



PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

foglio 306

MASSA MARITTIMA

A cura di:

A. Costantini*, **A. Lazzarotto***, **D. Liotta****, **R. Mazzanti*****,
R. Mazzei*, **G.F. Salvadorini***.

Con contributi di:

P. Barazzuoli*, **M. Mellini***, **M. Salleolini***, **R. Rigati***.

Hanno inoltre collaborato per:

la paleontologia: **A. Bossio******

la tettonica: **A. Brogi***

la stratigrafia: **G. Cornamusini***, **R. Dringoli***, **P. Ghetti***, **V. Pascucci***, **F. Sandrelli***

la petrografia delle ofioliti: **F.M. Talarico***

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena

** Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università di Bari

*** C.N.R. - Centro di Studio per la Geologia strutturale e dinamica dell'Appennino, Pisa

**** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

Ente realizzatore



Dipartimento di Scienze della Terra
Università degli Studi di Siena

Direttore Vicario del Servizio Geologico d'Italia: **N. ACCARDI**

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

Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Siena:
A. LAZZAROTTO

Comitato Geologico Nazionale

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

A. Cacciuni, **F. Capotorti**, **D. Delogu**, **S. Nisio**

Coordinamento cartografico:

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

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Cosci, **S. Falcetti**

PER L'UNIVERSITÀ DI SIENA

Allestimento editoriale e cartografico:

B. Graziosi, **D. Graziosi**

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

B. Graziosi, **L. Giannetti**

Allestimento cartografico per la stampa a cura del

Laboratorio Cartografia digitale e GIS, Dipartimento di
Scienze della Terra, Università di Siena

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	9
II	- CENNI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE PRECEDENTI»		15
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE ...»		19
IV	- STRATIGRAFIA»		25
1.	- UNITÀ INCONTRATE SOLO NEL SOTTOSUOLO		25
1.1.	- UNITÀ DEGLI GNEISS		25
1.1.1.	- Gneiss (UG)		25
1.2.	- UNITÀ DI MONTICIANO-ROCCASTRADA		26
1.2.1.	- Complesso dei Micascisti (UM₁)		26
1.2.2.	- Complesso delle Filladi (UM₂)»		27
1.2.3.	- Complesso del Verrucano (UM₃)»		28
1.3.	- UNITÀ DELLA FALDA TOSCANA		28
1.3.1.	- Calcari neri brecciati (BRC)»		28
2.	- FORMAZIONI AFFIORANTI		29
2.1.	- UNITÀ DI MONTICIANO-ROCCASTRADA		29
2.1.1.	- Filladi e quarziti del Torrente Mersino (FTM)»		29
2.1.2.	- Anageniti minute (ANA)»		30
2.1.3.	- Formazione di Fontalcinaldo (FON)»		31
3.	- FORMAZIONI DEL DOMINIO TOSCANO		32
3.1.	- UNITÀ DELLA FALDA TOSCANA		32
3.1.1.	- Formazione anidritica di Burano (BUR) - Calccare cavernoso (CCA)		32
3.1.2.	- Calcari e marne a Rhaetavicula contorta (RET)»		34
3.1.3.	- Calccare massiccio (MAS)»		35
3.1.4.	- Calccare rosso ammonitico (RSA)		36
3.1.5.	- Calccare selcifero (CSF)		37
3.1.6.	- Marne a Posidonomya (POD)		38
3.1.7.	- Successione condensata (SC)»		39
3.1.8.	- Diaspri (DSD)		39
3.1.9.	- Formazione di Brolio (BRL)		40

