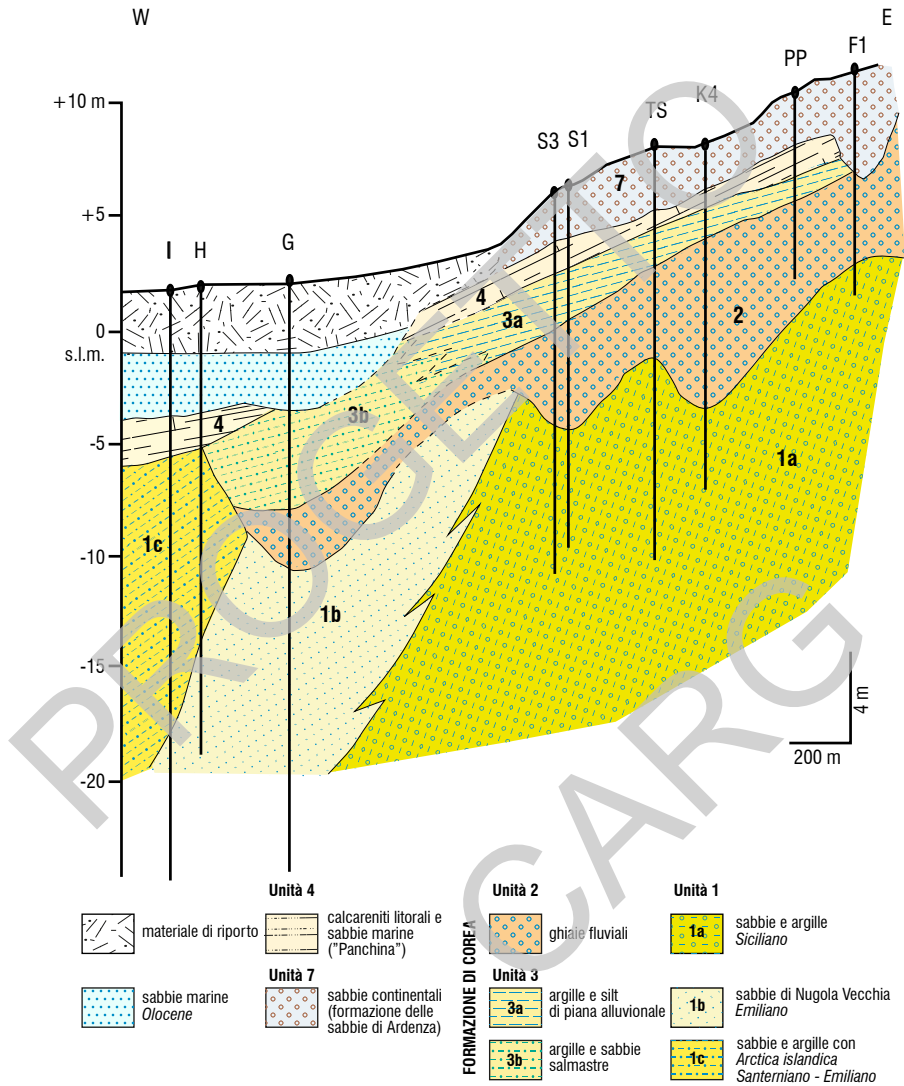


Fig. 24 - Stratigrafie dei sondaggi studiati lungo il bordo NO del Terrazzo di Livorno (da ZANCHETTA et alii, 2006).



#### 4.2. - FORMAZIONE DI COREA

Questa formazione è stata istituita di recente da ZANCHETTA *et alii* (2006) e affiorante in superficie solo alla Gronda dei Lupi (BACCI *et alii*, 1939) fuori Foglio. ZANCHETTA *et alii* (2006) affermano che: “Nuovi dati stratigrafici, ottenuti dall’esame di sondaggi e sezioni esposte hanno permesso una ricostruzione dettagliata della successione sedimentaria presente nel sottosuolo del settore settentrionale del Terrazzo di Livorno (Fig. 24). Di particolare interesse è stata la definizione di una nuova unità stratigrafica continentale, definita come formazione di Corea (dal quartiere di Livorno nel quale furono eseguite le perforazioni), riferita allo stadio isotopico marino 6 (MIS 6) e alla transizione con il successivo MIS 5. La formazione di Corea comprende, alla base, un deposito fluviale prevalentemente ghiaioso, seguito, in continuità, da sedimenti limoso-sabbiosi di piana alluvionale. I depositi di piana alluvionale hanno restituito numerosi fossili di molluschi continentali e micromammiferi. Lo studio di queste associazioni, accompagnato dallo studio del contenuto pollinico e delle ostracofaune, ha permesso una dettagliata ricostruzione paleoambientale. Durante la deposizione dei livelli di piana alluvionale, l’ambiente doveva essere caratterizzato da spazi aperti con rada copertura arborea. L’associazione dei molluschi continentali mostra caratteristiche intermedie rispetto a quelle tipicamente “glaciali” o “interglaciali”, descritte finora in Italia. Di particolare interesse biogeografico è la presenza, nell’associazione malacologica, di *Orcula dolium* e di *Vallonia emniensis*, specie oggi ristrette all’Italia settentrionale. L’analisi del contenuto isotopico (carbonio e ossigeno) dei molluschi continentali e dei carbonati pedogenici suggerisce che il clima locale doveva essere leggermente più fresco dell’attuale (1-2 °C)”.

ZANCHETTA *et alii* (2006) nelle conclusioni del loro lavoro presentano la formazione di Corea come una nuova unità della stratigrafia del sottosuolo dell’area di Livorno. Ritengono che la ricostruzione originale di BACCI *et alii* (1939) della sezione presso il Cimitero dei Lupi corrisponda perfettamente con la descrizione della formazione di Corea. Infatti BACCI *et alii* (1939) descrivono la presenza di un’unità di ghiaie basali, seguita da strati argillosi con una fauna non marina ed una “panchina” finale al tetto. Le specie studiate da BACCI *et alii* (1939), revisionate da ZANCHETTA *et alii* (2006) sono: *Carychium mariae*, *Oxyloma elegans*, *Succinea oblonga*, *Cochlicopa lubrica*, *Pupilla muscorum*, *Vertigo antivertigo*, *V. angustior*, *Orcula dolium*, *Vallonia pulchella*, *Limax* sp., *Vitrina* sp., *Cepaea nemoralis* e la specie di acqua dolce *Galba truncatula*. Questa associazione sostanzialmente, secondo quanto sostenuto da ZANCHETTA *et alii* (2006) uguaglia quella della formazione di Corea, mentre è diversa da quella contenuta tra i due livelli di calcareniti (“panchine”) del Pleistocene superiore, noti a Livorno e da BARSOTTI *et alii* (1974) definiti come livello *cp* e livello *p*.

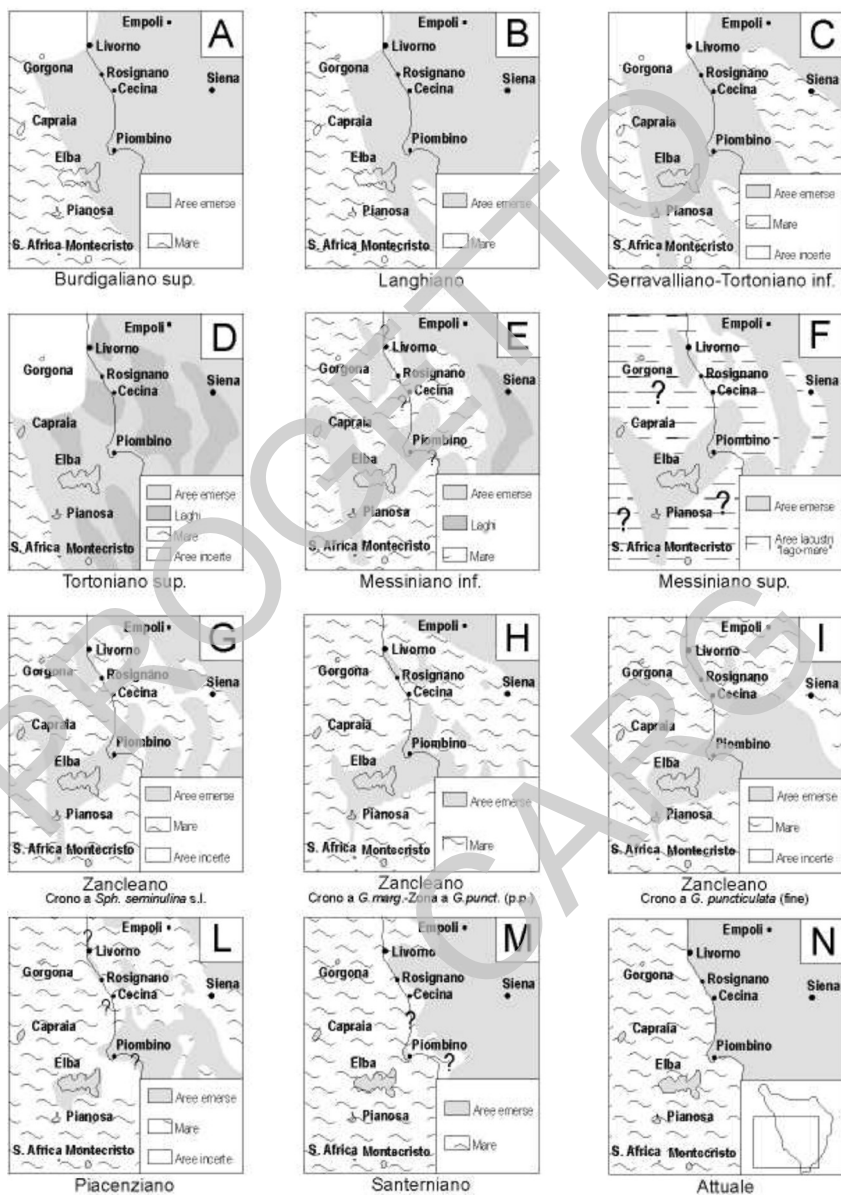


Fig. 25 - Sviluppo dei lineamenti paleogeografici generali (documentati o presunti) relativi alle tappe essenziali dell'evoluzione della Toscana meridionale dal Miocene inferiore al Pleistocene inferiore.

## 5. - SVILUPPO DELLA SEDIMENTAZIONE DURANTE IL NEOGENE E IL QUATERNARIO

L'area del F. 284 "Rosignano Marittimo", centrale per quanto riguarda le successioni neogenico-quaternarie del versante tirrenico dell'Appennino settentrionale, è giunta all'assetto attuale a seguito di una complessa successione di eventi collegati all'evolversi della tettonica distensiva mio-plio-quaternaria. Nella Figura 25 vengono riassunti e illustrati i lineamenti paleogeografici generali (documentati o presunti) relativi alle tappe essenziali dell'evoluzione della Toscana meridionale dal Miocene inferiore al Pleistocene inferiore.

Il riquadro A della Figura 25 propone l'ipotetica paleogeografia dell'area toscana nel Burdigaliano superiore, giustificata dai primi sedimenti post-orogenetici del margine occidentale dell'Appennino settentrionale, affioranti all'isola di Pianosa (formazione di Marina del Marchese datata al Burdigaliano superiore da COLANTONI & BORSETTI, 1973). Invece nella Toscana continentale i primi sedimenti post-orogenetici sono stati riferiti al Langhiano (arenaria a *Scutella striatula* di Manciano), da GIANNINI (1958) (Fig. 25B) e al Serravalliano superiore - Tortoniano inferiore (arenaria di Ponsano) da MAZZEI *et alii* (1981) (Fig. 25C). I livelli più antichi di quest'ultima, discordanti e trasgressivi sulle Unità Liguri, affiorano presso Castellina Scalo in Valdelsa. BOSSIO *et alii* (1996b) hanno ipotizzato una continuità del dominio marino fra queste aree di affioramento e FORESI *et alii* (1997a,b) hanno indicato anche il prolungamento verso sud fino agli affioramenti di Manciano e di Capalbio.

Nel Tortoniano inferiore (Fig. 25C) sarebbe quindi esistito un golfo la cui orientazione lascerebbe intendere una disposizione appenninica delle strutture da collegare all'apertura del Tirreno e al progredire della tettonica estensionale verso oriente. Questa attività tettonica giustificerebbe anche il rilevante spessore dell'arenaria di Ponsano, la cui deposizione si esaurisce nel Tortoniano inferiore a seguito di un sollevamento che relega il dominio marino in aree più occidentali, probabilmente ad ovest dell'Isola d'Elba.

Nel Tortoniano superiore, esauritasi la fase di sollevamento, iniziano ad individuarsi le principali dorsali e fosse tettoniche, che regoleranno la sedimentazione a cominciare da quella del "Lignitifero" (Fig. 25D) che interessa la parte settentrionale degli attuali Monti Livornesi e il bacino dello Sterza. Nella parte meridionale dei Monti Livornesi, a sud della val di Chioma, non sono presenti sedimenti del "Lignitifero" come del resto lungo tutto il fianco orientale del Bacino del Tora-Fine per cui o non vi si sono depositi o vi sono stati completamente asportati da una fase erosiva che si sarebbe dovuta verificare tra il Tortoniano superiore e il Messiniano inferiore.

Nel Messiniano inferiore si aprono comunicazioni verso occidente e il mare Tirreno entra trasgressivo e si forma la scogliera dell'Acquabona, conservatasi al monte Tignoso e a Rosignano Marittimo. I bacini lacustri interni alla dorsale

peritirrenica registrano questa trasgressione trasformandosi da lacustri-dulcicoli in lagunari-salmastri (Fig. 25E). A questo cambiamento non corrispondono variazioni di litofacies o di estensione dei bacini, i cui ritmi di subsidenza peraltro proseguono pressoché costanti. Nelle aree a sedimentazione lagunare-salmastra la litofacies prevalente è quella argillosa con lenti di gessi, legati a parziali e temporanei isolamenti dei bacini. I “corridoi” di comunicazione con il mare Tirreno erano probabilmente caratterizzati da acque poco profonde e soggetti ad emersione anche a seguito di abbassamenti secondari del livello del mare collegati alla stessa precipitazione delle evaporiti.

Ai sedimenti di ambiente lagunare-salmastro sono seguiti quelli marini con l'ingressione anche nel Bacino di Volterra (Fig. 25E). Durante questo intervallo sono individuabili alcune aree costiere (lungo i fianchi del Bacino del Tora-Fine e nella parte settentrionale dei Monti Livornesi) nelle quali si ha una sedimentazione prevalentemente carbonatica, spesso biogenica (calcarei di Castelnuovo), in subordine più o meno terrigena (conglomerati di Villa Mirabella); una sedimentazione in prevalenza pelitica caratterizzava invece le aree meno prossimali (*formazione del Torrente Raquese*).

Il dominio marino è però di breve durata e termina con la deposizione generale di evaporiti, sostituite da conglomerati solo in alcune aree marginali dei bacini (*formazione del rio Sanguigna* sul lato centro-occidentale del Bacino del Tora-Fine). Questo episodio è da correlarsi a quello più generale dell'intero bacino Mediterraneo in conseguenza del suo isolamento dall'Oceano Atlantico.

Dopo l'episodio evaporitico si ha il ripristino di condizioni lacustri o fluvio-deltizie e, quindi, la sedimentazione di facies ben conosciute in letteratura col termine di “lago-mare” che riflettono la permanenza dell'isolamento del Mediterraneo (Fig. 25F). Queste facies corrispondono alle *argille e gessi del Fiume Era Morta (EMO)*, con l'importante membro delle sabbie e conglomerati della villa di Poggio Piano (*EMO<sub>1</sub>*) (nel Bacino del Tora-Fine) e, di nuovo, alle *argille e gessi del Fiume Era Morta*, ai *conglomerati di Ullignano (ULI)* e alle *calcareniti di Poggio di Riparossa (CSS)* nella valle dello Sterza. L'area di sedimentazione di queste formazioni ricopre e, in parte, va oltre quella delle unità marine precedenti. Tale evoluzione è giustificata dalla progressiva subsidenza dell'area che proseguiva nella creazione di spazi di accomodamento per i sedimenti (attività sinsedimentaria di faglie dirette).

Con la trasgressione pliocenica, conseguenza diretta della riapertura delle comunicazioni del Mediterraneo con l'Oceano Atlantico, le acque marine si sostituiscono rapidamente a quelle continentali di “lago-mare” (Fig. 25G) realizzando una trasgressione indicata col termine “acqua su acqua” (Bossio *et alii*, 1978). Nelle aree bacinali, quindi, il passaggio Miocene - Pliocene si realizza in continuità di sedimentazione, mentre la presenza di sedimenti del Pliocene inferiore in appoggio diretto su rocce pre-neogeniche testimonia, una progressiva

espansione del dominio marino durante tutto il Pliocene inferiore e fino agli inizi del medio (Fig. 25H).

La sedimentazione argillosa del Pliocene inferiore (*Argille Azzurre*) è integrata e in parte sostituita da una conglomeratica con presenza di olistostromi, oppure, ma sopra la precedente e sopra un congruo livello di *Argille Azzurre*, dalle lenti arenaceo-sabbiose torbiditiche delle *sabbie di Mazzolla (FAA<sub>s</sub>)* (presenti anche nella parte settentrionale del Bacino del Tora-Fine). Questi depositi sono considerati rappresentativi di risposte sedimentarie conseguenti al significativo sollevamento infrapliocenico di un'area centro-maremmana che ha condotto all'emersione di ampie zone delle Colline Metallifere (Fig. 25I).

La fase regressiva diviene generalizzata al tetto del Pliocene inferiore nella regione maremmana posta a sud del fiume Cècina e, a nord di quest'ultimo, a NO di Ponteginori fino in sinistra dell'Era Viva. Nel Bacino del Tora-Fine e in quello di Volterra, a nord del fiume Cècina, la fase regressiva comporta solo una riduzione delle batimetrie, senza che si verifichino evidenti cambiamenti ambientali. La chiusura della sedimentazione che ha investito le Colline Metallifere verso la fine del Pliocene inferiore viene solitamente connessa ad un generalizzato sollevamento tettonico probabilmente collegato anche all'intrusione nella crosta di corpi magmatici (SERRI *et alii*, 1991). Oltre a motivi di ordine magmatico-tettonico possono aver contribuito alla regressione marina anche cause di origine climatico-eustatica (BOSSIO *et alii*, 1993): è ben conosciuto infatti un raffreddamento climatico a 3,3 Ma (CHANNEL *et alii*, 1992 *cum. bibl.*), età comparabile con la regressione.

La deposizione dei sedimenti regressivi del ciclo pliocenico nel Bacino del Tora-Fine e nella parte settentrionale del Bacino di Volterra si sviluppa nel Pliocene medio. Il fenomeno è collegato a un sollevamento epirogenetico che ha investito tutta l'area, provenendo da SE e sviluppandosi progressivamente verso NO, cioè rifacendo, nelle linee generali, il percorso che avevano seguito gli sprofondamenti nella fase trasgressiva del Pliocene inferiore (Fig. 25L).

Gli studi delle analisi di facies (DOMINICI *et alii*, 1995; BENVENUTI *et alii*, 1995), eseguiti sulla *formazione di Villamagna*, hanno rivelato uno sviluppo complesso di subcicli probabilmente collegati con variazioni eustatiche del livello del mare. Senza dubbio di origine tettonica è invece considerato il ciclo del Pleistocene inferiore, sviluppato nelle colline Pisane e alla base del colle di Rosignano Marittimo tra il Santerniano e l'Emiliano (LAZZAROTTO *et alii*, 1990; MARRONI *et alii*, 1990; BARTOLETTI *et alii*, 1986). La natura tettonica di questo ciclo risulta dallo spessore dei suoi depositi (fino circa 300 m di sedimenti consolidati) decisamente superiore a quelli ritenuti compatibili con le oscillazioni del glacioeustatismo marino. D'altra parte è ben evidente che la costa, alla quale si attestano i sedimenti di questo ciclo alla base del colle di Rosignano Marittimo fin verso Riparbella, corrisponde a un importante fascio di faglie di distensione

(GIANNINI, 1962); altrettanto è noto che i depositi del medesimo ciclo nelle colline Pisane immergono tutti leggermente verso nord, cioè verso le colline delle Cerbaie lungo l'orlo meridionale delle quali corre una faglia che rialza i sedimenti pleistocenici (SESTINI, 1929; FEDERICI & MAZZANTI, 1995) (Fig. 25N).

#### 5.1. - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE SUL PLEISTOCENE MEDIO

Nella stratigrafia del Pleistocene le maggiori difficoltà, per scarsa o totale assenza di associazioni macro e microfossilifere, si incontrano nella individuazione delle formazioni del Pleistocene medio e nelle loro precisazioni cronologiche. Ciò risulta evidente dall'esame della bibliografia nella quale esiste una buona concordanza d'interpretazioni per le attribuzioni relativamente al Pleistocene inferiore e al superiore, avvalorate dalla presenza di faune marine rinvenute nell'ambito del F. 284 "Rosignano Marittimo" o ad esso limitrofe, mentre esiste una notevole incertezza per i sedimenti attribuiti al Pleistocene medio, per i quali sono mancati sicuri riferimenti a faune marine.

In queste Note Illustrative sono state adottate le suddivisioni cronologiche proposte da Rio *et alii* (1994) per le successioni stratigrafiche marine, riportate nello schema generale di Tav. II, mentre i riferimenti agli "stadi isotopici dell'ossigeno" sono tratti dalla curva realizzata da WILLIAMS *et alii* (1988) sulla base dello studio sui foraminiferi provenienti da carote prelevate in diversi bacini oceanici.

Nel F. 284 "Rosignano Marittimo" nella valutazione degli elementi stratigrafici del Pleistocene inferiore il ruolo giocato dalle variazioni glacioeustatiche del livello marino rimane di difficile interpretazione rispetto a quello, sicuramente molto maggiore, spettante alla subsidenza tettonica (GALIBERTI *et alii*, 1982; MAZZANTI, 1984).

Nel Pleistocene medio, in un regime tettonico di un lento sollevamento epirogenetico nell'area costiera livornese e probabilmente controbilanciato da una subsidenza tettonica lungo il fascio di faglie trasversali del Valdarno inferiore (FEDERICI & MAZZANTI, 1988), termina la deposizione di potenti successioni stratigrafiche marine e compaiono depositi di potenza nettamente minore, nei quali i livelli marini risultano circoscritti a limitatissime porzioni basali. Al contrario assumono una fisionomia sempre più definita gli elementi morfologici collegati con questi ultimi (spianate di abrasione) o con la chiusura dei cicli stratigrafici che terminano in genere con piatte superfici di colmamento fluviale o fluvio-palustre o con depositi eolici, talora ammassati in cumuli di paleodune ma spesso dispersi in ampie superfici. Questi depositi eolici in alcuni casi sono strettamente collegati con la chiusura dei cicli eustatici.

Alle difficoltà di lettura stratigrafica, per limitatezza di sedimenti e penuria

(o totale mancanza) di fossili, si aggiunge il fatto che il criterio morfologico non assume ancora, nei depositi del Pleistocene medio, le possibilità risolutive di impiego che riveste in quelli del Pleistocene superiore. Ciò perché le superfici morfologiche risalenti al Pleistocene medio sono assai meno conservate di quelle del Pleistocene superiore in quanto, essendo più antiche, sono state più a lungo esposte agli agenti erosivi e coinvolte da movimenti epirogenetici documentati dalle quote di oltre 60 m a cui si trova frequentemente il Terrazzo della fattoria Pianacce. E' noto invece (FAIRBRIDGE, 1966) che lo scioglimento totale dei ghiacci non provocherebbe globalmente un innalzamento del livello medio del mare maggiore di 50 o 60 m.

Un altro argomento di grande interesse nello studio del Pleistocene è quello che riguarda la formazione di suoli. Studi di campagna (MAZZANTI & SANESI, 1987) e di laboratorio (ALIOTO & SANESI, 1987; MORI, 1987) sono stati eseguiti nella piana di Rosignano e in val di Cecina, mentre, nel Livornese, sono state eseguite ricognizioni speditive nell'ambito di un rilevamento geologico (GIANNELLI *et alii*, 1982).