3.1.9.1.	- Calcari di Pod Piastraie	41
3.1.9.2.	- Calcareniti di Montegrossi	41
3.1.10.	- <i>Macigno</i> (MAC)	43
3.1.10.1.	- Analisi sedimentologiche	44
3.1.10.2.	- Membro pelitico-arenaceo di Poggio Ritrovoli	46
3.1.10.3.	- Lenti di torbiditi calcaree	46
3.1.10.4.	- Olistostromi di Argille e Calcari di Canetolo	47
4.	- FORMAZIONI DEL DOMINIO SUBLIGURE	48
4.1.	- UNITÀ DELLE ARGILLE E CALCARI	48
4.1.1.	- <i>Argille e calcari di Canetolo</i> (ACC).....	48
4.1.1.1.	- Calcareniti dell'Aia dei Diavoli	49
5.	- FORMAZIONI DEL DOMINIO LIGURE.....	50
5.1.	- UNITÀ DI S. FIORA	50
5.1.1.	- <i>Formazione di S. Fiora</i> (FIA).....	50
5.1.1.1.	- Lenti di Pietraforte	51
5.1.2.	- <i>Formazione di Monte Morello</i> (MLL).....	52
5.2.	- UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTEVERDI MARITTIMO - LANCIAIA ..	53
5.2.1.	- <i>Argilliti e calcari di Poggio Rocchino</i> (RCH).....	54
5.2.2.	- <i>Formazione di Monteverdi Marittimo</i> (MTV).....	55
5.2.2.1.	- Lenti marnoso-arenacee di Pod. Cafaggio	56
5.2.2.2.	- Lenti argillitico-marnose	58
5.2.2.3.	- Lenti calcaree	58
5.2.3.	- <i>Complesso ofiolitifero di Montecastelli</i>	61
5.2.4.	- <i>Formazione di Lanciaia</i> (CAA).....	61
5.2.4.1.	- Breccie di Libbiano	61
5.2.4.2.	- Arenarie del Fosso Radicagnoli	62
5.2.4.3.	- Calcari marnosi	63
5.3.	- UNITÀ OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI.....	63
5.3.1.	- <i>Serpentiniti</i> (Σ).....	63
5.3.2.	- <i>Gabbri</i> (Γ)	64
5.3.3.	- <i>Basalti</i> (Β).....	64
5.3.4.	- <i>Diaspri</i> (DSD)	65
5.3.5.	- <i>Calcare a Calpionelle</i> (CCL)	65
5.3.6.	- <i>Argille a palombini</i> (APA)	66
5.3.6.1.	- Membro calcareo della Cava di Bellosguardo	68

5.3.6.2.	- Membro pelitico-arenaceo del Torrente Carsia	68
6.	- SUCCESIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL VERSANTE TIRRENICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE (NEOAUTOCTONO TOSCANO) .»	70
6.1.	- FORMAZIONI MIOCENICHE	70
6.1.1.	- <i>Conglomerati rossi di Collacchia (CRO)</i>	70
6.1.2.	- <i>Sabbie di Casa Diaccialone (DIC)</i>	72
6.1.3.	- <i>Argille del Torrente Fosci (FOS)</i>	72
6.1.4.	- <i>Marne a Bithynia (BIT)</i>	73
6.1.5.	- <i>Argille della Marsiliana (AMS)</i>	74
6.1.5.1.	- <i>Marne sabbiose di Casetta Rossi</i>	75
6.1.5.2.	- <i>Calcareniti di Fornacelle</i>	75
6.1.5.3.	- <i>Alternanze di argille, silts e gessi</i>	75
6.1.5.4.	- <i>Lenti di Calcari di Castelnuovo</i>	75
6.1.5.5.	- <i>Conglomerati</i>	76
6.1.5.6.	- <i>Sabbie e areniti violacee</i>	77
6.1.6.	- <i>Argille e gessi del Fiume Era Morta (EMO)</i>	78
6.1.7.	- <i>Conglomerato di Montebamboli (BAM)</i>	79
6.1.7.1.	- <i>Lenti di conglomerati grigi</i>	80
6.1.7.2.	- <i>Lenti di argille</i>	80
6.1.8.	- <i>Breccia di Grotti (GRO)</i>	81
6.2.	- FORMAZIONI PLIO- PLEISTOCENICHE	81
6.2.1.	- <i>Filoni quarzosi mineralizzati (fm)</i>	81
6.2.2.	- <i>Arenaria di Perolla (APL)</i>	82
6.2.3.	- <i>Conglomerati di Gambassi Terme (GAM)</i>	83
6.2.4.	- <i>Calcareniti di S. Mariano (CMA)</i>	85
6.2.5.	- <i>Formazione di Serrazzano (SRZ)</i>	85
6.2.6.	- <i>Formazione di Lustignano (LST)</i>	87
6.2.7.	- <i>Sabbie di S. Vivaldo (SVV)</i>	88
6.2.8.	- <i>“Argille azzurre” (FAA)</i>	89
6.2.9.	- <i>Formazione di S. Dalmazio (SDA)</i>	90
6.2.10.	- <i>Conglomerati di Lago Boracifero (CLB)</i>	91
6.2.11.	- <i>Travertini di Massa Marittima (TMM)</i>	92
6.2.12.	- <i>Argille di Casa Ghiaccino (GHI)</i>	93
6.2.13.	- <i>Calcari ed argille del Fosso Zanca (FZA)</i>	94
6.2.14.	- <i>Argille sabbiose di Pod. Bellavista (PBL)</i>	94
6.2.15.	- <i>Sabbie e ciottolami di Pod. Belvedere (BED)</i>	95
6.2.16.	- <i>Sabbie argillose e ciottolami della Ghirlanda (GRL)</i>	95
6.2.17.	- <i>Conglomerato di Pod. S. Luigi (PSL)</i>	96

6.2.18.	- Sabbie rosse di Val di Gori (VDG)	96
6.2.19.	- Sabbie rosso-arancio di Donoratico (DOT).....	97
6.2.20.	- Sabbie calcaree e travertini del F. Pecora (FPE).....	98
7.	- DEPOSITI CONTINENTALI RECENTI.....	98
7.1.	- TRAVERTINI (f₁)	98
7.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b_n).....	99
7.3.	- DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI (b₂)	99
7.4.	- DEPOSITI ALLUVIONALI (b).....	99
7.5.	- DEPOSITI DI VERSANTE (a)	99
7.6.	- DISCARICHE ED ACCUMULI DI ORIGINE ANTROPICA (h₁).....	100
V	- TETTONICA	101
1.	- LA TETTONICA DISTENSIVA POSTCOLLISIONALE	102
1.1.	- LA TETTONICA FRAGILE NEOGENICO-QUATERNARIA	102
	- <i>Faglie a direzione N160-N180</i>	104
	- <i>Faglie a direzione N130-N150</i>	105
	- <i>Faglie a direzione N45-N60</i>	106
1.1.1.	- <i>La tettonica distensiva plio-pleistocenica</i>	108
1.1.2.	- <i>La tettonica distensiva del Miocene superiore</i>	110
1.1.3.	- <i>La tettonica distensiva del Miocene inferiore e medio: la "serie ridotta"</i>	113
1.2.	- CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA DISTENSIVA.....	115
2.	- LA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SINCOLLISIONALE.....	118
2.1.	- INTRODUZIONE.....	118
2.2.	- ESAME ANALITICO DELLE STRUTTURE DELLE SINGOLE UNITÀ.....	120
2.2.1.	- <i>Unità ofiolitifera delle Argille a palombini</i>	120
2.2.2.	- <i>Unità ofiolitifera di Monteverdi M.mo - Lanciaia</i>	120
2.2.2.1.	- <i>Struttura del T. Massera</i>	121
2.2.3	- <i>Unità di Santa Fiora</i>	121
2.2.4.	- <i>Unità delle Argille e calcari</i>	122
2.2.5.	- <i>Unità della Falda toscana</i>	122
2.2.6.	- <i>Unità di Monticiano-Roccastrada</i>	124
2.2.6.1.	- <i>Formazione di Fontacinaldo</i>	124
2.2.6.2.	- <i>Gruppo del Verrucano</i>	124
2.2.6.3.	- <i>Complesso delle Filladi</i>	125
2.2.6.4.	- <i>Complesso dei Micascisti</i>	126
2.2.7.	- <i>Unità degli Gneiss</i>	126
3.	- LA TETTONICA DISTENSIVA MESOZOICA NEL DOMINIO TOSCANO	127