Oltre alla presenza di Ultisuoli nei conglomerati di Bolgheri (una formazione attribuita al Pleistocene medio, sottostante alle *sabbie di val di Gori* e presente in val di Cecina ma non nell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo"), riveste notevole interesse quella di suoli rossastri, intensamente rubefatti, che ricoprono una superficie poco smantellata su depositi terrazzati.

L'analisi di sezioni sottili di questi suoli conferma l'esistenza di fenomeni di intensa eluviazione ed accumulazione negli orizzonti sottostanti, di misture di minerali argillosi ed ossidi di ferro ("*ferriargillans*") e, soprattutto negli orizzonti più profondi, di ossidi di manganese ("*mangans*"). Queste argille ed ossidi formano spessi rivestimenti ("*cutans*") e talora il materiale cutanico orientato costituisce la quasi totalità del plasma.

Le sezioni sottili mettono anche in evidenza processi non molto spinti di alterazione dei minerali primari. Sono riconoscibili ancora biotite, sebbene alterata, plagioclasti e ortoclasti modestamente alterati.

Nel sistema di classificazione U.S.D.A. (1975) questi suoli sono riferibili in genere ai *Palexeralfs* e *Rhodoxeralfs*, certamente prewürmiani ma, data la loro alterazione, è improbabile che siano riferibili a prima dell'interglaciale Riss-Würm, in buon accordo anche con l'età, ritenuta "rissiana" dei sedimenti da cui derivano (BARTOLETTI *et alii*, 1986). Le *sabbie di val di Gori* che presentano, sia a Rosignano sia nel Livornese, le evidenze maggiori dei paleosuoli sopra descritti, si sarebbero formati durante l'ultimo interglaciale, cioè in corrispondenza dello "stadio isotopico" 5 della scala di WILLIAMS *et alii* (1988), mentre la deposizione delle *sabbie di val di Gori* può risalire alle fasi più tarde dello "stadio isotopico" 7 o, in parte, a quelle iniziali del 6, in specie considerando il ritrovamento di bifacciali di tecnica acheuleana evoluta.

Un altro aspetto, nello studio delle successioni del Pleistocene medio, riguarda il fatto che, all'interno delle rispettive aree di affioramento, possono presentare anche testimonianze di episodi appartenenti a più cicli sedimentari. FEDERICI & MAZZANTI (1995) ritengono molte delle formazioni sedimentarie e delle unità morfologiche (terrazzi) come "policicliche", nel senso che sono stati riconosciuti nel loro interno più cicli sedimentari o morfologici. ZANCHETTA *et alii* (1998) per la *formazione di casa Poggio ai Lecci*, studiando la sezione stratigrafica venuta alla luce con l'apertura della cava Erta presso La Rotta (Pontedera), hanno proposto due distinte unità litostratigrafiche: la più antica, attribuita alla parte iniziale del Pleistocene medio; la più recente data la presenza di resti di mammalofaune, tra cui *Dama clactoniana*, e con al tetto un livello cineritico datato circa 0.5 Ma, è stata attribuita alla parte avanzata del Pleistocene medio. Lo studio delle malacofaune continentali ha permesso di evidenziare un *trend* climatico che passa da condizioni fredde e aride nella porzione basale a temperato-umide al tetto della successione.

Sempre per la *formazione di casa Poggio ai Lecci* BARSOTTI *et alii* (1974) hanno notato, nel loro livello 4, un'associazione pollinica di clima oceanico-freddo riferibile a una fase anaglaciale rissiana, da considerarsi nell'ambito dello "stadio isotopico" 6 di WILLIAMS *et alii* (1988).

Da quanto riportato sopra si evince che molti aspetti riguardanti il significato, l'età (a parte una generica appartenenza al Pleistocene medio) e la stessa precisa posizione stratigrafica della *formazione di casa Poggio ai Lecci* sono ancora lontani da essere risolti. Molto probabilmente sarà indispensabile suddividere questa unità stratigrafica in unità minori, secondo quanto hanno iniziato a fare ZANCHETTA *et alii* (1998).

Per adesso, e tornando nei limiti dell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo", lo studio di ZANCHETTA *et alii* (1998), con la precisazione della posizione stratigrafica delle cineriti nella cava Erta, ha notevolmente "invecchiato" l'età della *formazione di casa Poggio ai Lecci*. Finora infatti l'inizio della deposizione di questa formazione era stato collegato con la deposizione al di sopra (o laterale) al Terrazzo della fattoria Pianacce, riferito (anche se su argomenti indiretti) all'interglaciale precedente a quello Tirreniano (BARSOTTI *et alii*, 1974). Questo interglaciale pre-Tirreniano riferito allo "stadio isotopico" 7 si è svolto intorno a 0.3 Ma. Questo riferimento, e non a un interglaciale più antico, è ancora valido per la frequenza con la quale sono stati rinvenuti nelle *sabbie di val di Gori* bifacciali di tecnica acheuleana evoluta e alterazioni pedologiche in *Alfsuoli palexeralfs*. Tuttavia il riferimento delle unità litostratigrafiche di cava Erta alla parte iniziale del Pleistocene medio antepone di almeno 300 mila anni l'inizio della deposizione della *formazione di casa Poggio ai Lecci*.



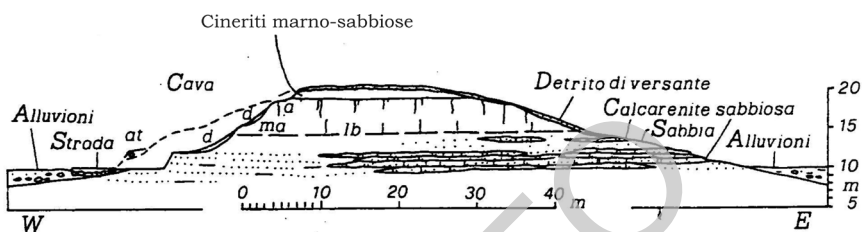


Fig. 26 - Sezione della cava presso la Badia di Collesalvetti (da LAZZAROTTO et alii, 1990). Le calcarenite sabbiose con fossili marini intercalate alle sabbie di base nella cava appartengono alle sabbie di Nugola Vecchia; la superficie lb di base del banco marno-argilloso (ma) è coperta da un sottile manto di detrito (d). La parte alta di questo banco termina con delle argille grigio-perla (a) che contengono già vetro vulcanico. Quest'ultimo è abbondante nel banco delle cineriti marno-sabbiose al tetto della successione litologica.

### 5.1.1. - Cineriti della Badia di Collesalvetti

Questa formazione, venuta alla luce nel fronte di una cava, circa 300 m a SE della badia di Collesalvetti, è stata descritta da LAZZAROTTO *et alii* (1990); è rimasta visibile per alcuni anni ma il suo affioramento è stato del tutto asportato nel corso dei lavori dell'autostrada Genova - Rosignano. Ne riproponiamo la Figura 26 e la descrizione dal lavoro di LAZZAROTTO *et alii* (1990) per il notevole interesse che riveste nella stratigrafia del Pleistocene delle colline Pisane: "Nel fronte di cava è ben visibile un substrato sabbioso per 2 m di potenza; si tratta di sabbie fini ocra-arancio, omogenee e prive di fossili che passano verso sud e verso est a calcarenite sabbiose con ostreidi e pectinidi sicuramente riferibili alla formazione delle sabbie di Nugola Vecchia; al di sopra del primo gradone di cava, ormai in parte franato, si trovano detriti per un'altezza di circa 3 m e, ancora al di sopra, un piccolo affioramento di marne argillose della parte bassa del banco, valutabile per intero in quasi 4 m di potenza, che termina con delle argille grigio-perla. Frustoli carboniosi sono presenti a più riprese nei sedimenti di questo banco nel quale non abbiamo rintracciato macrofossili. Al di sopra, attraverso una fascia decimetrica di laminita argillose ricche di frustoli carboniosi e di grumi di ossidazioni limonitiche, si trova il banco di cineriti marno-sabbiose, di colore bianco-sporco, porose e molto leggere. Questo banco ha lo spessore di poco più di 1 m ed è suddiviso in tre-quattro strati dei quali alcuni terminano qua e là con delle laminita ricche di frustoli carboniosi.

L'analisi di dettaglio di questa piccola sezione stratigrafica eseguita nell'ambito delle ricerche dell'Istituto di Geocronologia e Geochimica isotopica (attualmente IGG) del C.N.R. di Pisa, con particolare riferimento alla misura dell'età del vetro vulcanico presente in gran copia nel banco di tufiti e, in proporzioni di gran lunga minori, in quello sottostante delle marne-argillose e argille grigio-perla. Si deve

alla cortesia del prof. F.P BONADONNA l'informazione della natura dulcicola del sedimento, risultata dall'esame al microscopio dei residui dei lavati, e di un'età di  $0.62\pm 0.07$  Ma per le cineriti del banco superiore, ottenuta con il metodo della misura radiometrica delle tracce di fissione su frammenti di vetro vulcanico. Questa età rientra pienamente nell'ambito cronologico attualmente attribuito al Pleistocene medio. Riteniamo che l'insieme del banco marno-argilloso e argilloso e di quello cineritico si riferisca a un episodio sedimentario separato nettamente da quello delle sottostanti *sabbie di Nugola Vecchia*. Le ragioni di questa opinione vanno ricercate, visto che la superficie di contatto fra la base e le *sabbie di Nugola Vecchia* non è risultata mai esposta, come conseguenza delle seguenti considerazioni:

- in nessun'altra località degli affioramenti di *sabbie di Nugola Vecchia* sono segnalati, né all'interno di questa formazione né al suo tetto, tipi litologici analoghi a quelli delle cineriti marno-sabbiose della Badia di Collesalveti;

- i *calcarei di Montescudato*, corrispondenti nella piana di Rosignano e nella bassa val di Cècina delle *sabbie di Nugola Vecchia*, hanno una distribuzione cronologica limitata entro l'Emiliano;

- la parte superiore del Pleistocene inferiore (corrispondente con il piano siciliano) in Toscana è caratterizzata da un sollevamento epirogenetico per cui coincide con una lacuna di sedimentazione (salvo in corrispondenza del limitato episodio trasgressivo delle *sabbie delle Fabbriche* nella piana di Rosignano che, del resto, potrebbe essere collegato a un ciclo glacioeustatico).

Dall'insieme di queste considerazioni risulta molto probabile che le cineriti della Badia di Collesalveti, datata al Pleistocene medio, non si sia deposta in continuità con le *sabbie di Nugola Vecchia*, riferibile alla parte centrale del Pleistocene inferiore ma dopo uno *hiatus* di sedimentazione che sembra essersi esteso a tutta la parte superiore del Pleistocene inferiore e a una parte del Pleistocene medio.

In definitiva le cineriti della Badia di Collesalveti rappresentano un episodio molto limitato di raccolta di materiali piroclastici in un piccolo specchio di acque dolci che la mancanza di elementi clastici grossolani ci fa supporre non in diretto contatto con fiumi importanti e la mancanza di forme fossili di habitat costiero marino come avvenuto a una distanza dal mare sufficiente per impedire ogni contatto, sia pure temporaneo, con esso. Da un punto di vista del loro significato più generale e della loro provenienza viene spontaneo un accostamento con le tufiti di ambiente fluvio-lacustre rintracciate da SQUARCI & TAFFI (1967) nei dintorni di Montopoli nel Valdarno inferiore e datate a  $0.59\pm 0.08$  Ma con il metodo delle tracce di fissione da ARIAS *et alii* (1980).

Successivamente BIGAZZI *et alii* (1994) pubblicavano lo studio di dettaglio della piccola successione stratigrafica della Badia di Collesalveti e fornivano l'elenco dei molluschi dulcicoli e terrestri secondo le determinazioni paleontologiche

fornite da ESU & GIROTTI (1991) che confermavano l'analogia con le faune provenienti da Montopoli oltre alla loro composizione chimica.

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG

## V - TETTONICA

I principali lineamenti tettonici del Foglio sono rappresentati in Figura 27; nel complesso le formazioni più antiche affioranti (appartenenti ai Domini Liguri e Toscano) sono state interessate da deformazioni pre, sin e post-collisionali dell'orogenesi alpina. Gli effetti della tettonica distensiva post-collisionale si sovrappongono decisamente a quelli degli eventi tettonici precedenti diminuendone la comprensibilità. Appare pertanto necessario, nella illustrazione dell'assetto strutturale della regione, iniziare dalla descrizione degli elementi tettonici più recenti e che maggiormente concorrono a definirne l'assetto morfostrutturale. Ciò renderà più facile la descrizione degli aspetti deformativi riferibili ad assetti tettonici più antichi, laddove essi siano ancora riconoscibili.

### 1. - LA TETTONICA DISTENSIVA POST-COLLISIONALE

I recenti studi sul Tirreno settentrionale (BARTOLE, 1995 *cum bibl.*), le nuove interpretazioni sui depositi epiliguri della Toscana meridionale (CARMIGNANI *et alii*, 1995a, b; ELTER & SANDRELLI, 1995; FORESI *et alii*, 1998) e la recente attribuzione ad un regime distensivo delle deformazioni duttili sinmetamorfiche legate allo sviluppo del *core complex* apuano (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990), sono tutti elementi a favore di una ridefinizione delle fasi deformative sin- e post-collisionali. In particolare questi elementi implicano che la collisione continentale si sia conclusa nell'Aquitano e che nel versante tirrenico dell'Appennino settentrionale gli eventi deformativi in regime di distensione abbiano avuto inizio nel Miocene inferiore (CARMIGNANI *et alii*, 1995 a, b). A partire da questo momento il Tirreno settentrionale e la parte interna dell'Appennino settentrionale sono stati

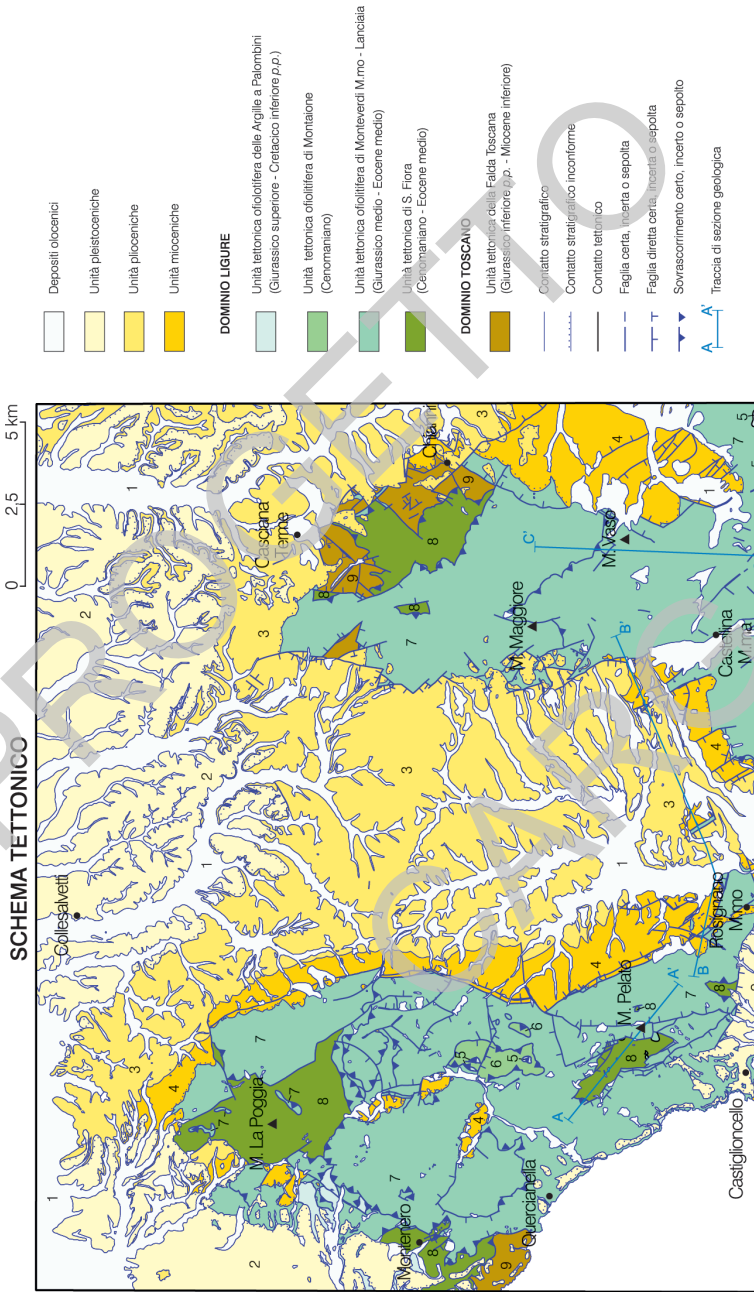


Fig. 27 - Schema tettonico del Foglio.

interessati, fino al Quaternario, da una intensa tettonica distensiva accompagnata da attività magmatica.

Nella regione Boracifera di Larderello, posta immediatamente a SE dell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo", BALDI *et alii* (1994) hanno riconosciuto, in una sezione che attraversa l'area geotermica, lunga 33 km, che il processo distensivo è caratterizzato da tre eventi principali che si sono susseguiti nel tempo: durante il primo, collocabile in un intervallo tra il Miocene inferiore e il Langhiano, si è prodotta una estensione di almeno il 100%, con imponenti elisioni nell'edificio a falde formatosi nella precedente fase collisionale; durante il secondo, che inizia nel Miocene medio e termina nel Messiniano, il grado di estensione è valutato intorno al 60%, determinando il *boudinage* dell'Unità di Monticiano - Roccastrada e la locale sovrapposizione delle Unità Liguri sulle filladi paleozoiche; durante il terzo evento distensivo, che inizia col Pliocene, le strutture precedentemente formatesi sono dislocate da faglie dirette che producono una estensione valutata dell'ordine dell'1%.

## 2. - LA TETTONICA FRAGILE NEOGENICO - QUATERNARIA

Lo schema tettonico mette in evidenza che l'insieme dell'area è suddivisibile in tre settori fondamentali che sono, da ovest: i Monti Livornesi, il Bacino del Tora-Fine e i Monti di Castellina Marittima. Un settore minore si può rintracciare all'interno di questi ultimi in corrispondenza della depressione della val di Sterza. Inoltre, i tre settori principali si approfondiscono verso nord con l'immersione sotto i depositi alluvionali della pianura di Pisa. Infine il settore alla base del colle di Rosignano Marittimo, è interessato da un importante sistema di faglie che, proseguendo verso sud e SE, delimita il Bacino neogenico - quaternario di Castiglioncello - S. Vincenzo e si collega, trasversalmente, ad altri sistemi presenti in val di Cècina.

Questi sistemi di faglie sono formati dall'associazione di singoli elementi che, a seconda delle loro direzioni predominanti, possono essere riuniti in quattro gruppi: circameridiani (compresi tra N-340° e N-20°); antiappenninici (compresi tra N-20° e N-70°); ciralongitudinali (compresi tra N-70° e N-110°); appenninici (compresi tra N-110° e N-160°). Tutti questi fasci di faglie comunque possono essere trattati in un unico contesto distensivo che ha interessato formazioni di età compresa tra il Miocene superiore ed il Pleistocene inferiore.

### 2.1. - LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DELL'OLOCENE E DEL PLEISTOCENE SUPERIORE

Questi sedimenti non mostrano strutture che evidenziano spostamenti

importanti sicuramente riferibili a dislocazioni tettoniche. È noto (SAVI, 1846; PILLA, 1846a, b; MACERA & MAZZANTI, 1978) che durante il terremoto dell'agosto 1846 si aprirono fessure nel suolo a Lorenzana (con direzione NO-SE e fuoriuscita di acque artesiane), a Vivaia, vicino a Casciana Terme (con direzione SO-NE e lunghezza di circa 260 m), presso la foce del Fine (con direzione ONO-ESE e lunghezza di circa 230 m) e nella piana di Livorno, presso il podere di Stagno (con direzione circa NO-SE e lunghezza di quasi 7 m). Tutte queste fessure non sono più visibili per cui non conosciamo altro delle loro caratteristiche.

Le *calcareniti di Castiglioncello* del Pleistocene superiore, che orlano il litorale delle pianure di Livorno e di Rosignano e ampi tratti tra Quercianella e Castiglioncello, rivestono notevole importanza nel registrare eventuali dislocazioni tettoniche prodottesi negli ultimi 125 mila anni. Esse sono intersecate, sia a Livorno che a Rosignano, da una rete di piani di fratture subverticali, leggermente ondulati sia in senso orizzontale sia verticale, che si allungano per decine di metri e si intersecano sotto varie angolature. L'osservazione di queste numerose rotture, poco agevole per mancanza di buone incisioni, si può effettuare solo sopra la superficie morfologica delle *calcareniti di Castiglioncello*, con l'eccezione di un'unica, ma buona, esposizione per una profondità di circa 2,5 m sopra le pareti verticali tagliate nel porticciolo di villa Casamarina. Qui sono esposte due fratture con i lati rivestiti da un velo di calcite, che passano attraverso le cavità di corrosione carsica (MAZZANTI & PAREA, 1975). L'insieme di queste analogie consente d'interpretare allo stesso modo le due fratture del porticciolo di villa Casamarina e le numerose "rotture" osservabili sopra la calcarenite del litorale.

Fra i sedimenti del Pleistocene superiore solo le *calcareniti di Castiglioncello* sono stratificate, ma in modo non continuo e talora ad andamento incrociato con inclinazioni originarie anche notevolmente forti, tipiche di sedimenti eolici di retrospiaggia, tali da non consentire un sicuro riconoscimento da inclinazioni di strati per origine tettonica. Rimane, per l'individuazione di eventuali dislocazioni tettoniche della giacitura degli strati, la valutazione della disposizione d'insieme di tutto il cuneo sedimentario del ciclo glacioeustatico del Tirreniano. Per una simile valutazione il litorale presente nell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" si può considerare una delle zone più adatte lungo le coste italiane e mediterranee. Esso è stato indagato da MAZZANTI (1984; 1995) che ha indicato in 15 m la quota massima raggiunta dai sedimenti marini sui lembi conservati del Terrazzo del Pleistocene superiore in Toscana con un tasso di risalita di 0,04 mm all'anno per gli ultimi 125.000 anni.

Difficoltà ed incertezze maggiori riguardano le valutazioni delle misure sull'esistenza di movimenti subsidenti nel sottosuolo delle pianure. Infatti dalle stratigrafie dei pozzi non è stato finora possibile trarre affidabili informazioni sulla stratigrafia delle formazioni sepolte del Pleistocene medio e del Pleistocene superiore pre-Würmiano. Si sono solo ottenute notizie sulle sequenze Würmiane



ed oloceniche, essendo le tirreniane e intratirreniane con ogni probabilità state erose durante le grandi fasi di approfondimento di oltre 100 m dei letti fluviali conseguenti l'abbassamento del livello del mare.

## 2.2. - LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE MEDIO

Non è stato osservato alcun indizio che i sedimenti sicuramente riferibili al Pleistocene medio abbiano subito delle dislocazioni; ciò vale anche per la superficie del Terrazzo I o della fattoria Pianacce. La mancanza di evidenti dislocazioni è tanto più indicativa in quanto sia quest'ultimo terrazzo sia i sedimenti della formazione di casa Saracino, alla base del colle di Rosignano Marittimo, si trovano proprio sopra il sistema di faglie che taglia per circa 12 km i sedimenti del Pleistocene inferiore. Le quote (165 m alla casa Casina, 145 m a le Spianate, 124 m a casa Campofreno, località al di sopra di Castiglioncello, 130 m alla fattoria Pianacce, 145 m sotto monte Burrone, località al di sopra di Livorno) alle quali si spinge il Terrazzo I sembrano troppo alte per ammettere che il livello del mare sia salito a quella altezza. Tenuto conto che anche lo scioglimento totale di tutti i ghiacci presenti sulla Terra non provocherebbe un innalzamento del mare maggiore di 50-60 m; bisogna quindi ammettere che il Terrazzo I abbia subito un sollevamento in blocco di circa 100 m, di tipo epirogenetico, che non ha deformato l'area sollevata. Probabilmente un diverso valore del sollevamento epirogenetico va attribuito, nel retroterra di Livorno, alla superficie di questo terrazzo che si abbassa dolcemente dalla quota 130 m, presso la fattoria Pianacce, fino a quote di circa 25 m presso casa Poggio ai Lecci. Questo minor sollevamento, o parziale sprofondamento, di circa 100 m sarebbe avvenuto su una distanza di circa 12 km e marcherebbe la differenza di comportamento tettonico tra il Valdarno inferiore (pianura di Pisa), in subsidenza tettonica almeno dal Pleistocene inferiore, e tutta l'area costiera a sud della fattoria Pianacce, in sollevamento epirogenetico.

## 2.3. - LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DEL PLEISTOCENE INFERIORE

### 2.3.1. - *Il Bacino di Castiglioncello - S. Vincenzo*

Le strutture di questo bacino sono state osservate, oltre che direttamente in affioramento, anche dalle interpretazioni dei dati ricavabili dalle numerose perforazioni eseguite nella piana di Rosignano - Vada. Da queste perforazioni proviene l'indicazione della presenza nel sottosuolo di una successione appartenente alla *formazione di Morrone*.

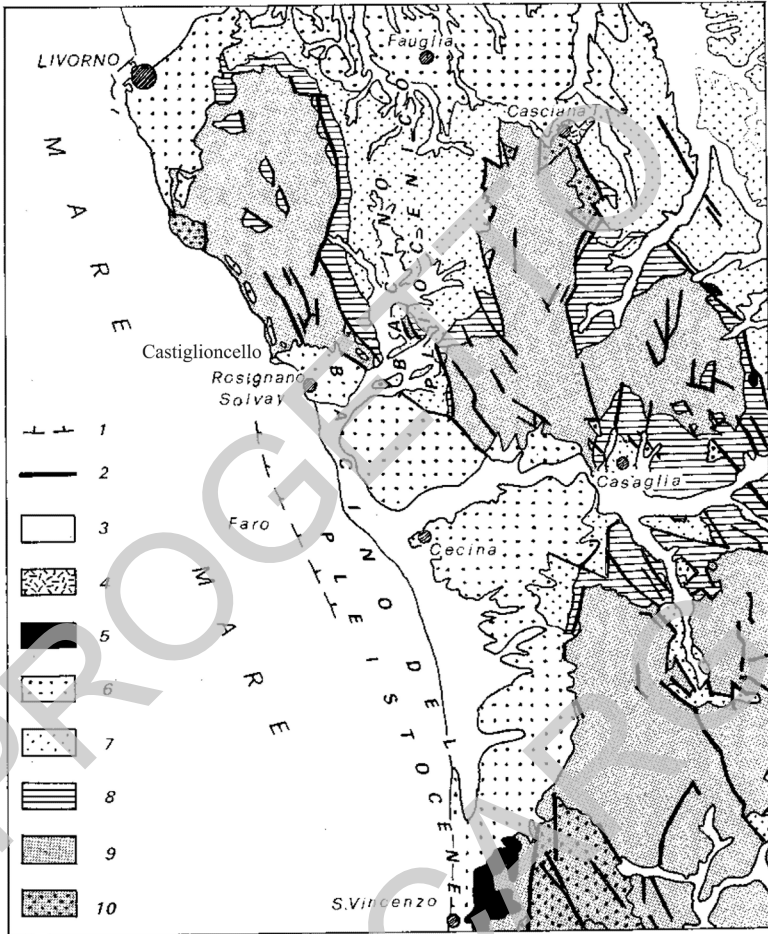


Fig. 28 - Carta geologica schematica della zona compresa tra Livorno e S. Vincenzo. 1 - faglia del Faro di Vada; 2 - Faglie; 3 - Depositi olocenici e del Pleistocene superiore; 4 - Travertini; 5 - Magma-titi effusive di S. Vincenzo, Montecatini ed Orciatice; 6 - Depositi del Pleistocene medio e inferiore; 7 - Depositi del Pliocene; 8 - Depositi del Miocene superiore; 9 - Unità Liguri; 10 - Unità Toscane.

In affioramento le inclinazioni misurate nei calcari di Montescudaio sono di 15-20° nella zona de La Pineta, di 28-30° in quella di casa Giardinaccio - col di Leccio. Pur tenendo presente l'esistenza di originali clinostratificazioni nei calcari di Montescudaio di facies costiera, l'accentuata inclinazione degli strati che a casa Giardinaccio - col di Leccio si accompagna con immersioni discordanti (verso SE o addirittura verso NE) da quelle predominanti (verso SO), fa ritenere

verosimile la presenza di numerose faglie secondarie nelle immediate vicinanze del fascio che da casa Trik-Troi si estende, con direzione appenninica fino al podere Pipistrello, oltre il fiume Fine.

Questo fascio di faglie, che taglia i *conglomerati di Villa Magrini* e i *calcari di Montescudaio*, è senza dubbio l'elemento tettonico di importanza maggiore che ha interessato i sedimenti del Pleistocene inferiore.

Già CERRINA FERONI & MAZZANTI (1966) osservarono come a ridosso di questo fascio di faglie i sedimenti del Pleistocene inferiore presentano una facies costiera che può indicare come gli sprofondamenti siano da attribuire alla formazione del bacino subsidente il cui sviluppo corrisponde alle parti emerse della piana di Rosignano Solvay - Vada - Cécina - Donoratico, all'inizio delle colline che la circondano verso est, e ai fondali marini che si estendono a oriente del faro di Vada. Questo fascio di faglie è così delimitato:

a) sul bordo orientale da faglie normali a specchi molto ripidi o subverticali, con direzioni prevalenti appenniniche, nella metà settentrionale fin sotto Castagneto, circameridiane e antiappenniniche in quella meridionale fino poco a nord di S. Vincenzo (Fig. 28), con immersioni verso l'asse del bacino;

b) sul bordo occidentale dalla faglia, presumibilmente a direzione appenninica, individuata nei fondali marini delle secche di Vada, circa 1.500 m a est del Faro (AIELLO *et alii*, 1981).

I rigetti delle faglie, che orlano il bacino di sprofondamento tettonico sopra delineato, sono misurabili soltanto in alcune zone poste al di fuori dell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" (per es. 100 m per la faglia di Casale Marittimo in GIANNELLI *et alii*, 1981). Da un punto di vista più generale, una volta accettato che il bacino di sedimentazione è stato formato dall'attività delle faglie che lo orlano (esempio di tettonica sinsedimentaria), risulta ovvio che lo spessore dei sedimenti che vi si sono depositi dà la misura, almeno approssimativa, della somma degli sprofondamenti (e quindi dei rigetti) lungo le faglie marginali. Come già detto, i sedimenti del Pleistocene inferiore (con strati quasi orizzontali) sono stati incontrati nel sottosuolo della piana di Rosignano Solvay - Vada per quasi 300 m; questa cifra può quindi rappresentare un valore approssimativo dell'attività di sprofondamento delle faglie. In realtà quest'ultimo deve essere stato maggiore perché il pacco dei sedimenti del Pleistocene inferiore ha certamente subito una diminuzione di spessore per compattazione.

### 2.3.2. - Le colline Pisane

L'area delle colline Pisane si presta molto bene a mettere in evidenza il sollevamento dell'orlo meridionale dei sedimenti del ciclo del Pleistocene inferiore nei confronti dell'orlo settentrionale. Premesso che il limite massimo

verso l'interno della trasgressione santerniana non sembra essersi conservato in alcun punto, oggi il suo orlo interno si trova a quote differenti, variabili tra i 100 e i 175 m.

Questi dati indicano che nel Bacino della val Tora l'orlo massimo conservato della trasgressione santerniana si trova a quota 100 m, in Valdera intorno a quota 150 m, nella zona di Ceppato e al limite settentrionale dei Monti di Castellina Marittima raggiunge i 250 m. Dato che tutte queste quote, tranne l'ultima, si riferiscono a località rientranti a una distanza fra i 13 e i 15 km dal parallelo di Pontedera ed essendo il Valdarno inferiore diretto est-ovest, riteniamo attendibile un maggiore sollevamento della zona di Ceppato nei confronti del Bacino della Valdera e, maggiormente, di quello della val Tora. La mancanza completa di informazioni sulla posizione del livello del mare durante la trasgressione santerniana ci priva della possibilità di riscontri neotettonici più puntuali. È certo comunque che, pur nella constatazione di dislivelli di 150 m sulla stessa longitudinale sembra esistere una grande omogeneità nelle dislocazioni tettoniche sulla verticale, con una inclinazione generale di pochissimi gradi (non più di 5) e immersioni verso nord o NO.

#### 2.4. - LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DEL PLIOCENE INFERIORE E MEDIO

I sedimenti del Pliocene inferiore e medio affiorano a NO e nord dei Monti Livornesi, nel Bacino del Tora-Fine, a nord di Casciana Terme e nel fianco NO del Bacino di Volterra.

Nell'insieme, quindi, gli strati del Pliocene inferiore e medio hanno una disposizione a fascia intorno ai fianchi NO, nord ed est dei Monti Livornesi, con immersione radiale e degradante verso la pianura di Pisa e il Bacino del Tora-Fine.

Una struttura nell'insieme assai simile a quella che ricopre di sedimenti pliocenici i lati occidentale, settentrionale ed orientale dei Monti Livornesi è osservabile, con migliore evidenza, per i Monti di Castellina Marittima: anche essi presentano il lato occidentale tagliato da un fascio di faglie che li delimita dai sedimenti pliocenici del Bacino del Tora-Fine, mentre sono sormontati dai depositi trasgressivi del Pliocene medio sul lato settentrionale e, in quello orientale, sono circondati dai sedimenti del Pliocene inferiore del Bacino di Volterra, in parte attraverso faglie (a Casciana Terme), in parte in giacitura trasgressiva sopra formazioni del Miocene superiore (presso Chianni).

Notevole è quanto è risultato dallo studio della faglia di Cordecimo, a direzione N-75°, che taglia i sedimenti pliocenici della Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* e quelli della parte iniziale della Zona a *Globorotalia margarite*, "incappucciata" dalla lente di sabbie di Mazzolla, detta di Bellavista, che si è

sedimentata interamente nell'ambito della Zona a *G. margaritae* e non appare tagliata da questa faglia. Quest'ultima ha il labbro settentrionale abbassato e può avere determinato uno scalino nel fondo del mare pliocenico che avrebbe favorito il richiamo di materiali clastici in parte anche più grossolani di quelli che si andavano normalmente sedimentando nel settore rialzato. Questa circostanza renderebbe ragione della natura gradata, di tipo torbiditico, dell'intercalazione sabbiosa di Bellavista e del sospetto di rimaneggiamenti nelle microfaune prelevate nei suoi letti più argillosi, secondo quanto descritto nello studio di GIANNELLI *et alii* (1982).

\* \* \*

Gli studi sulla struttura tettonica del Bacino mio-pliocenico del Tora-Fine hanno assunto un notevole significato nello sviluppo delle conoscenze sull'evoluzione dei sedimenti neogenici e quaternari del versante tirrenico dell'Appennino settentrionale. GIANNINI (1955, 1962) ha definito il Bacino del Tora-Fine come una depressione strutturale delimitata da associazioni di faglie dirette disposte a gradinata ed immergenti verso il centro del bacino. Queste associazioni di faglie sul versante occidentale si prolungano per circa 20 km (Rosignano Marittimo) con direzione circa meridiana fino alla faglia, ad esse trasversale, di Cordecimo; nel primo tratto sono due parallele con direzione N-342° fino all'altezza di Paltratico dove sono tagliate da una faglia trasversale; inoltre, fino a circa 1 km da Colognole sono ancora due con direzione N-10°; nell'ultimo tratto fino alla trasversale di Cordecimo (N-75°) ne rimane una con direzione N-350°, quindi ancora circameridiana. Sul versante orientale del bacino il limite si allinea per circa 17 km in direzione generale ancora circameridiana tra Pomaia, S. Luce e S. Ermo; tuttavia scendendo ai particolari, molto complessi, non si tratta di un limite unitario ma di un insieme di piccoli tratti a direzioni appenniniche e antiappenniniche.

La struttura del *graben* mio-pliocenico del Tora-Fine è delimitata a sud dall'importante faglia quaternaria, ad andamento appenninico, del piede del colle di Rosignano Marittimo (descritta in precedenza), che da nord di Castiglioncello passa poco a monte del podere Pipistrello e si protrae fino alla valle del fiume Cècina (GIANNINI, 1962).

Riguardo all'età della deformazione, GIANNINI (1962) ritiene probabile che l'attività delle faglie che delimitano lateralmente il *graben* sia iniziata durante il Miocene superiore e che si sia protratta fino al post-Pliocene inferiore, essendo del Pliocene inferiore i sedimenti marini più recenti coinvolti nella deformazione. Con il Santerniano le direttrici principali della deformazione variano, dando origine alla struttura tettonica che delimita a sud il Bacino del Tora-Fine.

I sedimenti mio-pliocenici sono inoltre coinvolti in un blando piegamento, interpretato come il risultato di un adattamento duttile dei sedimenti clastici mio-pliocenici alla tettonica rigida (GIANNINI & TONGIORGI, 1959).

Nel bacino del Tora-Fine CERRINA FERONI *et alii* (1990) hanno rilevato sia nel substrato, che nei depositi miocenici, meso-strutture fragili (stiloliti, vene di taglio e mesofaglie) interpretate come effetto di un raccorciamento sub-orizzontale con direzione N40°-N50°, avvenuto durante il Pliocene inferiore. Successivi studi (BOCCALETTI *et alii*, 1992, *cum bibl.*) hanno sostenuto questa interpretazione anche a carattere regionale, seppure con una più articolata evoluzione temporale.

Studi stratigrafici e micro-paleontologici (BOSSIO *et alii*, 1997, 1999) condotti nel Bacino del Tora-Fine hanno messo in evidenza che la sedimentazione clastica ed evaporitica mio-pleiocenica si è sviluppata senza soluzione di continuità dal Messiniano fino al Pliocene medio (Zona a *G. aemiliana*). Il rilevamento geologico di campagna ha inoltre messo in evidenza che l'assetto strutturale degli affioramenti mio-pleiocenici è caratterizzato da una progressiva e costante diminuzione della inclinazione spostandosi da ovest verso est (CERRINA FERONI *et alii*, 1990; LAZZAROTTO *et alii*, 1990).

Sia la continuità di sedimentazione che la diminuzione di inclinazione degli strati sono entrambe interpretabili come effetti di una faglia diretta rotazionale o di un sistema di faglie rotazionali, attive fin dal Messiniano, e collocate sul fianco orientale del Bacino del Tora-Fine.

La presenza di faglie dirette a geometria listrica sul bordo orientale dei bacini neogenici toscani è stata inoltre sostenuta da diversi altri AA., sulla base di dati di campagna, sismica a riflessione e/o sulla base di considerazioni di carattere regionale (LAVECCHIA *et alii*, 1984; BOCCALETTI *et alii*, 1985a, b; LAVECCHIA, 1988; BALLY *et alii*, 1986; LAVECCHIA & STOPPA, 1989; BERTINI *et alii*, 1991; BOSSIO *et alii*, 1996b; LIOTTA, 1996).

L'attività sin-sedimentaria delle faglie dirette implica inoltre che, all'interno del Bacino del Tora-Fine, si stesse progressivamente creando nuovo spazio, tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore, in un regime tettonico distensivo. Ciò è bene evidenziato dal fatto che il *graben* del Tora-Fine è interessato, al centro, dalla risalita del piccolo *horst* di Valperga, cioè da un affioramento del substrato pre-neogenico. La corrispondenza del Bacino del Tora-Fine a una struttura a *Graben* e non a semigraben, come si ricava dalla carta geologica schematica di CERRINA FERONI *et alii* (1990) che non riporta la faglia delle Parrane - Castelnuovo, deriva appunto dall'esistenza di questa faglia, già parzialmente seguita da GIANNINI (1962) e rilevata per intero da BARTOLETTI *et alii* (1986) e da LAZZAROTTO *et alii* (1990). Una conferma dell'esistenza di questa faglia è data dalle frequenti mineralizzazioni, intorno al suo specchio, di silice con grani di quarzo, calcedonio e opale di tipo epitermale (ROSSI, 1988).

In questo quadro, la deformazione duttile che interessa i sedimenti neogenici può essere riferita alla geometria concava delle faglie dirette, come anche sperimentalmente dimostrato (MC CLAY & ELLIS, 1987). Le faglie trasversali antiappenniniche trascorrenti, con le relative meso-strutture, possono quindi

essere interpretate come strutture di trasferimento (GIBBS, 1984) sviluppatesi contemporaneamente alle faglie longitudinali appenniniche dirette a cui esse sono associate.

## 2.5. - LE STRUTTURE DEI SEDIMENTI DEL MIOCENE SUPERIORE

### 2.5.1. - *Il settore settentrionale dei monti Livornesi*

I sedimenti del Miocene superiore della parte settentrionale dei Monti Livornesi sono dislocati tutti nello stesso modo, malgrado attualmente costituiscano ben nove nuclei di affioramenti separati (includendo anche i piccolissimi nuclei di monte Tignoso e della villa Carolina, di poco esterni all'area del F. 284 "Rosignano Marittimo").

In generale la giacitura degli strati è a direzione intorno a NO-SE con immersione circa NE. Le inclinazioni degli strati in tutti questi nuclei diminuiscono dai valori di 40° (nucleo di Quarata), 35° (nucleo di monte Tignoso) delle formazioni di base, ai valori di 30-25° delle formazioni di tetto.

I nuclei di rio Paganello, di Limone, di villa Mugnai, di Popogna, di Cafaggio e di Quarata sono tagliati da una faglia diretta che ne delimita il fianco NE. L'isolamento attuale di questi sedimenti di facies marina in nuclei isolati pone problemi paleogeografici di dettaglio ancora non risolti.

### 2.5.2. - *Il Bacino del Tora-Fine*

Lungo tutto il fianco orientale dei Monti Livornesi i sedimenti del Miocene superiore sono giustapposti a quelli delle Unità Liguri: da Rosignano Marittimo fino al rio Savalano attraverso il fascio di faglie dirette e conformi e attraverso la lunga faglia perimetrale delle Parrane, anch'essa diretta e conforme.

La faglia longitudinale e perimetrale delle Parrane non prosegue oltre la faglia trasversale di Cordecimo, a nord della quale, nella zona di Montemasso, il limite verso monte delle formazioni del Miocene superiore è tutto in erosione.

Di tutte le faglie sopra nominate è certa un'attività posteriore alla deposizione dei sedimenti del Miocene superiore, che risultano da esse tagliati. Solo per la faglia marginale del rio Paganello è possibile precisare che non era più attiva nel Pleistocene medio, in quanto sormontata da depositi non tagliati risalenti a questo intervallo cronologico. Inoltre per la faglia di Cordecimo è possibile limitare la sua attività alla Zona a *Globorotalia punctulata* del Pliocene inferiore, perché sormontata dall'intercalazione di Casalino delle sabbie di Mazzolla, non tagliate

dalla faglia.

Il fascio di faglie di Rosignano Marittimo - rio Savalano e la faglia delle Parrane attualmente corrispondono all'incirca all'orlo occidentale del Bacino neogenico del Tora-Fine. Il lato SE di quest'ultimo è interessato da una successione di faglie dirette (GIANNINI, 1962) che determinano una serie di gradini con il lato SO rialzato e quello NE ribassato che nell'insieme compensano e diminuiscono l'approfondimento del bacino del Tora-Fine. Molto interessanti sono le due faglie di Valperga che delimitano un piccolo *horst* al centro del grande *graben* corrispondente al Bacino del Tora-Fine, avvicinando questa struttura di distensione al modello classico della depressione della valle del Reno.

### 2.5.3. - Il Bacino del Torrente Sterza

Questo bacino è inserito come un cuneo di sedimenti del "Lignitifero" e del "lago-mare", a direzione prevalente N-20°, nel fianco SE dei Monti di Castellina Marittima quale diverticolo SO dell'ampio bacino di Volterra (o della val d'Era di cui il torrente Sterza è un affluente di sinistra). L'immersione generale degli strati in questo bacino è verso ONO con inclinazioni che passano dai 45° degli strati dei livelli inferiori del "Lignitifero" ai 20° dei livelli del "lago-mare", verosimilmente attraverso una discordanza mai evidente per le pessime condizioni degli affioramenti. Risulta ben evidente il fascio di faglie N-20° lungo il perimetro ovest di questo bacino. Tra queste, quella delle Mortelle incide le *argille del Torrente Fosci* ma è sormontata dai sedimenti del "lago-mare" indisturbati. A questo fascio di faglie, cui si può attribuire il rango di *master fault*, si contrappongono numerose faglie trasversali dai rigetti modesti (in genere entro la decina di metri), messe in evidenza dall'intersezione delle numerose lenti di conglomerati e arenarie che si intercalano alle *argille del Torrente Fosci*. Il fianco orientale di questo bacino è ingombro di una grande quantità di detriti, prodotti dallo scoscendimento di materiali delle Argille a Palombini. Questi nascondono, sovrapponendovisi, il margine dei depositi del Miocene superiore per cui rimane incerto se si tratti di un limite stratigrafico o tettonico.

## 3. - LA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SIN-COLLISIONALE

Gli effetti della tettonica compressiva, riferibili alla chiusura dell'oceano Ligure ed alla collisione dei margini europeo e africano, sono osservabili nelle coperture dei Domini Ligure e Toscano, che risultano piegati e accavallati l'uno sull'altro, costituendo un imponente edificio a falde.

La disposizione delle unità tettoniche, ricostruita attraverso i rilevamenti di



superficie, prevede la seguente successione dall'alto:

- quattro unità del Dominio Ligure:

*Unità tettonica ofiolitifera delle Argille a Palombini*

*Unità tettonica ofiolitifera di Montaione*

*Unità tettonica ofiolitifera di Monte Verdi Marittimo - Lanciata*

*Unità tettonica di S. Fiora*

- una unità del Dominio Toscano:

*Unità tettonica della Falda Toscana.*

Tutte le quattro Unità del Dominio Ligure e l'Unità del Dominio Toscano sono state ampiamente interessate dalle faglie della tettonica di distensione, il cui inizio è documentato a partire dal Miocene superiore. Lo schema tettonico mostra chiaramente che tutta l'area è interessata dalle faglie dirette sia all'interno dei bacini neogenici e quaternari, sia all'interno delle Unità del Dominio Ligure, sia dell'Unità del Dominio Toscano. Per semplicità in questo capitolo ci occuperemo in prevalenza delle strutture che riteniamo di formazione precedente all'inizio della tettonica fragile del Miocene superiore - Quaternario. Ricordiamo, tuttavia, che secondo recenti interpretazioni delle numerose sezioni sismiche che interessano l'area di Larderello, è stato riconosciuto che le faglie dirette plioceniche diminuiscono la loro pendenza con la profondità fino ad appiattirsi in corrispondenza di una superficie strutturale che è evidenziata da un segnale fortemente riflettivo nei profili sismici, ben conosciuto nella letteratura geologica relativa alle aree geotermiche di Larderello e dell'Amiata sotto il nome di "orizzonte K". Questo costituirebbe il tetto di una zona di taglio, sismicamente attiva, che si collocherebbe in corrispondenza dell'attuale passaggio reologico fra il dominio fragile e il dominio duttile della crosta (BERTINI *et alii*, 1991; CAMELI *et alii*, 1993). In altri termini ciò significa che la geometria delle faglie dirette, caratteristiche dello stile tettonico distensivo postcollisionale dell'area toscana, è di tipo listrico, presentando in profondità lo spianamento degli specchi che appaiono con forti inclinazioni (generalmente di 70° o più) in superficie. Tutto ciò, se ha portato un grande progresso nelle conoscenze sulla cinematica delle strutture tettoniche post-parossismali, ha creato incertezze sull'interpretazione delle faglie a basso angolo, tanto frequenti nell'ambito delle unità liguri ma presenti anche in quelle toscane. Infatti, mentre in precedenza i contatti tettonici di questo tipo erano attribuiti alle fasi compressive sincollisionali, la convincente dimostrazione che possono dipendere anche dall'attività delle fasi tettoniche di distensione ne amplia il campo d'indagine ma ne riduce la sicurezza interpretativa, a meno che non risultino ben determinabili le età delle formazioni al tetto e al letto e, di conseguenza, il tipo diretto o inverso della dislocazione. Ciò è in genere possibile per le dislocazioni che mettono in contatto le diverse unità tettoniche (esempio eclatante la nuova interpretazione della "serie toscana ridotta" come

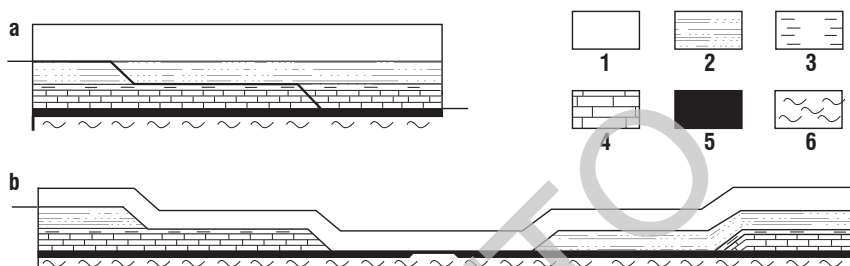


Fig. 29 - Schema dell'evoluzione dei rapporti tra Liguridi e successione toscana nell'area a "serie ridotta" in conseguenza del movimento relativo lungo una faglia diretta a geometria del tipo flat-ramp-flat (tratto in nero) ( da DECANDIA et alii, 1993 ,modificato). L'area delle Liguridi della fig. 27a è uguale a quella della fig. 27b: ad una estensione longitudinale del 50% dell'insieme Liguridi - successione toscana corrisponde una equivalente riduzione dello spessore delle Liguridi. Spiegazione dei simboli: 1) Liguridi s.l.; 2) Macigno; 3) Scaglia toscana; 4) successione carbonatica; 5) Formazione anidritica di Burano e "calcare cavernoso"; 6) "basamento".

delaminazione in fase distensiva fra le soprastanti Unità Liguri giurassico - eoceniche e la sottostante parte triassica dell'Unità della Falda Toscana) (Fig. 29) mentre sono d'interpretazione meno sicura le superfici tettoniche visibili all'interno delle singole formazioni.