VI	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA»	129
VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA»	133
1.	- ZONE INTENSAMENTE SILICIZZATE.....»	133
2.	- ZONE DI OSSIDAZIONE.....»	133
3.	- RISORSE MINERARIE»	133
3.1.	- MINIERE ANTICHE ED ESTENSIONE DELLE MINERALIZZAZIONI.....»	134
3.2.	- SOLFURI MISTI.....»	135
3.3.	- PIRITE.....»	136
3.4.	- MINERALIZZAZIONI MINORI.....»	137
3.5.	- MATERIALI LITOIDI.....»	138
VIII	- IDROGEOLOGIA»	139
1.	- ASPETTI IDROLOGICI ED IDROGEOLOGICI.....»	139
1.1.	- IL CICLO DELL'ACQUA ED IL BILANCIO IDRICO.....»	140
1.2.	- LE RISORSE IDRICHE.....»	142
1.3.	- LA RISORSA IDRICA RIFERITA AI BACINI IDROGRAFICI.....»	145
1.3.1.	- <i>Risorse rinnovabili</i>»	145
1.4.	- CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE.....»	148
	BIBLIOGRAFIA»	153
	APPENDICE»	169

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 306 – Massa Marittima, alla scala 1:50.000, comprende un'area della Toscana Meridionale che ricade per la maggior parte della sua estensione nel territorio provinciale di Grosseto e, per parti minori, in quelli di Livorno, Pisa e Siena (fig. 1).

Il reticolo di drenaggio superficiale afferisce a due principali corsi d'acqua: il F. Cornia, che ha formato nel suo tratto terminale la pianura alluvionale di Piombino, ed il F. Pecora, che ha costituito la pianura di Follonica. Il F. Cornia è il corso d'acqua più importante: in esso confluiscono i torrenti Milia, Lodano, Masera, Turbone ed altri affluenti minori (fig. 2).

Nell'area del Foglio affiorano in prevalenza formazioni appartenenti alle unità liguri ed alle unità toscane mentre i depositi mio-pliocenici del Neoaotoctono Toscano sono limitati ai bacini di Lustignano, di Montebamboli e, nella parte meridionale del Foglio, al Bacino di Perolla.

La carta geologica, alla scala 1: 50.000, è stata redatta sulla base di rilievi svolti, in gran parte, alla scala 1:10.000, negli anni 1992-98 utilizzando come base topografica l'ingrandimento delle tavolette alla scala 1: 25.000 dell'I.G.M., la Carta Tecnica della Regione Toscana e soprattutto le carte aereofotogrammetriche dell'ENEL alla scala 1:10.000. La scelta di questa scala ha consentito di operare con dettaglio in un'area contraddistinta da un contesto stratigrafico-strutturale particolarmente complesso.

Il lavoro di strutturazione della legenda è risultato lungo e complesso: l'area in cui si inserisce il F° 306 si trova al centro delle Colline Metallifere e rappresenta

un tratto di catena collisionale, il Paleoappennino, che si è corrugato nel Miocene inferiore. In essa sono presenti tutte le problematiche geologiche che caratterizzano una catena collisionale e sono riconoscibili le deformazioni verificatesi, con stili tettonici diversi, nelle fasi pre, sin e post-collisionali.

Le formazioni coinvolte nelle deformazioni pre e sin-collisionali sono state raggruppate in unità tettoniche, disposte nello stesso ordine di sovrapposizione