### 3.1. - LE STRUTTURE DELL'UNITÀ OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI

Questa Unità affiora nei dintorni di Nibbiaia nei Monti Livornesi e all'estremità SE del F. 284 "Rosignano Marittimo" nei dintorni di poggio Prugnolaie, nei Monti di Castellina Marittima.

Gli affioramenti dei dintorni di Nibbiaia sono cinque, tutti minori di 10 ettari. Due, in corrispondenza de il Poggetto e del podere Carcivisoli, sono completamente sovrapposti alla *formazione di Montaione*; due, in destra e sinistra del ponte Motorno, sormontano completamente la *formazione di Lanciaia*; il quinto, in corrispondenza del poggio Motorno, è il maggiore e si sovrappone in gran parte alla *formazione di Lanciaia* e in piccola parte alle *Argille a Palombini* sottostanti a quest'ultima. Per questi cinque affioramenti rimane il dubbio che non si tratti dei relitti dell'Unità delle Argille a Palombini ma, più semplicemente, di masse di queste ultime inserite come olistoliti sia nella *formazione di Montaione* (per le prime due) sia nella *formazione di Lanciaia* (per le altre tre).

Più sicura è l'appartenenza all'Unità ofiolitifera delle Argille a Palombini per gli affioramenti dei dintorni del poggio Prugnolaie nei Monti di Castellina Marittima ad est dell'importante sistema di faglie che si allunga dalle case Strido,

attraverso i poderi le Marie e Pantano e il poggio Montalone, fino al poggio al Lupo. Questa appartenenza è indicata dalla presenza dell'arenaria di Montecatini Val di Cecina al di sopra delle suddette *Argille a Palombini* immediatamente al di fuori dell'area del F. 284 "Rosignano Marittimo". Inoltre indicazioni analoghe sono offerte dagli affioramenti, attribuibili alla stessa unità, delle formazioni che sormontano la finestra tettonica dell'Unità ofiolitifera di Montaione presente nel Torrente Fosci nell'adiacente F. 285 "Volterra".

Nessuna indicazione su osservazioni tettoniche di maggiore dettaglio è stata possibile in queste località per le esposizioni proibitive.

### 3.2. - LE STRUTTURE DELL'UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTAIONE

Questa Unità affiora solo nei Monti Livornesi, tra Nibbiaia e il Poggio Carcivisoli, al di sopra delle arenarie calcarifere, dei calcari marnosi e delle marne e siltiti della *formazione di Lanciata*, attraverso un contatto suborizzontale, mai visibile nei particolari, ma nell'insieme riferibile a un sovrascorrimento tettonico, considerando in particolare l'età più antica dell'Unità sovrapposta. Il limite verso NE di questo affioramento, con le *Argille a Palombini*, i gabbri e le serpentiniti, corrisponde invece ad una (o alla stessa) faglia della tettonica postparossismale. Già abbiamo detto dell'incertezza sul significato del modesto affioramento di *Argille a Palombini* del podere Carcivisoli che, trovandosi alla base degli strati della *formazione di Montaione*, potrebbe corrispondere al suo substrato stratigrafico (cioè al *complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli*) oppure, più semplicemente, ad un olistolite all'interno della *formazione di Montaione*.

Le strutture interne appaiono estremamente complesse: sono visibili alcuni tronconi di cerniere di pieghe, anche coricate e rovesciate, pacchi di strati con immersioni e inclinazioni diversissime e una estrema diffusione di superfici di frattura e scorrimento. Nessuna struttura è osservabile per più di un centinaio di metri per la sua frammentarietà e per la fitta copertura vegetale.

### 3.3. - LE STRUTTURE DELL'UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTEVERDI MARITTIMO - LANCIAIA

Questa Unità, ampiamente diffusa nei Monti Livornesi e nei Monti di Castellina Marittima, è rappresentata da modesti affioramenti della *formazione di Lanciata*, da ampi affioramenti del sottostante *complesso ofiolitifero di Montecastelli* e della *formazione di Monteverdi Marittimo* e delle *argilliti e calcari di Poggio Rocchino*.

### 3.3.1. - *Le strutture della formazione di Lanciaia*

Nell'affioramento di casa Alberelli - Sassogrosso - botro Motorno gli strati di questa formazione sormontano sempre *Argille a Palombini* molto deformate, su una superficie di base modellata in sinclinale a curvatura piuttosto blanda, troncata da faglie di tipo diretto delle fasi tettoniche post-parossimali. Per quanto riguarda le strutture interne alla *formazione di Lanciaia*, BARTOLETTI *et alii* (1986) hanno osservato che a una disposizione piuttosto semplice della superficie di base, cui sarebbero rimaste solidali le breccie di Libbiano, fa riscontro una disposizione molto disordinata delle arenarie affioranti nel Fosso di Radicagnoli e infine una disposizione nuovamente meno "caotica" dei calcari marnosi di podere Castellaro che costituiscono corpi relativamente massicci e maggiormente ordinati.

Nell'affioramento del torrente Pesciera gli strati della *formazione di Lanciaia* sormontano sempre le serpentiniti lungo un contatto ben esposto. Questo evidenzia la sua natura sedimentaria con la presenza di numerose tasche d'erosione nella Serpentinite, riempite dalle breccie di Libbiano (CERRINA FERONI *et alii*, 1973). Le giaciture non sono invece adatte per osservazioni su strutture tettoniche minute all'interno di questo piccolo affioramento della *formazione di Lanciaia*.

### 3.3.2. - *Le strutture del complesso ofiolitifero di Montecastelli*

In questo complesso si possono riconoscere più ordini di strutture:

- strutture minori, limitate all'interno delle singole formazioni;
- strutture che interessano più formazioni dello stesso complesso;
- strutture che interessano le formazioni di questo complesso e quelle di altre unità del Dominio Ligure, del Dominio Toscano e della Successione neogenico-quadernaria.

Le strutture del primo tipo risultano visibili direttamente sul terreno; quelle del secondo e del terzo tipo sono riportate sulla carta geologica.

Fra le strutture minori osservabili nelle ofioliti le più frequenti sono le superfici di scorrimento riconducibili a una diffusa suddivisione delle masse in un insieme di scaglie più o meno lenticolari. Queste strutture appaiono nelle cave aperte nelle serpentiniti, ma sono visibili anche nei tagli artificiali stradali e ferroviari. Nelle serpentiniti queste superfici di scorrimento sono associate spesso a mineralizzazioni di steatite (BRACCI & ORLANDI, 1990).

I *Diaspri di Monte Alpe* appaiono sempre interessati da strette pieghe a zig-zag che indicano come essi siano sovrapposti tettonicamente su ampie aree al tetto dei basalti dove in origine erano probabilmente presenti.

Il *Calcare a Calpionelle*, limitato a piccole strutture, presenta lunghe pieghe, con raddrizzamento, fino al rovesciamento degli strati, sui fianchi settentrionali

delle ofioliti di monte Vaso e di monte Vitalba, nei Monti di Castellina Marittima.

*Le Argille a Palombini* presentano due modalità di affioramenti:

- una più comune, con pessime condizioni di esposizione sia per presenza di una folta copertura di macchia mediterranea sia per la presenza di una coltre detritica;

- una più rara, che corrisponde ad alcuni tratti del fondo dei torrenti e alla falesia marina fra Quercianella e la foce del Chioma, dove le acque correnti mantengono sgombre dai detriti e dalla vegetazione alcune fasce di superficie rocciosa.

In alcuni di questi rari affioramenti sono venute in luce strutture con vari tipi di pieghe e di superfici di stiramento. Queste mettono in evidenza che la dislocazione delle *Argille a Palombini* è assai meno “caotica” di quanto può apparire nei vari affioramenti analizzati. Infatti, rientra nell’ambito di una diffusa presenza di pieghe concentriche con assi in prevalenza immergenti verso NO. La ristrettezza del raggio di curvatura di queste pieghe indica che lo spessore del pacco di strati implicato è piuttosto modesto. Da ciò si deduce che l’intera compagine delle *Argille a Palombini* è interessata da piani di scorrimento laminare e da fasce a strutture disarmoniche.

Per quanto riguarda le strutture che coinvolgono più formazioni del *complesso ofiolitifero di Montecastelli* occorre riferirsi alla notevole differenza fra le aree dei grandi affioramenti di serpentiniti e quelle, invece, poverissime di queste ultime ma nelle quali sono più diffuse le masse dei gabbri, dei basalti e delle *Argille a Palombini* come nei Monti Livornesi e nei Monti di Castellina Marittima. Una differenza troppo netta non può essere casuale e richiede una spiegazione di ordine tettonico. Questa va ricercata nel fatto che le potenti masse serpentinitiche possono avere risposto in maniera indipendente alle forti sollecitazioni tettoniche cui tutto il complesso ofiolitifero è stato sottoposto durante le numerose fasi tettoniche nelle quali è stato coinvolto. Ciò tanto più in quanto le ofioliti mostrano potenze dell’ordine delle centinaia di metri relativamente alle serpentiniti e ai basalti, mentre solo decine di metri nei gabbri. Le masse serpentinosi e quelle basaltiche avrebbero reagito in maniera piuttosto indipendente alle sollecitazioni tettoniche (in specie alle traslative), mentre quelle gabbriiche sarebbero rimaste solidali in parte con le une in parte con le altre, funzionando da livello di scollamento, in questo favorite dalla struttura spesso brecciforme. Il *complesso ofiolitifero di Montecastelli* sembra così suddivisibile, dal punto di vista della risposta alle sollecitazioni tettoniche, in due parti distinte: una inferiore, costituita dalle serpentiniti e dalla parte inferiore dei gabbri; un’altra superiore è a composizione mista, cioè gabbriico (con le breccie e oficalciti associate) - basaltica (con i filoni associati) e sedimentaria nella porzione più alta.

Entrambe queste due parti, nelle quali dal punto di vista tettonico risulta suddivisibile il *complesso ofiolitifero di Montecastelli*, mostrano strutture a

pieghe coricate: più ampie quelle che hanno interessato le serpentiniti e le loro coperture sedimentarie.

Per quanto concerne le strutture, i rapporti tra le formazioni dell'Unità ofiolitifera di Monteverdi Marittimo - Lanciaia con quelle di altre unità sia del Dominio Ligure che di quello Toscano e di quelle della Successione neogenico-quaternaria del versante tirrenico dell'Appennino settentrionale, si può osservare:

a) la sovrapposizione anomala (per tettonica o frana sinsedimentaria) risulta dalla presenza delle formazioni del *complesso ofiolitifero di Montecastelli* su quelle della *formazione di Monteverdi Marittimo* e delle *argilliti e calcari di Poggio Rocchino* sia nei Monti di Castellina Marittima sia nei Monti Livornesi; in questi ultimi compare anche la sovrapposizione delle formazioni del *complesso ofiolitifero di Montecastelli* direttamente sopra quelle dell'Unità di S. Fiora;

b) le faglie di distensione delle fasi tettoniche postparossismali mettono in contatto diretto le formazioni del *complesso ofiolitifero di Montecastelli* con il *Macigno* dell'Unità della Falda Toscana (faglia del poggio delle Monachine), in più località con le formazioni dell'Unità di S. Fiora.

Per quanto riguarda l'età delle strutture dell'Unità ofiolitifera di Monteverdi Marittimo - Lanciaia, indicazioni piuttosto precise vengono fornite dai rapporti di giacitura fra le varie formazioni ofiolitifere e le breccie associate anche in relazione ai diversi tipi di metamorfismo che hanno interessato gabbri e serpentiniti nei confronti di quello dei basalti e dei filoni loro collegati. MARRONI (1990) ha messo in evidenza come la risalita fino all'affioramento sul fondo marino delle lherzoliti tettonitiche con all'interno il complesso gabbriico è posteriore allo sviluppo della fase metamorfica anfibolitica; la formazione delle breccie in prevalenza gabbriiche e lo sviluppo delle colate basaltiche è invece posteriore a questa fase metamorfica ma precedente allo sviluppo di quella di basso grado e alla deposizione dei diaspri. A queste fasi tettoniche iniziali, cui si devono i processi magmatici e sedimentari della porzione effusiva del complesso ofiolitifero, ha fatto seguito la deposizione delle *Argille a Palombini*. Questa iniziò verosimilmente con un cambiamento assai importante rispetto alle precedenti condizioni sul fondo del paleoceanico Ligure - Piemontese e corrispose a un processo di seppellimento, almeno parziale, della dorsale ofiolitica in precedenza affiorante con le colate basaltiche sottostanti e in parte contemporanee alla sedimentazione dei *Diaspri di Monte Alpi*.

Nella definizione dell'età delle pieghe presenti nel *complesso ofiolitifero di Montecastelli* indicazioni precise provengono dalla giacitura dei sedimenti della *formazione di Lanciaia* che le sormontano in discordanza angolare, senza che ne siano interessati. La formazione di queste pieghe è così riferibile alla fase tetto-genetica del Cretacico Superiore, cioè ad una fase pre-Lanciaia.

### 3.3.3. - *Le strutture della formazione di Monteverdi Marittimo e delle argilliti e calcari di Poggio Rocchino*

La comprensione delle strutture tettoniche di queste formazioni è favorita dal fatto che presentano un passaggio assai netto e concordante per le quali la bella sezione della cava di Monterotondo nei Monti Livornesi ha permesso di riconoscere con sicurezza la posizione stratigrafica di base delle *argilliti e calcari di Poggio Rocchino* rispetto a quella della *formazione di Monteverdi Marittimo*, del resto in ottimo accordo con quanto ampiamente noto in altre località della Toscana meridionale (GIANNELLI *et alii*, 1965; GIANNINI *et alii*, 1971).

Prescindendo da complicazioni collegate a strutture minori, quali piccole pieghe e stiramenti disarmonici presenti in prevalenza nelle *argilliti e calcari di Poggio Rocchino*, la struttura fondamentale risulta da un insieme di pieghe ad assi antiappenninici, coricate ed isoclinali, che coinvolgono entrambe queste formazioni per spessori di successioni di tre-quattrocento metri. Nei Monti Livornesi queste strutture sono rintracciabili tra il poggio della Quercia e Colognole con assi intorno ENE-OSO e immersioni prevalenti intorno NNO; nei Monti di Castellina Marittima sono meno evidenti, probabilmente per una maggiore interferenza di faglie delle fasi tardive, tuttavia le direzioni antiappenniniche sono frequenti intorno all'anticlinale rovesciata delle Castella.

La sovrapposizione delle formazioni di questa unità sopra quelle dell'Unità di S. Fiora appare con notevole evidenza sia nei Monti Livornesi (vecchio circuito di Montenero, la Banditella, Burchietto, tra la valle Benedetta e il poggio Querciolaia) ma, con maggiore evidenza, nei Monti di Castellina Marittima (da poggio di Gola a rocca Montanino).

Anche le intersezioni delle fasi distensive tardive con le formazioni di questa unità sono molto diffuse. Esse sono ovviamente l'elemento negativo nel tentativo di ricostruire le strutture tettoniche formatesi prima del loro sviluppo.

Per quanto riguarda l'età delle pieghe e degli accavallamenti tettonici presenti nelle formazioni di questa unità, si può solo osservare che non possono essere anteriori al Cretacico superiore, intervallo cronologico durante il quale queste ultime si sono deposte.

### 3.4. - LE STRUTTURE DELL'UNITÀ TETTONICA DI S. FIORA

Anche in questa unità è possibile riconoscere più ordini di strutture:

- strutture minori, limitate all'interno delle singole formazioni;
- strutture coinvolgenti più formazioni della stessa unità ;
- strutture coinvolgenti le formazioni di questa unità con quelle di altre unità del Dominio Ligure, del Dominio della Falda Toscana e della Successione

neogenica e quaternaria del versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale.

Nei Monti Livornesi le località più adatte per osservare strutture tettoniche minori sono il litorale di Antignano per il *membro di Antignano* della *formazione di S. Fiora* e le cave di monte Burrone e di la Poggia per la *formazione di Monte Morello*. Lungo il primo appare la cerniera di una piega concentrica coricata che coinvolge strati calcarei per uno spessore di circa 2 m ed è circondata da strati argillitici e siltitici con dispersi innumerevoli blocchi calcareo-marnosi di forma amigdalare per un intreccio di superfici di stiramento e laminazione che interessa la maggior parte del *membro di Antignano* della *formazione di S. Fiora*. Queste strutture si ripetono per quasi 4 km lungo tutto il litorale di Antignano a sud della villa Carolina, immediatamente al di fuori del limite occidentale del F. 284 "Rosignano Marittimo". In questa località è possibile vedere la grande estensione della struttura a laminazioni amigdalari che ha interessato non solo gli strati argillitici e siltitici ma anche quelli calcareo-marnosi e calcarenitici, talora riducendoli a piccoli blocchi amigdalari disposti in sciami concentrati lungo piani di scorrimento. In qualche caso alcuni di questi blocchi sono costituiti da ofioliti molto mineralizzate (idrotermaliti a vene di anatasio, millerite e reevesite), pure essi a forma amigdalare, ma per i quali va precisata la necessità di un'origine extraformazionale.

Nelle cave di monte Burrone e, ancora meglio, di monte la Poggia è possibile vedere che le grandi pieghe che interessano la *formazione di Monte Morello* sono accompagnate da strutture minori che ne complicano l'insieme con laminazioni e accavallamenti secondari coinvolgenti pacchi di strati di potenze decimetriche.

Per quanto riguarda le strutture coinvolgenti entrambe le formazioni di questa unità, risultano molto evidenti le due pieghe rovesciate ad asse antiappenninico di monte Burrone e di monte la Poggia, interessanti spessori almeno di 400-500 m; meno evidenti, perché ampiamente tagliate da faglie delle fasi tettoniche tardive di distensione, sono invece le due grandi anticlinali del botro Fortulla (con prevalenti direzioni antiappenniniche) e del botro dell'Arancio (con direzioni intorno al nord-sud). Le giaciture delle formazioni di questa unità nei Monti di Castellina Marittima presentano due aspetti contrastanti poiché a rocca Montanino costituiscono una monoclinale a vergenza verso ovest, leggermente e regolarmente ruotante verso SO all'altezza di casa la Chiusa; al poggio di Meleto gli strati della *formazione di Monte Morello* si appoggiano sopra entrambi i membri della *formazione di S. Fiora* con un contatto molto probabilmente per laminazione tettonica.

I rapporti dell'Unità di S. Fiora con il *Macigno* dell'Unità della Falda Toscana non metamorfica sono visibili sia nei Monti Livornesi, sia nei Monti di Castellina Marittima. Nei primi è indicativo il contatto nella zona compresa fra il rio Maroccone e il rio Calignaia. Lungo questo contatto è possibile seguire in più punti, inizialmente, la sovrapposizione del *membro di Antignano* della *formazione*



di *S. Fiora* e, più in alto, la sovrapposizione della *formazione di Monte Morello* anch'essa direttamente sul *Macigno*. Meno chiari sono i rapporti, in questa località ricoperta da fitta macchia mediterranea, fra il *membro di Antignano* e la *formazione di Monte Morello*: data la scarsità di strati a polarità evidente non è stato possibile riconoscere se questa diretta sovrapposizione sul *Macigno* sia da mettersi in relazione con una piega coricata o con un'ampia laminazione alla base dell'Unità di *S. Fiora*.

Nei Monti di Castellina Marittima la sovrapposizione delle formazioni dell'Unità di *S. Fiora* sul *Macigno* è visibile tra i botri la *Fine* e *Mulinaccio*, al tetto dell'affioramento degli strati del Dominio della Falda Toscana di Casciana Terme. Il contatto che corrisponde a questa sovrapposizione è tagliato trasversalmente dalle faglie tardive delle fasi tettoniche di distensione, tuttavia avviene in prevalenza tra il *Macigno* e il *membro del Fortulla* della *formazione di S. Fiora*; solo a sud del poggio di Gola sono gli strati del *membro di Antignano* a sovrapporsi al *Macigno*, mentre quest'ultimo è sormontato dagli strati della *formazione di Monte Morello* per non più di 300 m a nord del poggio di Meleto.

Sulle interferenze delle faglie dirette delle fasi tardive che hanno interessato gli strati di questa unità ci siamo già soffermati nei casi in cui la loro presenza ostacola la comprensione completa delle strutture di quest'ultima. Per quanto riguarda la precisazione delle età delle strutture interne alle formazioni di questa unità tettonica vale il criterio, adottato per le precedenti, cioè che l'unica indicazione disponibile è offerta dal fatto che non possono essere anteriori alle età delle formazioni che le costituiscono (il Cretacico superiore per la *formazione di S. Fiora* e il Paleocene medio per la *formazione di Monte Morello*).

### 3.5. - LE STRUTTURE DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Nei Monti Livornesi l'unico affioramento di questa unità è il *Macigno* che si ritrova, tra il botro Maroccone e il poggio delle Monachine in una monoclinale con tendenza ad un accenno di piegamento con asse NO-SE, ed immersioni verso NE, a sud e verso NO a nord di punta Corbara. Il margine orientale dell'affioramento corrisponde alla faglia di distensione delle Monachine con andamento circa N-S, appartenente alla tettonica postparossismale e quindi posteriore al Miocene superiore; altrettanto dicasi per la faglia del Maroccone, con direzione NO-SE, al limite NE dell'affioramento. Altre faglie, con rigetti che non sembrano superare i pochi metri, sono visibili lungo la costa e lungo le pareti di cava del botro Calignaia. BRACCI & ORLANDI (1990) segnalano la presenza di tre direttrici:

- una "appenninica" interessata, nella zona di Calafuria - Sassoscritto, da mineralizzazioni di tipo filoniano a solfuri di ferro;

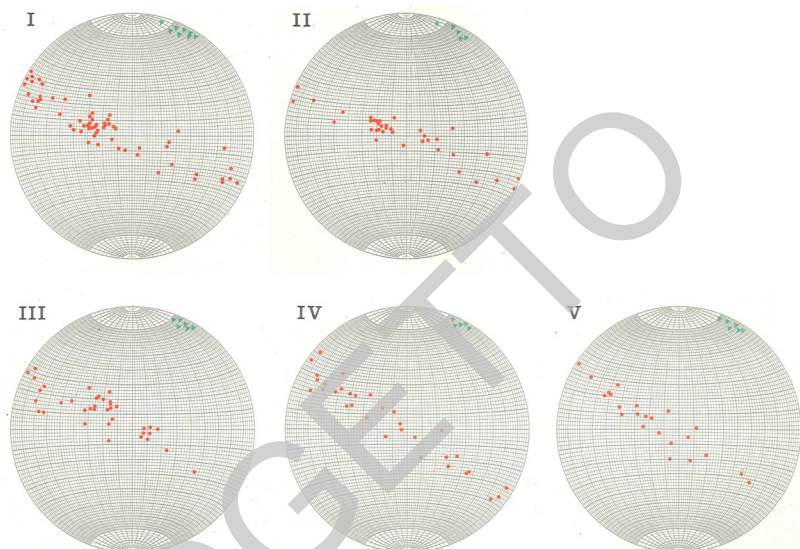


Fig. 30 - Diagrammi di SCHMIDT (emisfero inferiore): triangolini = punti relativi agli assi di pieghe misurati; puntini = poli di stratificazione. Localizzazione dei diagrammi: I - Cava nei Diaspri sotto strada del Poggio alla Fara, II - Cava nel Rosso Ammonitico in sinistra del torrente Borra, III - Cava nei Diaspri in sinistra del torrente Borra, IV - Cava nei Diaspri nel torrente Riguario, V - Cava nei Diaspri nel botro La Fine.

- una N-S probabilmente appartenente a un sistema collegato con le faglie a direzione appenninica che favorivano la risalita di acque idrotermali;
- una direzione “antiappenninica”, con piani di scorrimento molto irregolari e subverticali con strie orizzontali, modesti rigetti e ampie fasce cataclastiche fino ad una decina di metri di spessore. Questo sistema, sulla base delle intersezioni delle strie sui piani di faglia, sembra posteriore alle precedenti e può essere riferito a un meccanismo di trasferimento, secondo le interpretazioni di GIBBS (1984).

Nei Monti di Castellina Marittima gli affioramenti delle formazioni del Dominio della Falda Toscana sono la *Scaglia toscana* e il *Macigno*, che nei dintorni di Gello Mattaccino, sono profondamente interessate dalle faglie delle fasi tardive tali da precludere ogni possibilità di ricostruzione delle strutture precedenti. Un secondo episodio tardivo, ben maggiore, che interessa la successione della dell'Unità tettonica della Falda Toscana al di sopra del *Calcere Massiccio* tra Casciana Terme e i Sassi Bianchi di Chianni è così descritta da DALLAN *et alii* (1969): “... terreni di tipo toscano affiorano come anticlinali con assi SO-NE fortemente dissimetriche e con ribaltamento verso SE. Queste strutture sono troncate in direzione appenninica (NO-SE) da un sistema di faglie i cui piani

hanno immersione verso SO. Le strutture sono ricostruite fino alla formazione delle radiolariti del Giurassico superiore”.

La ricostruzione dell'Unità tettonica della Falda Toscana fino ai *diaspri* (“radiolariti” nella citazione precedente) mostra che la parte superiore è scollata e avanscorsa con strutture fortemente disarmoniche. L'andamento generale della direzione delle strutture è ben evidenziato dai dati mesostrutturali, relativi alla stratificazione e agli assi di pieghe, raccolti in alcune stazioni di misura la cui ubicazione è indicata nella carta geologica. I relativi *stereonet* (Fig. 30) mostrano come la dispersione dei poli della stratificazione avviene lungo un grande cerchio con un asse B perfettamente coincidente con i punti relativi agli assi di pieghe misurati. La direzione di questi assi è all'incirca N20°/N30°. Occorre precisare che gli assi sono relativi a pieghe mesoscopiche a geometria approssimativamente parallela e a stile variabile. Le pieghe sono nettamente asimmetriche con una simmetria a M o a Z con direzione di trasporto verso SE. Non sono stati evidenziati indizi di una fase tettonica precedente a quella che ha prodotto le pieghe misurate, anche se, per confronto con la situazione strutturale a nord dell'Arno, è possibile ipotizzarne la presenza nella successione dell'Unità tettonica della Falda Toscana di Casciana Terme (Fig. 30).

Alcune faglie a direzione appenninica, come quella che passa sotto Casciana Terme, incidono i conglomerati e le argille del Pliocene inferiore per cui la loro attività è da considerarsi contemporanea o posteriore e, di conseguenza, rientrante nell'ambito della tettonica tardiva di distensione. Le faglie, a direzione appenninica, che sono state rintracciate fra il poggio Riguardio e il botro della Fine non tagliano i conglomerati e argille del Pliocene inferiore. Esiste quindi almeno una generazione di faglie appenniniche che ha avuto la sua attività prima del Pliocene inferiore con una direzione a 90° da quella degli assi delle pieghe con al nucleo il *Calcare Massiccio*. Non è improbabile che queste faglie siano contemporanee o comunque associate alla formazione delle pieghe che avrebbero fornito un avanscorrimiento differenziato in vari tronconi. Un significato analogo potrebbe avere la faglia, anch'essa a direzione appenninica, che corre parallela e in sinistra del Borra e che è tagliata nettamente da quella, a direzione N-S, che chiude a NE il pilastro tettonico messo in evidenza dagli affioramenti dell'Unità tettonica della Falda Toscana e la cui attività rientra nella tettonica di distensione.

Per quanto riguarda le faglie “antiappenniniche” queste interessano tutte le formazioni dal *Calcare Selcifero di Limano* fino ai *diaspri*. Le faglie hanno specchi molto ripidi ed è probabile che siano collegate strettamente agli assi delle pieghe a cui corrono parallelamente. MAZZANTI & NENCINI (1986), hanno messo in evidenza questa particolarità della struttura del nucleo dell'Unità tettonica della Falda Toscana di Casciana Terme secondo la quale le tre pieghe che affiorano sarebbero del tipo delle flessure con fianco NO orizzontale, o poco inclinato, e fianco SE verticale, con tendenza al rovesciamento e strappato da una faglia

parallela all'asse. Queste ultime faglie avrebbero il significato di “*décrochements*” e sarebbero le maggiori responsabili della formazione delle flessure stesse, con il vantaggio di ovviare alle difficoltà interpretative legate alla presenza di pieghe ad assi SO-NE in una catena, quale l'Appennino settentrionale, caratterizzato in prevalenza da pieghe NO-SE.

### 3.6. - CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SIN-COLLISIONALE

L'organizzazione del quadro evolutivo che presentiamo in questo capitolo ha richiesto l'esame di strutture sedimentarie e tettoniche di aree più ampie di quelle comprese nei limiti del F. 284 “Rosignano Marittimo”. I rapporti di giacitura tra le Unità Liguri, Subliguri e Toscane, acquisiti attraverso vari eventi deformativi dalla fine del Cretacico inferiore all'inizio del Miocene, si possono osservare, seppure in maniera discontinua, lungo una fascia segnata dal percorso del fiume Cècina, nel tratto tra la Montagnola Senese e il mare Tirreno. Altrove, nella Toscana meridionale, non sono più visibili con altrettanta chiarezza, essendo state le varie Unità Liguri, Subliguri e Toscane smembrate e laminate ad opera della intensa tettonica distensiva postcollisionale, secondo le modalità che hanno condotto alla “serie ridotta” già riproposta in Figura 29. La successione di queste unità nella Toscana meridionale è illustrata nella Fig. 31A. Confrontando questa successione con altre osservate lungo la fascia sopra indicata, è stato costruito un modello che illustra schematicamente i rapporti geometrici, pre-tettonica distensiva, che intercorrono tra le diverse unità alloctone (Fig. 31B). Gli eventi tettonici durante i quali si sono prodotti gli accavallamenti e le deformazioni illustrate nella Figura 31 sono indicati con i numeri dall'1 al 7, cioè dal più antico al più recente; i relativi riferimenti cronologici sono stati ricavati sulla base delle età dei complessi sedimentari di ciascuna unità e di alcune datazioni radiometriche di rocce magmatiche in queste contenute.

La situazione geometrica illustrata in Figura 31A può essere riferita al Miocene inferiore avendo come limite inferiore l'età del tetto del *Macigno* e come limite superiore l'inizio della tettonica distensiva.

In sintesi è possibile constatare che:

- il corrugamento più antico, registrato nelle Unità Liguri affioranti, ha interessato il “basamento” oceanico e parte della sua copertura; come evidenziato dalla giacitura discordante (ma con contatto stratigrafico) della *formazione di Montaione* sui vari termini del *complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli* (serpentiniti, gabbri, basalti, *Diaspri di Monte Alpe*, *Calcicare a Calpionelle*, *Argille a Palombini*). Il riferimento cronologico di questo evento alla base del Cretacico superiore può essere fatto assumendo, come limite più alto, l'età campaniana della base della *formazione di Montaione* e, come limite inferiore,

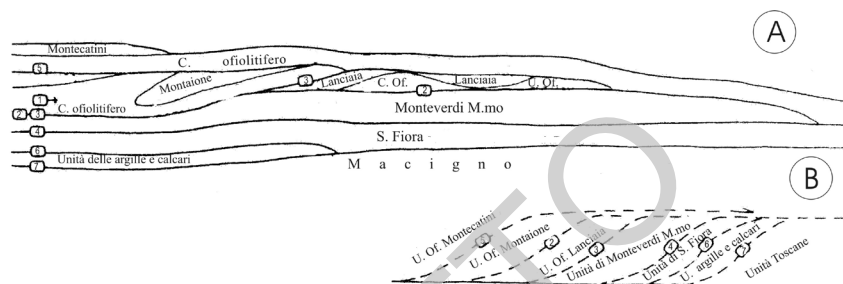


Fig. 31 - Rapporti di giacitura delle unità tettonico-stratigrafiche, dei complessi ofiolitiferi (of) e delle formazioni presenti negli alloctoni Ligure e Subligure della Toscana marittima a sud dell'Arno (A) e loro posizionamento originario (B) (da COSTANTINI et alii, 1995).

l'età delle *Argille a Palombini* che, nella Toscana meridionale, non è mai risultata più recente del Cretacico inferiore.

Il secondo evento porta porzioni di basamento oceanico a sovrapporsi in ambiente sottomarino alla *formazione di Montevedi Marittimo* che determina un'ulteriore tettonizzazione del Complesso ofiolitifero con formazione di estese placche ofiolitiche, più o meno associate alla originaria copertura sedimentaria. Queste placche, accompagnate da un imponente corteo di breccie sedimentarie, si sono riversate nel bacino della *formazione di Montevedi Marittimo*, in un intervallo compreso fra il Paleocene inferiore e l'Eocene basale, interrompendone la sedimentazione. Tale sovrapposizione è sigillata dalla *formazione di Lanciata* la cui base è stata attribuita all'Ypresiano.

La terza fase di corrugamento, l'ultima e più importante fase ligure, può essere assegnata ad un intervallo compreso fra l'Eocene medio e l'Eocene superiore. Essa coinvolge più unità tettoniche: l'insieme Unità ofiolitifera di Montaione - Unità ofiolitifera di Montevedi Marittimo - Lanciata, ormai accavallate l'una sull'altra, invade il bacino di sedimentazione della successione dell'Unità di S. Fiora, interrompendone, alla fine dell'Eocene medio o all'inizio dell'Eocene superiore, la sedimentazione con sovrascorrimenti secondari all'interno delle unità sovrascorse.

Successivamente, ma sempre all'interno dello stesso intervallo temporale, si verifica, al di sopra di queste unità corrugate, il sovrascorrimento dell'Unità ofiolitifera delle *Argille a Palombini* che va a ricoprire tutti i contatti tettonici precedenti, fino a sovrapporsi direttamente all'Unità di S. Fiora (Fig. 31B). Durante questo movimento l'Unità ofiolitifera, delle *Argille a Palombini*, sormontata dall'arenaria di Montecatini Val di Cecina, sradica e ingloba tettonicamente elementi delle unità sottostanti ivi compresi frammenti della *formazione di Lanciata*.

Nel quarto evento deformativo, l'insieme delle unità corrugate in precedenza invade la Zona Subligure interrompendovi la sedimentazione. Il riferimento cronologico di questo evento può essere fatto assumendo come limite inferiore l'età del tetto dei depositi appartenenti all'Unità delle Argille e calcari che in questo settore della Toscana meridionale è stata attribuita, su basi paleontologiche, all'Eocene superiore (GIANNELLI *et alii*, 1965). Il limite superiore non può essere definito con precisione. Una indicazione in questo senso può essere tratta dalla composizione litologica degli olistostromi all'interno del *Macigno* che, indicando una provenienza non solo dalla Unità delle Argille e calcari ma anche dall'Unità di S. Fiora e dalle Unità Liguri soprastanti, sembra confermare l'avvenuto appilamento delle Unità Liguri su quella Subligure.

L'ultima fase di corrugamento documentata nella Toscana meridionale, si riferisce all'accavallamento delle Unità Liguri e Subliguri sul *Macigno* e al corrugamento del Dominio Toscano. L'attribuzione cronologica di questa fase ha come limite inferiore l'età più recente del tetto del *Macigno* della Toscana Marittima (Chattiano superiore - Aquitaniano inferiore) e come limite superiore l'inizio della distensione sul versante tirrenico dell'Appennino settentrionale (Miocene inferiore - medio).

## VI - ELEMENTI DI GEOMORFOLOGIA

L'area del F. 284 "Rosignano Marittimo" può essere scelta a modello dell'aspetto più tipico e frequente nella geomorfologia della Toscana costiera.

In essa si riconoscono:

- a) le due zone montane dei Monti di Livorno e dei Monti di Castellina Marittima, corrispondenti a due pilastri tettonici;
- b) le due zone collinari a media elevazione dell'insieme valli di Fine-Tora e colline Livornesi e Pisane, al centro e settentrione dei monti suddetti e ad est dei Monti di Castellina Marittima; infine le colline dell'alta val di Sterza, confluyente nella val d'Era;
- c) le zone pianeggianti dei terrazzi pleistocenici nelle colline Livornesi e Pisane e nelle piane di Livorno e di Rosignano Solvay;
- d) le zone pianeggianti dei depositi alluvionali olocenici, presenti nelle sezioni medie e inferiori dei corsi d'acqua;
- e) il litorale.

La stretta dipendenza delle zone morfologicamente riconoscibili dalla struttura geologica, che si è andata evolvendo nei caratteri più vicini agli attuali a partire dal Miocene superiore, indica l'impossibilità che siano rimasti residui di strutture geomorfologiche superficiali più antiche del sollevamento principale dell'orogene appenninico.

Nell'insieme i caratteri geomorfologici salienti si possono sintetizzare come una successione di blocchi relativamente rialzati e di altri abbassati, separati da fasce di faglie dirette a prevalente allungamento conforme a quello della catena appenninica. La profondità dei blocchi ribassati in genere non è nota (anche se può raggiungere i 1000 m), a causa del riempimento da parte dei sedimenti provenienti dall'erosione dei blocchi, mano a mano che sprofondavano. Tali

avvenimenti si sono succeduti dal Miocene superiore al Pliocene medio, hanno avuto una pausa durante il sollevamento epirogenetico fino al Pleistocene inferiore, con l'inizio del quale si sono riattivati portando agli sprofondamenti dei bacini del Valdarno inferiore, Livorno e Rosignano Solvay, su direttrici tettoniche che sembrano assai indipendenti dalle precedenti. Con la fine del Pleistocene inferiore il modellamento geomorfologico cessa di essere guidato dai movimenti lungo le faglie ed assumono maggiore rilevanza le grandi oscillazioni del livello del mare legate all'eustatismo glaciale, almeno lungo la fascia più propriamente costiera interessata dai terrazzi eustatici.

Durante le fasi climatiche interglaciali sulle superfici pianeggianti dei terrazzi si determinarono notevoli processi pedogenetici con formazione di suoli, evolutisi verosimilmente nell'interglaciale Tirreniano e nel post-Tirreniano (MAZZANTI & SANESI, 1987).

Le aree caratterizzate dalla presenza di questi paleosuoli indicano assenza di erosione dal Tirreniano.

Al di fuori della fascia, piuttosto ristretta, sottoposta all'abrasione marina, il maggiore agente erosivo attuale è l'azione delle acque meteoriche che agisce con un dilavamento superficiale nelle formazioni in prevalenza argillose e marnose delle colline mio-plioceniche; penetra invece in profondità, fino al substrato argilloso, nelle aree in affioramento sabbiose e arenacee del Pliocene medio e del Pleistocene inferiore.

Di seguito viene descritta l'evoluzione morfologica dei diversi settori dell'area studiata.

## 1. - LA ZONA MONTANA

In realtà i paesaggi montani sono quasi sempre ben lontani dal limite altimetrico dei cinque-seicento metri normalmente indicati per quest'area morfo-fisiografica del paesaggio. Nei Monti di Castellina Marittima e nei Monti Livornesi gli affioramenti delle rocce del Dominio Toscano e quelle del Dominio Ligure sono nettamente separati dalle aree più basse e dolci dei depositi neogenici e dei terrazzi, comunemente indicate come collinari.

Entrambe queste zone "montane" sono caratterizzate da solchi torrentizi notevolmente incisi ma a debole pendenza. Probabilmente ciò è dovuto al fatto che la maggior parte di queste aree fu ricoperta dalla trasgressione del Pliocene inferiore, come testimoniano ancora residui di formazioni basali di questa età fino a quote intorno a 200 m. Dopo la regressione del Pliocene medio - superiore i Monti Livornesi e i Monti di Castellina Marittima sembra che non abbiano subito un sollevamento maggiore di 150 m nei confronti delle zone più depresse del Valdarno inferiore, della valle del Tora-Fine e della Valdera. Gli sbalzi tettonici,



dovuti alle faglie contornanti questi due pilastri nei confronti delle fosse adiacenti, sono così da considerarsi ottenuti principalmente durante il Pliocene inferiore, più per sprofondamento di queste ultime che non per sollevamento delle zone montane.

La trasgressione del Pleistocene inferiore, svoltasi per l'attività di sprofondamenti lungo faglie ha continuato a livellare con i suoi sedimenti quello che doveva essere un paesaggio piuttosto piatto.

I nuovi sollevamenti epirogenetici all'inizio del Pleistocene medio devono essere avvenuti con notevole uniformità, di non più di 150 m. La mancanza di forti sollevamenti successivi e la non ripidità dei profili longitudinali dei corsi d'acqua fin quasi sotto le testate giustifica l'assenza di scalini negli alvei fluviali ed indica il carattere epirogenetico del sollevamento che si è esteso senza differenze troppo marcate su tutta la regione. Ovviamente i fianchi vallivi risentono della natura litologica, essendo più ripidi nelle formazioni calcaree del Dominio Toscano e in quelle ofiolitiche del Dominio Ligure; tutti sono comunque ricoperti da vegetazione più o meno folta che diventa boschiva in corrispondenza di affioramenti marnosi e arenacei. Il bosco è la vera vocazione di queste aree "montane" e la sua utilità per difesa dalle frane, in specie in corrispondenza delle formazioni in prevalenza argillitiche del Dominio Ligure, va tenuta sempre presente per evitare degni difficilmente riparabili.

## 2. - LA ZONA COLLINARE

Il paesaggio delle colline nelle quali affiorano in prevalenza sedimenti argillosi (sia del Miocene superiore che, in prevalenza, delle *Argille Azzurre* plioceniche), si caratterizza per la sua scarsità di vegetazione arborea. È questo un paesaggio da ritenersi, malgrado la scarsità d'insediamenti umani isolati, come un esempio caratteristico dei risultati di un'antropizzazione di basso livello produttivo. Per la mancanza d'acqua e la scarsa redditività di quasi tutti i tipi di colture agricole, questo paesaggio è un esempio emblematico dei risultati ai quali possono condurre le attività umane nello sfruttamento di una zona. In origine anche questo paesaggio doveva essere ricoperto da un manto di bosco che, se non raggiunte verosimilmente mai le caratteristiche della fustaia, dovette avere quelle tipiche della macchia mediterranea in buone condizioni di sviluppo, che attualmente si trovano sopra le stesse *Argille Azzurre* del piccolo bacino del rio Paganello al piede del versante occidentale dei Monti Livornesi. Quest'ultima località, per cause probabilmente dovute alla difficoltà del collegamento con zone meno impervie, è sfuggita alla deforestazione tanto che TARGIONI TOZZETTI (1768) già notava presentare caratteristiche di erosione notevolmente meno accentuate di quelle degli stessi terreni delle colline Pisane.

Il paesaggio delle *Argille Azzurre* è da considerarsi uno dei più tipici di antropizzazione che, dopo la mietitura estiva e il successivo incendio delle stoppie, rasenta la “desertificazione”. Il rinnovato ricorso alla pratica di aratura del “rittochino”, giustamente additata come deleteria per la stabilità dei versanti fin dagli studi degli Accademici dei Georgofili del XVIII secolo, dovuta, a partire dagli anni ‘60, all’uso dei trattori e alle condizioni del loro più economico impiego, ha profondamente peggiorato la stabilità dei versanti in *Argille Azzurre*, dove sono comunissimi fenomeni di ruscellamento diffuso e altri di erosione di massa come soliflussi e frane, particolarmente di scoscendimento e colamento. Questi fenomeni, essendo molto superficiali, variano di posizione di anno in anno per cui la loro mappatura rimane problematica. Con tutto ciò, malgrado la presenza di ampi affioramenti di *Argille Azzurre* e di formazioni ampiamente argillose del Messiniano, è ancora esente dallo sviluppo di calanchi, probabilmente perché non è più interessato dal sollevamento tettonico registrato, invece, dai terrazzi glacio-eustatici del Pleistocene medio (MAZZANTI, 1984).

Nelle colline Pisane il paesaggio collinare delle sabbie è quello più diffuso, e di conseguenza anche quello più caratteristico. Vi contribuiscono la *formazione di Villamagna* e tutte le formazioni del Pleistocene inferiore. I versanti in sedimento nudo (e quelli a pedogenesi superficiale) delle formazioni sabbiose, tenuto conto della giacitura in genere poco discosta dall’orizzontale, hanno la caratteristica di venire erosi mantenendo le superfici suborizzontali del letto degli strati e dei banchi e quelle verticali o subverticali delle loro testate. Si genera così una morfologia a gradini, accentuata dalla presenza di alcune intercalazioni più argillose che assumono forme dolci ma esasperano, favorendone la maggiore erosione al piede, la ripidità delle pareti sabbiose che si trovano a sovrastarle. Questa accentuazione di una morfologia a gradini, con pareti verticali (dette “balze”) e lunghi declivi suborizzontali, è favorita dalla diversa permeabilità fra le sabbie (notoriamente permeabili) e le argille (impermeabili anche se, dopo le stagioni asciutte, durante le quali “seccano” per evaporazione dell’acqua di imbibizione, al ritorno delle piogge autunnali, possono assumere notevoli quantità di acqua nei primi 1-2 metri superficiali). Questo tipo di morfologia è invece contrastato dai detriti, che si formano facilmente e velocemente su queste litologie granulari e a scarsa cementazione, dalle frane, dagli sbancamenti artificiali, ecc.

L’influenza umana su questo tipo di paesaggio è stata notevolissima: ha fornito acqua sufficiente (almeno per gli usi limitati dei periodi storici passati), “balze” adatte alla difesa e facilmente fortificabili, aria salubre, ricchezza di boschi e di superfici lavorabili proficuamente. La foresta originaria, che doveva ammantare tutte queste colline, è stata limitata quasi ovunque alle pareti con pendenze non adatte alle lavorazioni agricole: nelle zone più elevate sono sorti gli accentramenti umani più importanti, favoriti dall’estrema facilità con la quale era possibile scavare nelle sabbie per creare ricoveri freschi in estate e tiepidi in inverno. Questa

rete di cunicoli e di ambienti sotterranei che si intreccia nel sottosuolo di tanti paesi delle colline Pisane e Livornesi, per vetustà di scavo, nel generale abbandono e per le infiltrazioni di acque, mina in molti casi la stabilità di edifici e di interi quartieri. Il fenomeno ovviamente non va confuso con i dissesti naturali quali le frane, favorite più che altro dalla presenza di sottili intercalazioni argillose nelle sabbie prevalenti.

Un altro motivo di disordine dei versanti in questo paesaggio prevalentemente sabbioso è la diffusione della gradonatura che fu realizzata nel passato per l'impianto di oliveti e di frutteti. Oggigiorno, con l'abbandono della manutenzione dei terreni, questa struttura artificiale dei versanti sta diventando pericolosa per le frane che, sia pure superficiali, arrivano a porre allo scoperto il sedimento nudo in zone dove doveva esistere una coltre di suolo e di vegetazione spontanea non più presenti e che sarebbe opportuno cercare di rigenerare.

### 3. - LE ZONE PIANEGGIANTI

Sono le zone degli affioramenti quaternari, che mostrano sempre superfici superiori pianeggianti o a debolissima inclinazione, sia se rappresentate dagli affioramenti delle formazioni del Pleistocene inferiore, nelle quali si ha motivo di ritenere non si siano mai conservate le antiche superfici di regressione (MAZZANTI, 1984), sia se rappresentate dai terrazzi del Pleistocene medio e del Pleistocene superiore. Agli affioramenti di questi sedimenti pleistocenici si aggiungono i sedimenti fluviali olocenici, limitati a tratti piuttosto stretti intorno ai corsi d'acqua maggiori.

### 4. - IL LITORALE

Il litorale corrisponde a una costa rocciosa, salvo limitatissime spiagge "a tasca" situate allo sbocco dei torrenti maggiori. Questi ultimi le riforniscono di ghiaie, ma la maggiore quantità di sedimenti deriva dallo smantellamento delle paleodune formate durante la regressione marina tirreniana. La costa rocciosa forma una falesia in corrispondenza degli affioramenti del *Macigno* e delle ofioliti, meno ripida in corrispondenza delle *Argille a Palombini*, mentre si abbassa in corrispondenza delle *calcareniti di Castiglioncello*. La resistenza all'erosione marina è ottima sulle coste rocciose, mentre in alcune delle piccole spiagge a tasca risente di riflessioni negative dell'ondazione dovute alla formazione di pennelli costruiti per aumentare la sicurezza delle imbarcazioni ormeggiate al riparo.

PROGETTO  
CARG

## VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA

### 1. - MINIERE E CAVE

Le concentrazioni maggiori di minerali si trovano associate alle serpentiniti giurassiche ed alle evaporiti messiniane e sono reperibili soprattutto dove l'attività estrattiva ha evidenziato importanti affioramenti rocciosi. Nelle serpentiniti compaiono, tra l'altro, numerosi filoni a magnesite con dolomite, calcedonio, opale, pirite, marcasite, cinabro, wolchonskoite e melanoflogite come minerali accessori. Nelle evaporiti messiniane si trovano cristalli di gesso particolarmente interessanti per dimensione e limpidezza.

L'attività mineraria, documentata per l'estrazione degli alabastri a Migliarino fin da epoca etrusca (BOSSIO *et alii*, 1978) e per l'estrazione della magnesite a Castiglioncello dalla seconda metà del XIX secolo (SAVI & OROSI, 1864), è attualmente abbandonata.

L'attività di cava, fortemente diminuita nell'ultimo decennio per le leggi sulla tutela ambientale, ha interessato i torrenti Marmolaio per i gessi e Gabbro per le marne salmastre, entrambi del Messiniano. Oltre a queste località, vengono autorizzate temporanee aperture di "cave di prestito" con l'impegno di restaurare l'area di cava ad attività terminata. Due di questi restauri sono degni di nota perché eseguiti magistralmente: il rimboschimento a *Pinus pinaster* della cava di calcare di Rosignano all'Acquabona e il riassetto con le marne delle *argille e gessi del Fiume Era Morta* della cava di gessi al di sotto della fattoria di Popogna Nuova. Il primo ha consolidato, ormai da oltre cinquant'anni, un poggio "scorticato" a gradoni ben condotti che attualmente presentano ottime strutture delle barriere coralline del *calcare di Rosignano*; il secondo è stato eseguito tanto magistralmente che rischia di trarre in inganno il geologo non informato

che in quel sito fu cavato il gesso fino agli anni '50 del XX secolo. Al di fuori di questi due buoni esempi la situazione delle numerose cave abbandonate (prevalentemente nelle formazioni calcaree e arenacee del Dominio Toscano e in quelle calcareo-marnose e serpentinitiche del Dominio Ligure) è tutt'altro che buona. Il ripristino si limita, e non sempre, al disgaggio dei materiali pericolanti e alla chiusura dell'accesso principale per impedire l'accumulo di immondizie, che vengono comunque scaricate per mancanza di una vigilanza costante.

PROGETTO  
CARG

## EXTENDED ABSTRACT

The sheet 284 “Rosignano Marittimo” of the Geological Map of Italy, at 1:50,000 scale, is located in the central - western part of Tuscany region within the Livorno and Pisa Provinces. The geological map was realized through a convention between the “Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali” at the present ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale ) and the CNR (National Research Council). The geological map has been surveyed on a former map at the scale 1:25,000 with the coordination first by R. Polino (IGG - CNR) and successively by P. Messina (IGAG - CNR)

### 1.- GEOLOGICAL SETTING

The sheet 284 ”Rosignano Marittimo” is located in the central - western part of Tuscany region where a portion of Apennine chain was formed during the Oligocene when occurred the collision between European and Adria microplate, followed, in the Lower Miocene, by a postcollisional tectonic phase. During the pre- and syn-collisional tectonic phases, several thrusts formed the Apennine chain with Ligurid Units, pertain to Tethyan oceanic realm, overthrusting the Tuscan Unit during the Upper Cretaceous to Upper Eocene.

In the sheet 284 ”Rosignano Marittimo” the Ligurid Units are represented upwards by S. Fiora tectonic Unit, followed by Ophiolitic tectonic Unit of Monteverdi Marittimo - Lanciaia, by Ophiolitic tectonic Unit of Montaione and by Ophiolitic tectonic Unit of *Argille a Palombini*. During the Oligocene time along the Adria margin an orogenic system “thrust - foredeeps”, was formed

migrating eastward.

The actual structural framework is due to the post-collisional deformations which, during the Neogene and the Quaternary times, generated the collapse of this large sector of the Apennine chain.

The distensive deformative events start initially between the Lower Miocene - Upper Tortonian and successively between the Upper Tortonian and the middle Pleistocene. During these tectonic phases, listric faults originated a N-S to NW-SE subparallel rift systems.

## 2. - TECTONIC AND STRATIGRAPHIC UNITS

### 2.1. - TUSCAN DOMAIN

Tectonic Unit of Tuscan Nappe - In the sheet 284 "Rosignano Marittimo" the Tuscan domain is represented by the tectonic Unit of the non metamorphic Tuscan Nappe. Several formations, which outcrop at Cascina Terme, Castellina Marittima Mountains and near Calafuria on the Tyrrhenian coast, are about 900m thick. The lowermost formations is represented by the *Calcarea Massiccio* of Hettangian - Sinemurian age deposited in a platform environment. This formation was followed by marine sediments of deeper environments, formed either along the continental scarps or ocean plain, represented by carbonate and calcareous-siliceous muds (i.e., *Rosso Ammonitico* and *Calcarea Selcifero di Limano*). Afterwards, the deposition of carbonate and clay sediments produced the *Calcari e Marne a Posidonia* formation, which were followed by the *Calcari Selciferi della Val di Lima*, the *diaspri* formations derived by deep marine sedimentation of siliceous micro-organisms (radiolarians), and the *Maiolica Fm.* derived from the biochemical precipitation of carbonate muds. Of this latter formation, only few blocks are visible in a quarry. The end of the Cretaceous prevalently shale sediments were deposited in a deep sea environment, then giving rise to the *Scaglia toscana* represented in the sheet 284 "Rosignano Marittimo" mainly by *membro delle argilliti di Brolio*. In deep ocean troughs representing the foredeeps of the forming Apennine orogenic chain front, the prevalently turbiditic sandstone rocks of the Macigno formations were deposited in the Oligocene - Lower Miocene.

### 2.2. - LIGURIAN DOMAIN

The formations of Ligurian Domain outcropping in the sheet 284 "Rosignano Marittimo" belong to four tectonically superimposed units .:



- the ophiolitic tectonic units of the argille a palombini is the higher tectonic unit of the Ligurian Domain. The outcrops are very limited and are present only at Poggetto di Nibbiaia. in the Leghorn Mountain and at Carcivisoli and at Strido house in the Castellina Marittima Mountains;

- ophiolitic tectonic units of Montaione, is composed by the *Montaione fm.* and the underlying ophiolitic complex of the Poggio di Montecarulli. In the sheet 284 "Rosignano Marittimo" the *Montaione fm.* is the only one outcropping in Leghorn mountains. This formation of Cenomanian age is composed by thin grey marlstones alternating with grey-brown arenaceous silstones and with a few fine grained limestones. The lacking of the ophiolitic complex of the Poggio di Montecarulli is probably due to a process of tectonic lamination;

- ophiolitic tectonic units of Monteverdi Marittimo - Lanciana is composed by a large number of formations. All the formations of this tectonic unit outcrop either in the Livorno mountain and in the Castellina Marittima mountains.

The *argilliti e calcari di Poggio Rocchino fm.* of Campanian - Maastrichtian age are represented mainly by grey thin bedded siltstones and claystones with associated marlstones and fine grained sandstones. The *Monteverdi Marittimo fm.* is composed mainly by marlstones, calcilutites (micrites and biomicrites) and minor sandstones, and marly micro conglomerates. The *Monteverdi Marittimo fm.* thickness is about 70-90 meters and its age is Santonian - lower Campanian.

The ophiolitic complex of Montecastelli of upper Jurassic to lower Cretaceous age, extensively outcrop in the Livorno Mountains and Castellina Marittima mountains. The ophiolitic complex of Montecastelli is composed at the base by different types of magmatic rocks mainly serpentinites, gabbros and basalts. The magmatic rocks are covered by a sedimentary sequence starting with the *diaspri di Monte Alpe fm.* composed by red and dark green radiolarites and siliceous argiloscists 20 meters thick, deposited between the upper Callovian and the lower Barresian. The sedimentary sequence continues with the deposition of *Calcare a Calpionelle fm.*, represented by whitish marly calcilutites and pelites up 110 m. thick, of Barresian - Valanginian age. The *Argille a Palombini fm.* composed mainly by dark grey calcilutites, some hundred meters thick of lower Cretaceous (Valanginian - lower Berramian), was deposited on the *Calcare a Calpionelle fm.* The *Lanciaia fm.*, 200 meters thick (lower - middle Eocene) is the most recent formation of the ophiolitic complex of Montecastelli and is composed by four different lithofacies. The basal lithofacies containing mainly sandstones rich in ophiolitic clast and ophiolitic breccias is the most widespread. Marlstones dominated in the uppermost lithofacies.

- The tectonic unit of S. Fiora is composed by two formations: the *S. Fiora fm.*, representing the base, and the *Monte Morello fm.*, which represent the upper part of this tectonic unit. The ages of the two formations, some hundred meters thick, is considered of lower - middle Eocene. The *S. Fiora fm.* is subdivided

in two members: the *membro di Fortulla* is formed mainly by red and green manganeseiferous claystones, and the *membro di Antignano* with mainly siltstones, dark grey manganeseiferous claystones with minor, very fine grained, calcarenites

The *Monte Morello fm.* is composed by a succession of fine grained sediments with predominance of grey limestones, sometimes marly, marlstones and claystones.

### 3. - THE NEOGENE - QUATERNARY SUCCESSION OF TYRRHENIAN SIDE OF THE NORTHERN APENNINES

#### 3.1. - THE MIOCENE FORMATIONS

The sheet 284 "Rosignano Marittimo" was interested, starting in the Upper Tortonian, by a strong post-collisional extensional phase generating several sedimentary deposits up to Olocene. The main sedimentation took place in the Miocene - Pliocene Tora-Fine basin and in the smallest areas of Volterra basin, in the SW Valdarno basin and in the northern part of Castiglioncello basin where only quaternary sediments are present.

The Miocene stratigraphic succession in the sheet 284 "Rosignano Marittimo" starts with *Castello di Luppiano fm.* composed by about 100 m thick of alluvial conglomerates rich in clasts coming from Ligurian Domain. The *Torrente Fosci fm.*, largely outcropping in the western part of Volterra Basin, is in conformity superimposed at the *Castello di Luppiano fm.* The *Torrente Fosci fm.* is mainly formed by grey clays with intercalations of conglomerates and sandstones and rare lignite levels. The deposition of this formation began in a lacustrine environment passing in the upper part at the brackish lagoon environment. The age of the formation is upper Tortonian and the thickness is very variable from a few meters up to about 300 metres. In the lower Messinian the *calcare di Rosignano fm.* starts with the deposition of conglomerates followed by up to 100 meters of corals and red algal reefs. On the reef facies, stratified limestones of lagoon environments, 30 meters thick are deposited. In the *Calcari di Rosignano fm.* small patch-reef and terrigenous sediment of alluvional conoides are recognized. The *Torrente Raquese fm.* outcrop along the western and south-western margins of the Tora - Fine basin and in the Livorno Mountains. The formation deposited during the pre-evaporitic lower Messinian on a marine platform, is composed by 35-200 meters of laminar clay with rare sand intercalations. The *Tripoli di Paltratico fm.* outcrops only along the western flank of the Tora-Fine basin, between Cordecimo and Migliarino. This formation deposited during the upper Messinian in an environment with high salinity, is formed by 5-10 meters of thin silt-sand strata

containing bad preserved fossils and nodular black chert. The *Rio Sanguigna fm.* outcrops only along the western flank of the Tora-Fine basin, between the Savalano creek and Giunca ditch. This upper Messinian formation is represented by 120 meters of poorly cemented shallow water turbidites. The *argille e gessi del Fiume Era Morta fm.* outcrops along the western and southern borders of the Tora-Fine basin, in the Livorno Mountains and in the Sterza valley. This upper Messinian formation, deposited in a lake-sea environment, is represented by about one hundred meters of stratified clay, marly-sandy clay, with intercalated bed and banks of gypsum. The *conglomerati di Ulignano fm.* crops out only along the left side of the Sterza valley and at NE of Chianni in conformity on the *argille e gessi del Fiume Era Morta* and in unconformity on the *argille del Torrente Fosci* and on the different formations of Ligurian Domain. This upper Messinian formation, deposited in a deltaic lacustrine environment, is represented by about one hundred meters of conglomerate beds one meter thick separated by thin marly layers. The *calcareniti di Poggio di Riparossa fm.* crops out mainly in the homonymous locality where stay on the *conglomerati di Ulignano*. This upper Messinian formation, less the 10 meters thick, is composed mainly by oosparitic limestones with intercalations of siltstones in the lower part and calcilutites in the upper part.

### 3.2. - PLIOCENE FORMATIONS

The Pliocene trasgression begins with the *conglomerati di Gambassi Terme* outcropping on the northern part of the Castellina Marittima Mountains (Casciana Terme). This lower Pliocene (Zanclean) formation, deposited in a marine river mouth environment, is represented by about 50 m. of pebbles derived by the formations of Ligurian Domain and Tuscan Domain, and indicates that at the beginning of trasgressive cycle the mesozoic area of Casciana Terme was exposed. The *conglomerati di Collemontanino fm.*, which crops out on the NE border of Castellina Marittima Mountains are characterized by the presence of pebbles derived only from the formations of Tuscan Domain. This lower Pliocene (Zanclean - Piacentian) formation deposited in a coastal marine environment is composed by up to 30 meters of pebbles with a maximum diameter of 10 cm.

The *calcareniti di S. Mariano fm.* crops out on the eastern border of the Castellina Marittima Mountains where transgressively rests on the *conglomerati di Ulignano*. The lower Pliocene *calcareniti di S. Mariano fm.* deposited in the littoral environment, are composed by about 25 m. of packstone-grainstone limestones passing gradually upward to the *sabbie di San Vivaldo*.

The *sabbie di San Vivaldo fm.* is a widespread formation, up to 50 m. thick, composed by coarse sands with rare pebbles at the base.

The *Argille Azzurre Fm.* extensively crops out in the Tora-Fine basin and in the neighbouring Volterra basin. The *Argille Azzurre Fm.* stays in conformity on the upper Messinian and lower Pliocene sediments, indicative of a transgressive tectonic phase due to a distensive collapse of Tyrrhenian area. This Zanclean - Piacentian formation of neritic-bathyal marine environment, well dated for the locally presence of mollusc, is composed by 900 m. of unstratified gray-light blue clay and silty clay, sometimes marly. In some localities, yellowish coarse-medium grained sands, with lenticular attitude, from 30 to 150 m. thick, are present (*sabbie di Mazzolla*).

The *Villamagna fm.* crops out extensively in the northern part of the area located between the Tora-Fine and Volterra basins. This Piacentian formation, rich in macrofossils, deposited in marine littoral and brackish - lagoon is composed by about one hundred metres of thick beds of conglomerates passing in the higher parts to peat clay.

The *biocalcarenti di Parlascio fm.* outcrops between S. Ermo and Parlascio localities and rest respectively on the *conglomerati di Gambassi Terme*, on the *conglomerati di Collemontanino* and on the *Argille Azzurre*. This Piacentian formation deposited in the neritic environment is composed by up to 15 m. of well cemented yellowish Amphistegina biocalcarentes with, in the upper part, several bioturbated intercalations of decimetric levels of clayey or sandy limestones.

### 3.3. - QUATERNARY FORMATIONS

For the Quaternary formations the same subdivision proposed for the neighboring already published sheets 285 "Volterra" and 295 "Pomaranche" is used.

The marine formations of lower Pleistocene age mapped in the Livorno and Pisa hills are: *Morrone fm.*, *argille e limi di Vigna Nuova di Peccioli fm.*, *sabbie di Nugola Vecchia fm.*, *conglomerati di Ceppato fm.*

The marine formations of lower Pleistocene age mapped in the Castiglioncello - S. Vincenzo basin are: *conglomerati di Villa Magrini fm.*, *calcari di Montescudaio fm.*, *sabbie delle Fabbriche fm.*, *Bibbona fm.* and the *membro di Casa Saracino*.

The *sabbie di Nugola Vecchia fm.* in the Livorno and Pisa hills and the *calcari di Montescudaio fm.* in the Castiglioncello - San Vincenzo basin are the last formations showing an important sedimentary thickness more than 50 m. The marine and continental formations deposited starting to the middle - upper Pleistocene are characterized by a little thickness of sediments generally less 10 m. The older formations of the middle Pleistocene are the *conglomerati di Villa Corridi fm.*, *casa Poggio ai Lecci fm.* and the *sabbie di val di Gori*. During the upper Pleistocene, the *calcarenti di Castiglioncello* (*Panchina Auctt.*), the

*conglomerati di Rio Maggiore fm.*, the *sabbie di Donoratico fm.* and the *Vicarello fm.* are the main sedimentary deposits outcropping in the sheet 284 "Rosignano Marittimo". Continental recent and actual sedimentary deposits are represented by the travertini at Casciana Terme, by the alluvial deposits, sometime terraced, and by slope deposits.

PROGETTO  
CARG

## BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *The geosyncline concept and the Northern Apennines*. Sediment. Geol., vol. spec. **1970/4**, 625-636.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & SERRI G. (1980) - *Excursion E, Southern Tuscany Ophiolites*. Field excursion guide book, G.L.O.M.
- AGIP MINERARIA (1959) - *Microfacies italiane (dal Carbonifero al Miocene medio)*. San Donato Milanese.
- AIELO E., BARTOLINI C., GABBANI G., MAZZANTI R., PRANZINI E. & VALLERI G. (1982) - *Morfologia e geologia delle Secche di Vada (Provincia di Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 339-368.
- AMBROSETTI P., ARIAS C., BIGAZZI G., BONADONNA F.P., DE GIULI C., GIROTTI O., KUKLA G., JACCARINO S., MALATESTA A., MAZZANTI R., RADICATI DI BROZOLO F. & TREVISAN L. (1975) - *Guide book Meeting of the I.N.Q.U.A. subcommission on mediterranean and black sea shorelines*. Pisa, 31 pp.
- ALIOTO M.N. & SANESI G. (1987) - *I paleosuoli dei terrazzi quaternari della fascia costiera compresa tra Castiglioncello e San Vincenzo (Toscana Marittima)*. I caratteri morfologici ed analitici. Suppl. I Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, **7**, 29-35.
- ANDRI E. & FANUCCI F. (1973) - *Osservazioni sulla litologia e stratigrafia dei Calcari a Calpionelle liguri (Val Graveglia, Val di Vara)*. Bol. Soc. Geol. It., **92** (1), 161-192.
- ANDRI E. & FANUCCI F. (1975) - *La risedimentazione dei Calcari a Calpionelle liguri*. Boll. Soc. Geol. It., **164**, 267-280.
- ANDRI E. & FANUCCI F. (1980) - *Caratteri sedimentologici e inquadramento paleogeografico di alcune serie pelagiche giurassico-cretacee. I Diaspri di Monte Alpe (Liguria orientale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **87**, 39-59.
- ARIAS C., BIGAZZI G. & BONADONNA F.P. (1980) - *Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia Appenninica*. Contributi alla Carta Neotettonica d'Italia, III. Progetto Finalizzato Geodinamica-Sottoprogetto Neotettonica, **356**, 1441-1448.
- BACCI A., MALATESTA A. & TONGIORGI E. (1939) - *Di una formazione glaciale rissiana riscontrata a Livorno nei sedimenti della fase costruttiva del ciclo tirreniano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **48**, 74-85.
- BALDI P., BERTINI G., CAMELI G.M., DECANDIA F.A., DINI I., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1994) - *La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana Meridionale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1994/1**, 139-150.
- BALESTRI M. & SAMMARTINO F. (1987) - *Nuovi ritrovamenti di Mammiferi Fossili nel Pleistocene dei Monti Livornesi*. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **8**, 183-190.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Mem. Soc. Geol. Ital., **35**, 237-310.
- BARBERI F. & INNOCENTI F. (1967) - *Le rocce selagitiche di Orciatice e Montecatini in Val di Cècina*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **74**, 139-180.
- BARBERI F., INNOCENTI F. & RICCI C.A. (1971) - *Il magmatismo nell'Appennino centro settentrionale*. Rend. Soc. It. Mineral. Petr., **27**, 169-210.
- BARSOTTI G., FEDERICI P.R., GIANNELLI L., MAZZANTI R. & SALVATORINI G. (1974) - *Studio del Quaternario livornese, con particolare riferimento alla stratigrafia ed alle faune delle formazioni del Bacino di carenaggio della Torre del Fanale*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 425-495.
- BARTOLE R. (1995) - *The North Tyrrhenian-Northern Apennines post-collisional system: constrain for a geodynamic model*. Terranova, **7**, 7-30.
- BARTOLETTI E., BOSSIO A., ESTEBAN M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G., SANESI G. & SQUARCI P. (1986) - *Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo in relazione alla carta geologica alla scala 1:25000*. Suppl. I Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **6**, 33-127.
- BARTOLINI C., BERLATO S. & BORTOLOTTI V. (1975) - *Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany*. Sediment. Geol., **14** (2), 77-122.
- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution to the study of*

- the deep lithospheric profiles: deep reflecting horizons in Larderello-Travale Geothermal Field.* Mem. Soc. Geol. It., **19**, 477-484.
- BEDINI E., BERTOLINI N., BRASCHI S., COTROZZI S., GANI P. & NICCOLI M.A. (1981) - *Dati preliminari sull'età della comparsa di Arctica islandica nella zona di Collesalveti (Pisa).* Geograf. Fis. Dinam. Quat., **4**, 135-137.
- BENVENUTI M., BERTINI A., CONTI C., DOMINICI S. & FALCONE D. (1995) - *Analisi stratigrafica e paleoambientale integrata del Pliocene dei dintorni di San Miniato.* Suppl. 1 Quad. Mus. Storia Nat. Livorno, **14**, 29-49.
- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica tra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche.* Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/1**, 155-178.
- BIANUCCI G.P. & SAMMARTINO F. (1978) - *Manufatto di tipo Acheuleano evoluto rinvenuto a Monte Burrone (LI).* Preistoria d'Italia alla luce delle ultime scoperte, **1**, 23-25.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., CIONI R., LEONE G., SBRANA A. & ZANCHETTA G. (1994) - *Nuovi dati geochimici, petrografici e geocronologici su alcune cineriti Plio e Pleistoceniche del Lazio e della Toscana.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**, 137-150.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1973) - *Fission track ages of zircons and apatites from Northern Apennines Ophiolites.* Fortschr. Mineral., **50** (3), 51-53.
- BIGAZZI G., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1972) - *Fission track ages of gabbros from northern Apennines ophiolites.* Earth and Planetary Sciences Letters, **14**, 242-244.
- BLANC A.C. (1953) - *Plage Tyrrhénienne et dunes fossiles de la Buca dei Corvi (Castiglioncello).* IVème Congrès International pour l'étude du Quaternaire, Roma-Pisa, 7-13.
- 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.* Atti del Conv. "Rapporti Alpi-Appennino", Polino R. & Sacchi R. Editori. Scritti e Docum. dell'Accad. Naz. delle Scienze, **14**, 229-262.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995b) - *Le fasi compressive neogenico-quadernarie nell'Appennino settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento.* Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**, 51-72.
- 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.* Annales Tectonicae, **6**, 214-230.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and palaeogeographic reconstruction of the peri-Thyrrhenian area during the Neogene.* Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **77**, 41-50.
- BOCCALETTI M., FAZZUOLI M. & MANETTI P. (1975) - *Caratteri sedimentologici del Calcare Massiccio a Nord dell'Arno.* Boll. Soc. Geol. It., **94**, 377-405.
- BOCCALETTI M., GIANELLI G. & SANI F. (1997) - *Tectonic regime, granite emplacement and crustal structure in the inner zone of the Northern Apennines (Tuscany, Italy): a new hypothesis.* Tectonics, **270**, 127-143.
- BOCCALETTI M. & MANETTI P. (1972) - *Caratteri sedimentologici del Calcare massiccio della Toscana a Sud dell'Arno.* Boll. Soc. Geol. It., **91**, 559-582.
- BONINI M. & MORATTI G. (1995) - *Evoluzione tettonica del bacino neogenico di Radicondoli-Volterra (Toscana meridionale).* Boll. Soc. Geol. It., **114**, 549-573.
- BORRI C. (1913) - *Sulla costituzione geologica dei terreni di Bagni di Casciana.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **29**, 239-285.
- BORSI S., FERRARA G. & TONGIORGI E. (1967) - *Determinazione con il metodo K/Ar dell'età delle rocce magmatiche della Toscana.* Boll. Soc. Geol. It., **86**, 403-410.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa alla carta della distribuzione geografica della Formazione*

- di Monte Morello (Alberese). Boll. Soc. Geol. It., **83** (4), 155-190.
- BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. 1 - La Linea Livorno-Sillaro*. Boll. Soc. Geol. It., **85** (2), 529-540.
- BORTOLOTTI V., CORTESOGNO L., GIANELLI G., PICCARDO G.B. & SERRI G. (1976) - *I filoni basaltici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale e il loro significato nella formazione del bacino oceanico ligure*. Ofioliti, **1**, 331-364.
- BORTOLOTTI V. & LAZZERI L. (1964) - *Sulle giaciture delle rocce della serie ofiolitica nelle zone di Gambassi e dell'Impruneta (Firenze)*. Boll. Serv. Geol. It., **85**, 11-22.
- BOSCHIAN G., BOSSIO A., DALL'ANTONIA B. & MAZZANTI R. (2006) - *Il Quaternario della Toscana Costiera*. In "Studi costieri", **12**, 207 pp.
- BOSELLINI A. (1973) - *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretaceo, sue possibili applicazioni agli Appennini*. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Accad. Naz. Lincei, Quad. **183**, 163-205.
- BOSSIO A., BRADLEY F., ESTEBAN M., GIANNELLI L., LANDINI W., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1981a) - *Alcuni aspetti del Miocene superiore del Bacino del Fine*. IX Convegno della Società paleontologica italiana, Pisa, 21-53.
- BOSSIO A., CERRI R., COSTANTINI A., GANDIN A., LAZZAROTTO A., MAGI M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SAGRI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992) - *B4 - I bacini distensivi neogenici e quaternari della Toscana*. 76ª Riunione estiva S.G.I. - Convegno SIMP (Firenze 21-23 settembre 1992), 199-277.
- BOSSIO A., CERRI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1996a) - *Geologia dell'area Spicchiola-Pignano (settore orientale del Bacino di Volterra)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 393-422.
- BOSSIO A., COSTANTINI C., FORESI L.M., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G., SANDRELLI F. & TERZUOLI A. (1998). *Neogene-Quaternary sedimentary evolution in the western side of the Northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **102**, 513-525.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 17-98.
- BOSSIO A., ESTEBAN M., GIANNELLI L., LONGINELLI A., MAZZANTI R., MAZZEI R., RICCI LUCCHI F. & SALVATORINI G. (1978) - *Some aspects of the Upper Miocene in Tuscany*. Messinian Seminar N. 4 (Rome, October 9-14, 1978); field trip guidebook, Pisa, 1-88.
- BOSSIO A., ESTEBAN M., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1991a) - *Ipotesi di correlazione tra facies sedimentarie del Miocene superiore dei bacini compresi tra il Valdarno inferiore e la Val di Cècina*. Riassunti del Workshop «Evoluzione dei Bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area toscano-laziale», (Pisa, 12-13 giugno 1991) Pisa, 70-72.
- BOSSIO A., FORESI L.M., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SQUARCI P. (1999) - *Riordino delle conoscenze sul bacino neogenico del Tora-Fine (Toscana, Italia)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **106**, 1-16.
- BOSSIO A., FORESI L.M., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1997) - *Note micropaleontologiche sulla successione miocenica del Torrente Morra e su quella pliocenica del bacino dei fiumi Tora e Fine (province di Livorno e Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **104**, 85-134.
- BOSSIO A., FORESI L.M., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1996b) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica lungo una trasversale ai bacini di Volterra e della Val d'Elsa*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/1**, 93-104.
- BOSSIO A., GIANNELLI L., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1981b) - *Gli strati alti del Messiniano, il passaggio Miocene-Pliocene e la sezione plio-pleistocenica di Nugola nelle colline a NE dei Monti Livornesi*. IX Convegno della Società Paleontologica Italiana, Pisa, 55-90.
- BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B. & SALVATORINI G. (1991b) - *Note geologiche e stratigrafiche sull'area di Palmariggi (Lecce, Puglia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **97**, 175-234.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MENESINI E., NENCINI C., SALVATORINI G. & UGHI R. (1981c) - *Nuove osservazioni sulla stratigrafia delle formazioni plioceniche e pleistoceniche di Casciana*



- T. IX Convegno della Società paleontologica italiana, Pisa, 91-120.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1986) - *Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area comunale di Rosignano Marittimo (Livorno)*. Sup. 1 ai Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, **6**, 129-170.
- BRACCI G., DALENA D. & BRACCACCIA V. (1984) - *Caratteristiche sedimentologiche dell'Arenaria di Calafuria (Toscana)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **91**, 189-202.
- BRACCI G. & ORLANDI P. (1990) - *I minerali della parte settentrionale dei Monti Livornesi*. Sup. 2 Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **11**, 171-183.
- BRADLEY F. & LANDINI W. (1986) - *Pesci, insetti e foglie fossili nel territorio del Comune di Rosignano Marittimo*. Sup. 1 ai Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 95-114.
- BRACHETTI R., MAZZANTI R. & MILIANI A. (2012) - *Stratigrafia e morfologia del Pleistocene nel Comune di Rosignano Marittimo*. Codice Armonico, 324-353.
- BUKRY D. (1973) - *Low-latitude Cocolith Biostratigraphic Zonation*. In Edgard N.T., Saunders B., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **15**, 685-703.
- BUKRY D. (1975) - *Coccolith and Silicoflagellate stratigraphy, North-Western Pacific Ocean*. In: Larson R.L., Moberly R. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **32**, 677-701.
- CAMELI G.M., DINI I. & LIOTTA D. (1993) - *Upper crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of postcollisional-extensional tectonics (Southern Tuscany, Italy)*. Tectonophysics, **224**, 413-423.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new geomagnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., **100**, 6093-6095.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., **97**, 13917-13951.
- CAPELLINI G. (1874) - *Strati a Congeria, formazione oeninghiana e piano di calcare di Leitha nei Monti Livornesi*. Rend. Accad. Sci. Ist. Bologna, 8-25.
- CAPELLINI G. (1878) - *Il calcare di Leitha, il Sarmatiano e gli strati a Congeria nei Monti di Livorno, di Castellina Marittima, di Miemo e di Monte Catini*. Atti R. Acc. Lincei, Ser. 3, Mem. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., **2**, 1-19.
- CAPELLINI G. (1880) - *Gli strati a Congerie e la formazione gessoso-solfifera nella provincia di Pisa e nei dintorni di Livorno*. Atti R. Acc. Lincei, Ser. 3, Mem. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., **5**, 1-64.
- CAREDDIO F., ESU D. & TESTA G. (1995) - *Il margine orientale del bacino plio-pleistocenico di Lucca - Montecarlo - Vinci: evoluzione stratigrafica e tettonica*. Studi Geologici Camerti, Vol. spec. **1995/1**, 235-253.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. It., **101**, 343-542.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO D. (1995a) - *Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. Terranova, **7** (2), 128-137.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., OGGIANO G. & TAVARNELLI E. (1995b) - *Relazioni tra il Bacino Balearico, il Tirreno settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**, 255-268.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**, 295-315.
- CARMIGNANI L. & KLIFFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. Tectonics, **9**, 1275-1303.
- CASNEDI R. (1987) - *Le Unità Liguridi nella Val Trebbia e zone limitrofe*. Atti Tic. Sc. Terra, **31**, 91-107.
- CASTRACANE F. (1877) - *Analisi microscopica di un deposito di diatomee dei Monti Livornesi*. Atti Accad. Pontificia Nuovi Lincei, **30**, 241-250.
- CATANZARITI R., OTTRIA G. & CERRINA A. (2002) - *Tavole Stratigrafiche 2*. Carta geologico strutturale

- dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, scala 1:250.000.
- CAULI L. (1981) - *Studio di una malacofauna pleistocenica raccolta in località "Le Panzane" (Collesalveti): osservazioni paleoambientali*. Quad. Mus. Storia Nat. Livorno, **2**, 19-31.
- CAULI L. (1984) - *Nota preliminare sulla malacofauna pleistocenica di Casa Rossa-Fauglia (Pisa)*. Quad. Mus. Storia Nat. Livorno, **5**, 11-27.
- CECIONI G. (1946) - *Considerazioni su alcuni Foraminiferi fossili del Livornese*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **53**, 24-25.
- CERRI R. & SANDRELLI F. (1994) - *Carta geologica dell'area di Spicchiola Pignano (Province di Pisa e Siena)*. In BOSSIO A., CERRI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1996) - "Geologia dell'area Spicchiola-Pignano (settore orientale del Bacino di Volterra)". Boll. Soc. Geol. It., **115**, 393-422.
- CERRINA FERONI A., DECANDIA F.A. & MAZZANTI R. (1968) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. Nuove osservazioni sul Flysch di Montaione (Castelfiorentino)*. Boll. Soc. Geol. It., **87**, 523-531.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N. (1990) - *La fase tettonica del pliocene nel settore nord-orientale delle Colline Livornesi in Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, **96**, 59-80.
- CERRINA FERONI A. & MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della parte meridionale dei Monti Livornesi in Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **73** (2), 412-468.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del dominio toscano interno tra il Trias superiore e il Miocene medio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **82**, 43-54.
- CERRINA FERONI A., PATACCA E. & PLESI G. (1973) - *La zona di Lanciaia fra il Cretaceo inferiore e l'Eocene inferiore*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **80**, 162-187.
- CHANNEL J., DI STEFANO E. & SPROVIERI R. (1992) - *Calcareous Plankton Biostratigraphy Magnetostratigraphy and Paleoclimatic History of the Plio-Pleistocene Monte S. Nicola Section (southern Sicily)*. Boll. Soc. Paleont. It., **31**, 351-382.
- CHEVALIER J.P. (1961) - *Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale*. Mém. Soc. Géol. France, N. S., **40**, 1-562.
- CIAMPOLINI A., CIULLI L., SARTI G. & ZANCHETTA G. (2006) - *Nuovi dati geologici del sottosuolo del « Terrazzo di Livorno »*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali. Memorie, **111**, 75-82.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII. Planctonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. It. Paleont. e Strat., **81**, 527-544.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (EDS.) (2007a) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **7 (VI)**, Roma, 318 pp.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (EDS.) (2007b) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **7 (VI)**, Roma, 382 pp.
- CLAGUE J. (2005) - *Quaternary perspectives*. Quaternary Science Reviews, **129**, 87-102.
- COLANTONI P. & BORSETTI A. M. (1973) - *Geologia e stratigrafia dell'Isola di Pianosa (Arcipelago toscano-Mar Tirreno)*. Giorn. di Geol., **39** (1), 287-302.
- CONTI S. & ANDRI E. (1967) - *Sulla geologia dei Monti Livornesi e suoi riferimenti nel quadro più generale dell'Appennino settentrionale*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **4** (2), 265-456.
- CORNAMUSINI G. (1998) - *Evoluzione sedimentaria dell'avanfossa oligo-miocenica dell'Appennino settentrionale*. Tesi di dottorato in Sc. della Terra, Univ. di Siena, 252 pp.
- CORTESOGNO L., GIANELLI G. & PICCARDO G.B. (1975) - *Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolite mafic rocks (Northern Apennines and Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 291-327.

- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M., MAZZANTI R., SANDRELLI F. & TAVARNELLI E. (1995) - *Geologia della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cècina*. Suppl. n. 2 ai Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno, **13**, 1-164.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G.F. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000* - Foglio 306 Massa Marittima. S.G.I.
- D'ACHIARDI A. (1874) - *Sulla geologia del Bagno d'Aqui o di Casciana nelle colline pisane*. Boll. R. Comit. Geol. It., **5**, 216-221.
- DALLAN L. (1968) - *I microforaminiferi del "Macigno" di Calafuria (Monti Livornesi)*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (4), 611-621.
- DALLAN L. (1990) - *Elementi di micropaleontologia della Serie Toscana di Casciana T*. In: Nuovi elementi negli studi di Scienze della Terra nelle Colline Pisane. Suppl. n° 1 ai Quad. Mus. Storia Nat. Livorno, **11**, 41-59.
- DALLAN L., GIANNINI E., SQUARCI P. & TAFFI L. (1968) - *Calcare a Calpionelle Ligure*. Studi ill. Carta Geol. d'It., Formazioni Geol., **1**, Roma.
- DALLAN L., RAGGI G., SQUARCI P., TAFFI L. & TREVISAN L. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 112 - Volterra*. Serv. Geologico d'Italia, 70 pp.
- DALL'ANTONIA B., BOSSIO A. & MAZZANTI R. (2005) - *The Lower-Middle Pleistocene succession of the Coastal Tuscany (Central Italy): new stratigraphic and palaeoecological data on the ostracod fauna*. *Revue de micropaléontologie*, **48**, 63-81.
- DANI A. & MANFREDINI R. (1980) - *Ritrovamento di manufatti litici del Paleolitico inferiore nel Basso Valdarno*. Atti II Convegno Nazionale di preistoria, Pescia, 139-151.
- DE AMICIS G.A. (1885) - *L'Amphistegina del calcare lenticolare di Parlascio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **4**, 222-226.
- DE AMICIS G.A. (1886) - *Il calcare ad Amphistegina nella provincia di Pisa ed i suoi fossili*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **7**, 200-248.
- DE BOSNIASKI S. (1878a) - *Sui fossili miocenici del Gabbro*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **1**, Seduta 5/5/1878, 18-19.
- DE BOSNIASKI S. (1878b) - *Nuove specie di pesci fossili dei Tripoli del Gabbro e suoi dintorni*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **1**, Seduta 7/7/1878, 30-31.
- DE BOSNIASKI S. (1879a) - *Carattere dell'ittiofauna e della stratigrafia dei piani a Congerie, formazione gessifera e del Tripoli del Gabbro e suoi dintorni*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **1**, Seduta 12/1/1879, 72-75.
- DE BOSNIASKI S. (1879b) - *Cenni sopra l'ordinamento cronologico degli strati terziari superiori nei Monti Livornesi. Nuovi pesci fossili della formazione gessosa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **1**, Seduta 6/7/1879, 113-120.
- DE BOSNIASKI S. (1879c) - *Nuove scoperte paleontologiche*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **2**, Seduta 9/11/1879, 13-16.
- DE BOSNIASKI S. (1880) - *La formazione gessosa solfifera e il secondo piano mediterraneo in Italia*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **2**, Seduta 14/11/1880, 90-100.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1972) - *La "zona" ofiolitica del Bracco nel settore compreso fra Levante e la Val Graveglia (Appennino Ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., **11** (2), 503-530.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) - *La serie ridotta nel quadro della geologia della Toscana Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. **49**, 181-191.
- DE LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne*. III partie, **1**, 343-345.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PETTI F.M. (2002) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità validate*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **7** (III), 207 pp, Roma.
- DELFRATI L., FALORNI P., IZZO P. & PETTI F.M. (2002) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità non validate*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **7** (IV), Roma, 222 pp.

- DOMINICI S., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1995) - *Geologia dei dintorni di San Miniato tra l'Arno, l'Elsa e l'Era*. Suppl. 1 Quad. Mus. Storia Nat. Livorno, **14**, 1-35.
- ELTER F.M. & SANDRELLI F. (1995) - *La fase post-nappe nella Toscana meridionale: nuova interpretazione sull'evoluzione dell'Appennino settentrionale*. Atti Tic. Sc. della Terra, **37**, 173-193.
- ESTEBAN M. (1978) - *Significance of the Upper Miocene reefs in the Eastern Mediterranean*. Messinian Seminar, **4**, Roma, 15 pp.
- ESU D. & GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy. A survey*. Il Quaternario, **4**, 137-150.
- FAIRBRIDGE R.W. (1966) - *Mean sea level changes, long term eustatic and other*. In: The Encyclopedia of Oceanography, **1**, New York, 1021 pp.
- FANUCCI F. (1980) - *Caratteri sedimentologici della serie di copertura delle ofoliti appenniniche ed evoluzione del paleo-oceano ligure*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 151-156.
- FAZZINI P., MANTOVANI P. & PAREA G.C. (1968) - *Ricerche sul mesozoico della Toscana a sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **7** (2), 129-193.
- FAZZUOLI M. (1981) - *Frammentazione ed "annegamento" della piattaforma carbonatica del Calcare Massiccio (Lias inferiore) nell'area toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **21**, 181-191.
- 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.
- FEDERICI P.R. & MAZZANTI R. (1988) - *L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno Inferiore*. Boll. Soc. Geogr. It., **5**, 573-615.
- FEDERICI P.R. & MAZZANTI R. (1995) - *Note sulle pianure costiere della Toscana*. Mem. Soc. Geogr. It., **53**, 165-270.
- FERRINI G., PANDELI E. & COLI M. (1985) - *Facies e sequenze verticali nel Macigno di Calafuria (Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (3), 445-458.
- FOLK L.R. & Mc BRIDE E.F. (1978) - *Radiolarites and their relations to subjacent "Oceanic crust" in Liguria, Italy*. Journal Sed. Petrol., **48** (4), 1069-1101.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the mediterranean area*. Riv. It. Paleont. Strat., **104** (1), 95-114.
- FORESI L.M., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1997a) - *Sedimentary and ichnofacies analysis of the Epiligurian Ponsano Sandstone (northern Apennines, Tuscany, Italy)*. Giornale di Geologia, serie 3a, **59**, 301-314.
- FORESI L.M., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1997b) - *L'Arenaria Miocenica di Ponsamo (Toscana, Italia): evoluzione paleoambientale e bio-cronostratigrafia*. Boll. Soc. Paleont. It., **36**, 213-231.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1), 1-36.
- FRANCOLINI L., LECCA L. & MAZZEI R. (1990) - *La presenza del Pliocene inferiore nella piattaforma continentale della Sardegna occidentale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., serie A, **97**, 93-112.
- FRANCOLINI L. & MAZZEI R. (1991) - *Inquadramento bio-cronostratigrafico delle tufiti marine del miocene inferiore affioranti nell'area di Castelsardo (Sardegna Settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., serie A, **98**, 307-326.
- GALBIATI B. (1990) - *Considerazioni sulle fasi iniziali dell'orogenesi nell'Appennino Settentrionale*. Atti Tic. Sc. Terra, **33**, 255-266.
- GALIBERTI A. (1974) - *Industria tipo "pebble culture" nella zona di Bibbona (Livorno)*. Riv. Sc. Preistoriche, **29**, 213-217.
- GALIBERTI A., GIANNELLI L., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANESI G. (1982) - *Schema stratigrafico del Quaternario della zona compresa fra Castiglioncello, Guardistallo, S. Vincenzo (Toscana Marittima)*. Atti XXIII Riunione scientifica dell'Ist. It. di Preistoria e Protostoria, Firenze 7-9 maggio 1980, 499-509.

- GARTHNER S. (1977) - *Calcareous nannofossils biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene*. Marine Micropaleontology, **2**, 4-7.
- GERINI F. & TOZZI C. (1975) - *Bifacciale Acheuleano rinvenuto a Monte Burrone*. Antichità Pisane, **2**, 4-7.
- GIANNELLI L., LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1965) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. 2) Studio geologico e micropaleontologico di una sezione fra Sassetta e Monteverdi Marittimo (F. 119 Massa Marittima)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 1-45.
- GIANNELLI L., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1981) - *Breve quadro stratigrafico e paleobiogeografico del Neogene e del Quaternario del Valdarno Inferiore, della Val di Fine e della Val di Cecina*. IX Convegno S. P. I., 3-8/10/1981, Pisa, 9-19.
- GIANNELLI L., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANESI G. (1982) - *Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno*. Livorno, 30-61.
- GIANNINI E. (1948) - *I Foraminiferi del giacimento calabriano di Vallebiaia (Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **55**, 180-227.
- GIANNINI E. (1953) - *Le Calabrien aux environs de Bagni di Casciana (Pisa)*. IVeme Congrès International pour l'Etude du Quaternaire, Roma, 3-5.
- GIANNINI E. (1955) - *Osservazioni sulla geologia del bacino della Fine e delle colline fra Rosignano Marittimo e la valle della Cecina*. Boll. Soc. Geol. It., **74**, 297-316.
- GIANNINI E. (1958) - *I fossili dell'arenaria di Manciano (Grosseto)*. Paleontographia Italica, **51**, 97-103.
- GIANNINI E. (1960) - *Studio di alcune sezioni stratigrafiche del Miocene superiore delle Colline Livornesi ed osservazioni sui caratteri e sui limiti del Messiniano in Toscana*. Gior. Geol., Bologna, **28**, 35-58.
- GIANNINI E. (1962) - *Geologia del bacino della Fine (province di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2), 99-224.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) - *Lineamenti di stratigrafia e tettonica*. In "La Toscana Meridionale", Rend. S.I.M.P., **27**, 33-168.
- GIANNINI E., MAZZANTI R., RAGGI G., SQUARCI P., TAFFI L. & TONGIORGI M. (1965) - *F. 112 Volterra*. C.G.I., Ed. II.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1959) - *Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana Marittima*. Boll. Soc. Geol. It., **77**, 1958, 147-170.
- GIBBS A.D. (1984) - *Structural evolution of extensional basin margins*. J. Geol. Soc. London, **141**, 609-620.
- GILLET S. (1960) - *Affinités orientales des Mollusques messiniens*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **66**, 415-417.
- GILLET S. (1963) - *Révision des Mollusques de la collection Capellini*. Gior. Geol., Bologna, **30**, 373-409.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. Science **235**, 1156-1167.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A.G., SMITH A.G. & WALTERS R. (1982) - *A geologic time scale*. Cambridge Earth Science Series, 131 pp.
- HILGEN J.F. (1991) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene-Pliocene boundary*. Earth Planet. Sc. Lett., **107**, 349-368.
- KALIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) - *Jurassic pelagic deposits from Southeastern Tuscany: aspects of sedimentation and new biostratigraphic data*. Ecl. Geol. Helv., **72**, 715-762.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K., Plankton Stratigr., Cambridge Univ. Press, 283-314.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic Foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. Strat. Evol., **2**, 115-125.
- LANDINI W. (1977) - *Revisione degli "Ittiodontoliti pliocenici" della Collezione Lawle*. Paleont. It., **70**, 92-134.

- LANDINI W., MENESINI E. & SALVATORINI G. (1978) - *Studi sulle ittiofaune messiniane. I Revisione delle collezioni "Capellini" e "De Bosniaski". Studio di una nuova ittiofauna del "Tripoli" del Gabbro*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **85**, 11-37.
- LAVECCHIA, G. (1988) - *The Tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) - *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 467-476.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989) - *Tettonica e magmatismo nell'Appennino settentrionale lungo la geotraversa Isola del Giglio-Monti Sibillini*. Boll. Soc. Geol. It., **108**, 237-254.
- LAZZAROTTO A. (1967) - *Geologia della zona compresa tra l'alta valle del fiume Cornia ed il torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto)*. Mem. Soc. Geol. It., **6** (2), 151-197.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1978) - *Geologia dell'alta val di Cècina*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1365-1487.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia dei comuni di Livorno e Collesalveti*. In: Le scienze della Terra nei comuni di Livorno e Collesalveti. Suppl. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **11**, 1-85.
- LIOTTA D. (1996) - *Analisi del settore centro-meridionale del bacino pliocenico di Radicofani (Toscana Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 115-143.
- LOTTI B. (1884) - *F. 111 Livorno*. C.G.I., Ed. I.
- LOTTI B. & CANAVARI I. (1906) - *F. 112 Volterra*. C.G.I., Ed. I.
- MACCANTELLI M. (1994) - *Stratigraphy of the ligurian formations in the Montecatini Val di Cècina area (Southern Tuscany)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**, 211-215.
- MACCANTELLI M. & MAZZEI R. (1994) - *Inquadramento biostratigrafico di due unità riferibili alla formazione di Lanciata affioranti nell'area a nord della bassa Val di Cècina (Toscana occidentale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. serie A, **100**, 29-43.
- Mc CLAY K.R. & ELLIS P.G. (1987) - *Geometries of extensional fault systems developed in model experiments*. Geology, **15**, 341-344.
- MACERA P. & MAZZANTI R. (1978) - *Origine dei terremoti e loro manifestazione nella zona di Livorno*. Livornosanitaria n. **13**, 11-16 e n. **14**, 52-61.
- MALATESTA A. (1943) - *Le formazioni pleistoceniche del Livornese*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **51**, 145-206.
- MALATESTA A. (1952) - *Il Calabriano fra Castiglioncello e Rosignano (Livorno)*. Boll. Serv. Geol. It., **73** (2), 171-184.
- MALATESTA A. (1954a) - *F. 111 - Livorno*. C.G.I., Ed. II, Roma.
- MALATESTA A. (1954b) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia - F. 111 - Livorno*. Serv. Geol. d'It., 1-19.
- MANASSE E. (1905) - *Cenni sul Macigno di Calafuria*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **21**, 159-167.
- MANZONI A. (1874) - *Aggiunta di notizie e di considerazioni*. In: Fuchs T., Relazione di un viaggio geologico in Italia. Boll. R. Com. Geol. It., **5**, 233-237.
- MANZONI A. (1879) - *Echinodermi fossili pliocenici*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **4**, 327-335.
- MARINELLI G. (1955) - *Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **62** (2), 263-418.
- MARINELLI G. (1961) - *Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **68**, 74-116.
- MARINELLI G. (1964) - *Sulla supposta sienite alcalina sodica dei dintorni di Grosseto in Toscana*. Rend. Soc. Min. It., **20**, 180-192.
- MARINELLI G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. Earth Sci. Soc. Lybyan Arab Rep., 165-219.
- MARRONI M. (1990) - *Le ofioliti di Poggio Caprone nei Monti Livornesi*. In: Le Scienze della Terra nei comuni di Livorno e Collesalveti. Suppl. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **11**, 87-93.
- MARRONI M., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia delle Colline Pisane*. Suppl.

- 1 al vol. **11** dei Quad. Mus. St. Nat. Livorno, 1-40.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In A. FARINACCI (Ed.): "Proceedings II Planktonic Conference", Roma, **2**, 739-785.
- MARTINI I.P., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1995) - *Late Miocene paleogeography of the Monte Soldano area, southeastern part of Volterra Basin, Tuscany, Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., **101**, 381-388.
- MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Provincia di Pisa)*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (2), 105-138.
- MAZZANTI R. (1984) - *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'Arcipelago di Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., (1983) **102**, 419-556.
- MAZZANTI R. (1987) - *Aspetti geologici, erosione e subsidenza del Litorale Toscano*. Atti Convegno italo-francese: "I problemi dell'ambiente delle zone litoranee", Pisa, 75-92.
- MAZZANTI R. (1994) - *La pianura di Pisa e i rilievi contermini - la natura e la storia*. Mem. Soc. Geogr. It., **50**, 100 pp.
- MAZZANTI R. (1995) - *Revisione e aggiornamento sui movimenti tettonici deducibili dalle dislocazioni nei sedimenti pleistocenici ed olocenici della Toscana costiera*. Studi Geologici Camerti. Vol. Spec. **1995/1**, 509-521.
- MAZZANTI R., MAZZEI R., MENESINI E. & SALVATORINI G. (1981) - *L'arenaria di Ponsano: nuove precisazioni sopra l'età*. IX Conv. Soc. Pal. It., 3-8/10/1981, 135-158.
- MAZZANTI R. & NENCINI C. (1986) - *Geologia della Val d'Era*. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **7**, 1-37.
- MAZZANTI R. & PAREA G.C. (1979) - *Erosione della "Panchina" sui litorali di Livorno e di Rosignano*. Boll. Soc. Geol. It., (1977) **96**, 457-489.
- MAZZANTI R. & SANESI G. (1987) - *Geologia e morfologia della bassa Val di Cècina*. Suppl. 1 Quad. Mus. Storia Nat. Livorno, **7**, 1-27.
- MAZZANTI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1963) - *Geologia della zona di Montecatini Val di Cècina in Provincia di Pisa*. Boll. Soc. Geol. It., **82**, 1-68.
- MAZZEI R., PASINI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1981) - *L'età dell'Arenaria di Ponsano della zona di Castellina Scalo (Siena)*. Mem. Soc. Geol. It. **21**, 63-72.
- MENESINI E. (1977) - *Studio di una malacofauna del Pliocene medio del bacino della Fiume (Toscana Marittima): ossezioni paleoambientali*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **83**, 251-271.
- MENESINI E. & RAGAINI L. (1986) - *Malacofauna santerniana di "Poggio al Vento" (Casciana T.)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **92**, 209-235.
- MENESINI E. & UGHI R. (1982) - *I Molluschi del giacimento di Vallebtiaia: 1ª parte - Lamellibranchi*. Geologica Romana, **21**, 733-747.
- MENESINI E. & UGHI R. (1983) - *I Molluschi del giacimento di Vallebtiaia. 2ª parte - Gasteropodi e Scafopodi*. Geologica Romana, **22**, 233-244.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll., Soc. Geol. It., **70** (1), 95-382.
- MORI A.G. (1987) - *I paleosuoli dei terrazzi quaternari della fascia costiera compresa tra Castiglioncello e San Vincenzo (Toscana Marittima). Caratteri mineralogici e micromorfologici*. Suppl. n. 1 ai Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **7**, 37-48.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 161-199.
- NAYLOR M.A. (1981) - *Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the Northern Apennines*. Sedimentology, **28**, 837-852.
- NENCINI C. (1984) - *Il passaggio Plio-Pleistocene e i sedimenti pliocenici e pleistocenici delle Colline di Monte Castello (Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 391-398.
- NOZZOLI N. (1986) - *Micropaleontological study of radiolarian cherts in the ophiolitic sequence south of Leghorn*. Ofioliti, **11** (3), 339-342.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude Cocolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975)*. Marine Micropal., **5** (3), 321-325.

- OTTOMAN F. (1954) - *Le Quaternaire dans la region de Quercianella-Rosignano (Livorno)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **61**, 249-258.
- PASQUARE' G., ABBATE E., BOSI C., CASTILIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI P.F. (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000.-Guida al Rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **1**, 203 pp.
- PATACCA E. (1970/71) - *La formazione di Nibbiaia nelle Colline Livornesi. Rilevamento geologico e studio micropaleontologico*. Sottotesi di Laurea. Facoltà di Sc. Mat. Fis. e Nat., Univ. di Pisa, 15 pp.
- PECCERILLO A., CONTICELLI S. & MANETTI P. (1990). *Petrological characteristics and genesis of recent magmatism of Southern Tuscany and North Latium*. Per. Mineral., **56**, 167-183.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In BOLLH. H.M., SANDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plancton stratigraphy", Cambridge Earth Science Series, 427-554.
- PERES J.M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. Recueil des Travaux de la Station Marine d'Eudonne*, **31** (47), 9-137.
- PERILLI N. (1997) - *Lower cretaceous nannofossil biostratigraphy of the Calpionella limestone and the Palombini shale in southern Tuscany (Italy)*. Revista Española de Paleontología, **12** (1), 1-14.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1979) - *Utilizzazione delle strutture stilolitiche per l'interpretazione di un'anticlinale post-messiniana nella Toscana Meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 289-296.
- PICCHI F. (1985) - *Late Jurassic-early Cretaceous ophiolite cover, Castellina M., Pise, Italy*. Ofioliti, **10**, 77-80.
- PILLA L. (1846a) - *Poche parole sul Tremuoto che ha desolato i paesi della costa toscana*. Pisa, 25 pp.
- PILLA L. (1846b) - *Istoria del tremuoto che ha devastato i paesi della Costa Toscana il dì 14 agosto 1846*. Pisa, 78 pp.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publi. Int. Ass. Sediment., **8**, 105-139.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. Proc. ODP Sci. Results, **107**, 513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic Unit of the Pliocene Series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100** (1), 103-124.
- ROSSI R. (1988) - *Giacimento di Silice del Gabbro*. Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, **9**, 13-17.
- RUGGIERI G. (1956) - *I lembi miocenici del livornese nel quadro della tettonica dell'Appennino*. Atti Acc. Sc. Ist. Bologna, Ser. **9**, 3, 182-205.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1975) - *La definizione del Piano Siciliano e le sue conseguenze*. Riv. Min. Sic., **51**, 151-153.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1977) - *A revision of italian Pleistocene Stratigraphy*. Geologica Romana, **16**, 131-139.
- SAGRI M. (1969) - *La Formazione dell'Antola nel versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale e nella Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (4), 797-834.
- SAMMARTINO F. (1984) - *La stazione preistorica di Stagno (Livorno)*. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **5**, 169-175.
- SAMMARTINO F. (1986) - *Ritrovamenti preistorici nel territorio di Rosignano Marittimo*. Suppl. 1, Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **6**, 185-193.
- SAMMARTINO F., BUONACCORSI G. & TESSARI R. (1985) - *Due manufatti acheuleani rinvenuti a Casa dei Ghiacci, nella tenuta di Suese presso Livorno*. Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **6**, 131-137.
- SARTI G., MAZZA P. & RUSTIONI M. (1998) - *A miocene cervid from the Torrente Morra sequence (Collesalveti, Pisa, Italy)*. Riv. It. Pal. Strat., **104**, 215 - 226.
- SARTI G. & TESTA G. (1994) - *Studio geologico-stratigrafico della successione tortoniana superiore-pleiocenica del margine occidentale del bacino di Volterra*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**, 189-228.



- SARTONI F. & CRESCENTI U. (1959) - *La zona a Palacodasykladus mediterraneus (Pia) nel Lias dell'Appennino meridionale*. Giorn. Geol., 2ª serie, **27**, 115-145.
- SARTONI F. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino Meridionale*. Giorn. Geol., 2ª serie, **29**, 161-386.
- SAVI P. (1846) - *Relazione dei fenomeni presentati dai terremoti di Toscana nell'agosto 1846 e considerazioni teoretiche sopra i medesimi del Prof. Cav. Paolo Savi*. Pisa, 55 pp.
- SHAKLETON, J. (1995) - *New data on the Evolution of Pliocene Climatic variability*. In "Paleoclimate and Evolution with emphasis on Human origins", 242-248.
- SCHIAFFINO L. (1961) - *Contributo allo studio mineralogico e petrografico della formazione delle "Argille scagliose": ricerche sulla serie dei "Calcarei palombini"*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., serie A, **68**, 32-56.
- SEGRE A.G. (1955) - *Nota sulla idrografia continentale e marina*. In: Note Illustrative della C.G.I. scala 1:100.000, F. 111 - Livorno. Servizio Geologico d'Italia, 20-29.
- SERRI G. (1980) - *Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the Northern Apennine ophiolites*. Proceed. Intern. Ophiol. Symp., Nicosia, Cyprus, April 1979, 296-313.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1991) - *Il magmatismo neogenico-quaternario dell'area tosco-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale*. Studi Geol. Camerti, vol. sp. **1991/1**, 429-463.
- SESTINI A. (1929) - *Osservazioni geologiche sul Valdarno superiore*. Boll. Soc. Geol. It., **48**, 176-184.
- SIGNORINI R. (1963) - *La formazione di Murlo a sud di Siena*. Boll. Serv. Geol. It., **84**, 65-81.
- SIGNORINI R., CENTAMORE E. & CONATO V. (1963) - *La formazione di Lanciaia nella val di Cècina*. Boll. Serv. Geol. It., **84**, 83-100.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton*. Geologie en mijnbouw, **56**, 37-65.
- SPROVIERI R. (1993) - *Astrochronology of Pliocene-early Pleistocene Mediterranean calcareous plankton events*. Paleopelagos, **3**, 187-194.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E. & SPROVIERI M. (1996) - *High resolution chronology for Late Miocene Mediterranean stratigraphic events*. Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **102** (1), 77-104.
- SQUARCI P. & TAFFI L. (1963) - *Geologia della zona di Chianni-Lajatico-Orciatice (Prov. Di Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2), 219-290.
- SQUARCI P. & TAFFI L. (1967) - *Sulla presenza di tufti in depositi fuviolacustri del Valdarno inferiore*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **74**, 37-42.
- STEFANINI G. (1934) - *Il complesso eruttivo di Orciatice e Montecatini in Provincia di Pisa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **44**, 224-300.
- STEFANINI G. (1956) - *Pietra lenticolare*. In: DAL PIAZ G. & TREVISAN L.: "Lexique stratigraphique international", **11**, 70-71.
- STODUTI P. (1974) - *Un'amigdala scoperta a Monterotondo, presso Livorno*. Riv. Sci. Preist., **29**, 219-223.
- STODUTI P. (1982) - *Il Paleolitico del Territorio Livornese*. In: Studi sul Territorio Livornese, Archeologia, Antropologia, Geologia. Centro Livornese di Studi archeologia, Livorno, 31-45.
- STODUTI P., ALIBONI A. & BONACCORSI G. (1978) - *Tre bifacciali del Paleolitico inferiore scoperti nella Toscana Marittima*. Riv. Sci. Preist., **33**, 237-242.
- STODUTI P. & SARTI A. (1983) - *Nuove testimonianze di industria acheuleana nel Livornese*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., serie A, **90**, 275-282.
- STRECKEISEN A.L. (1967) - *Classification and Nomenclature of igneous rocks*. N. Jb. Miner. Abh., **107**, 144-240.
- STRUFFI G. & SOMMI M. (1960) - *Il limite Pliocene - Quaternario lungo il margine settentrionale delle Colline Livornesi*. Boll. Soc. Geol. It., **79**, 257-272.
- TANI F. & GAZZERO M. (1999) - *Nuove osservazioni sui depositi plio-pleistocenici nel Bacino del Torrente Cascina*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 237-241.
- TARGIONI TOZZETTI G. (1768) - *Relazione di alcuni viaggi fatti in Toscana*. Firenze.

- TAVANI G. (1954) - *Fossili del Macigno di Calafuria (Livorno)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **61**, 16-25.
- TESTA G. (1996) - *Sequence stratigraphy and tectonic evolution of central Tuscany during Upper Miocene*. Riunione del Gruppo di Sedimentologia del CNR. Atti a cura di A. COLELLA. Catania 10-14 Ottobre 1996, 259-262.
- TREVISAN L. (1949) - *Studio tettonico della regione di Bagni di Casciana*. Boll. Soc. Geol. It., **68**, 40-71.
- TREVINA L. & GIGLIA G. (1974) - *Geologia*. Vallerini, Pisa.
- TREVISAN L. & TONGIORGI E. (1953) - *Le acque del sottosuolo della regione pisana*. La Provincia Pisana, **9-10**.
- U.S.D.A. (1975) - *United States Department of Agriculture, Soil taxonomy*, Washington.
- WERBEEK J.W. (1977) - *Calcareous nannoplankton biostratigraphy of middle and upper Cretaceous deposits in Tunisia, Southern Spain and France*. Utrecht Micropaleont. Bull., **16**, 1-157.
- WILLIAMS D.W., THUNELL R.C., TAPPA E., RIO D. & RAFFI I. (1988) - *Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **64**, 221-240.
- WRIGHT R. (1978) - *Neogene paleobathymetry of the Mediterranean based on benthic Foraminifers*. D.S.D.P., 42 (U.S. Government Office), 357 pp.
- ZANCHETTA G. (1995) - *Nuove osservazioni sui depositi esposti sul fianco sud-orientale delle colline delle Cerbaie (Valdarno Inferiore, Toscana)*. Il quaternario, **8** (2), 291-304.
- ZANCHETTA G. & MAZZA P. (1996) - *Anancus Arvernensis remains from the basal portion of the Arctica islandica - bearing marine deposits of Lower Valdarno*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 105-113.
- ZANCHETTA G., BONADONNA F.P., ESU D., GRASSI R., LEONE G. & MAZZA P. (1998) - *Stratigraphic and palaeontologic aspects of middle Pleistocene continental deposits from lower Valdarno (Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It., **11**, 113-132.
- ZANCHETTA G., BECATTINI R., BONADONNA F.P., BOSSIO A., CIAMPALINI A., COLONESE A., DALL'ANTONIA B., FALICK A.E., LEONE G., MARCOLINI F., MARIOTTI LIPPI M. & MICHELUCCI L. (2006) - *Late middle Pleistocene cool non-marine mollusc and small mammal faunas from Livorno (Italy)*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **112**, 135-155.
- ZIA E. (1955) - *Calcari a Calpionelle della Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **74**, 80-92.

## APPENDICE

Elenco dei microfossili citati nel testo della stratigrafia del Neogene e relativi Autori.

### Foraminiferi bentonici e planctonici

*Ammonia beccarii beccarii* (LINNEO)  
*Ammonia beccarii tepida* (CUSHMAN)  
*Amphistegina gibbosa* D'ORBIGNY  
*Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY)  
*Bolivina dentellata* TAVANI  
*Bolivina dilatata* REUSS  
*Bulimina echinata* D'ORBIGNY  
*Cancris auriculus* (FITCHELL & MOLL)  
*Cassidulinita prima* SUZIN  
*Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB)  
*Cibicoides pseudoungerianus* (CUSHMAN)  
*Criboelphidium decipiens* (COSTA)  
*Cribrononion advenum* (CUSHMAN)  
*Cribrononion articulatum* (D'ORBIGNY)  
*Cribrononion punctatum* (D'ORBIGNY)  
*Elphidium crispum* (LINNEO)  
*Florilus boueanus* (D'ORBIGNY)  
*Globigerina multiloba* ROMEO  
*Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO  
*Globigerina quinqueloba* NATLAND  
*Globigerinoides gr. obliquus* BOLLI  
*Globobulimina affinis* HOFKER  
*Globorotalia aemiliana* COLALONGO & SARTONI  
*Globorotalia bononiensis* DONDI  
*Globigerina caracoensis* ROGL & BOLLI  
*Globorotalia crassaformis* (GALLOWEY & WISSLER)  
*Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY)  
*Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ  
*Globorotalia puncticulata* DESHAYES  
*Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY)  
*Heterolepa bellincionii* (GIANNINI & TAVANI)  
*Heterolepa praecineta* (FRANZENAU) (KARRER)  
*Hyalinea baltica* (SCHROETER)  
*Hopkinsina bononiensis* (FORNASINI)  
*Melonis soldanii* (D'ORBIGNY)

*Miliammina fusca* (BRADY)  
*Protelphidium granosum* (D'ORBIGNY)  
*Rectuvigerina siphogenerinoides* (LIPPARINI)  
*Sigmoilopsis coelata* (COSTA)  
*Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina* (SCHWAGER)  
*Spiroloculina excavata* D'ORBIGNY  
*Textularia candeiana* D'ORBIGNY  
*Trifarina angulosa* (WILLIAMSON)  
*Valvulineria bradiana* (FORNASINI)  
*Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY)

### **Nannoplankton calcareo**

*Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY, 1975  
*Amaurolithus ninae* PERCH-NIELSEN, 1977  
*Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL, 1971) GARTNER & BUKRY, 1975  
*Cyclococcolithus macintyrei* BUKRY & BRAMLETTE, 1969  
*Discoaster broweri* TAN, 1927; emend. BRAMLETTE & RIEDEL, 1954  
*Discoaster mendobensis* WISE, 1973  
*Discoaster pentaradiatus* TAN, 1927; emend. BRAMLETTE & RIEDEL, 1954  
*Discoaster tamalis* KAMPTNER, 1967  
*Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, 1963  
*Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954  
*Helicosphaera sellii* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) JAFAR & MARINI, 1975  
*Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969  
*Rhabdosphaera procera* MARTINI, 1969  
*Sphenolithus abies* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954  
*Umbilicosphaera sibogae* (WEBER-VAN BOSSE, 1901) GAARDER, 1970

### **Ostracodi**

*Amnicythere lacunosa* (REUSS)  
*Amnicythere palimpsesta* (LIVENTAL),  
*Aurila cicatricosa* (REUSS)  
*Aurila convexa* (BAIRD)  
*Aurila punticrucata* RUGGIERI

*Callistocythere intricatoides* (RUGGIERI)  
*Caspiolla venusta* (ZALANYI)  
*Cletocythereis haidingeri* (REUSS)

*Cistacythereis* gr. *hellenica* ULICZNY  
*Cyprideis belfortensis* MOLINARI  
*Cyprideis* gr. *torosa* (JONES)  
*Cytherelloidea beckmanni* (BARBEITO-GONZALES)  
*Cytheridea neapolitana* KOLLMANN  
*Euxinocythere praebaquana* (LIVENTAL)  
*Leptocythere subcaspia* (LIVENTAL)  
*Loxoconcha djaffarovi* SCHNEIDER  
*Loxoconcha mulleri* (MEHES)  
*Loxoconcha punctatella* (REUSS)  
*Mutilus evolutus* RUGGIERI  
*Propontocypris solida* RUGGIERI  
*Ruggieria tetraptera* (SEGUENZA)  
*Tyrrhenocythere pontica* (LIVENTAL)  
*Verrucocythereis bulbospinata* (ULICZNY)