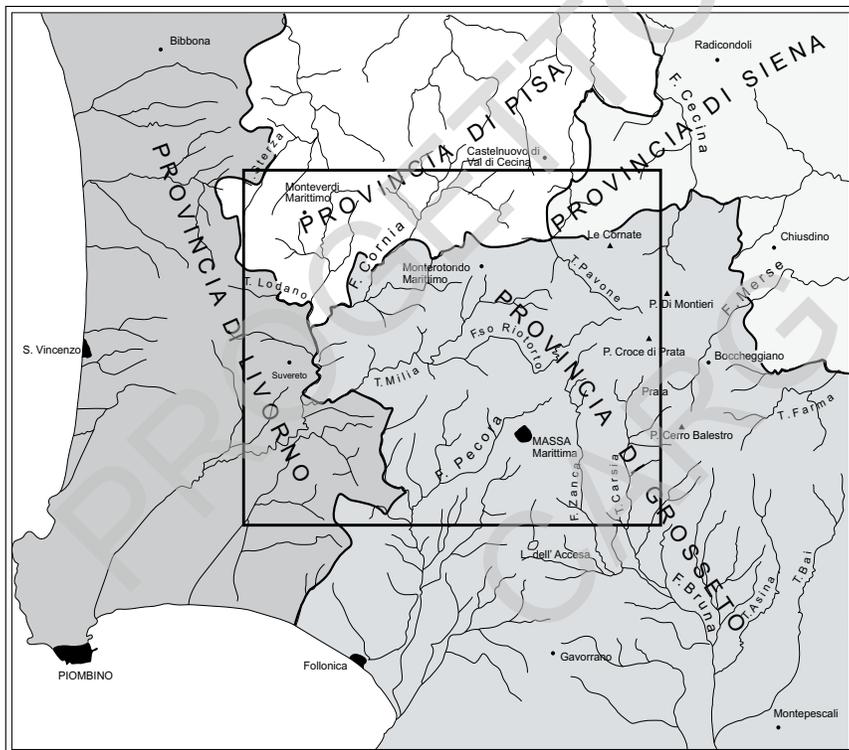


Fig. 1 - Territorio della Toscana meridionale compreso nel foglio 306 - Massa Marittima

geometrica che hanno sul terreno. Quelle, invece, che sono state interessate solo dalle deformazioni riferibili alle fasi post-collisionali sono state collocate nell'ordine di sovrapposizione stratigrafica.

Conformemente alla letteratura corrente abbiamo indicato come unità tettoniche insiemi di formazioni delimitati a letto e a tetto da superfici di sovrascorimento (*thrust faults*). L'assetto di queste unità è molto variabile: esso va da uno stato caotico ad uno con strutturazione tale da rendere possibile una ricostruzione

stratigrafica all'interno della singola unità tettonica. In quest'ultimo caso sono così riconoscibili unità tettoniche di rango superiore, rappresentative di interi domini paleogeografici, ed unità di rango inferiore, rappresentative di zone paleogeografiche diverse appartenenti ad uno stesso dominio, con successioni almeno in parte coincidenti.

* * *

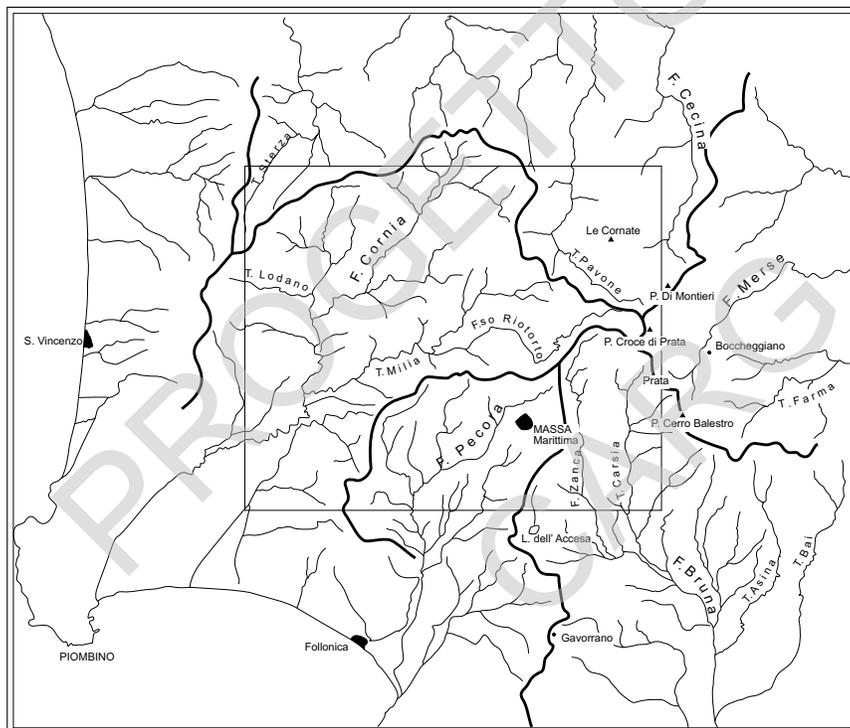


Fig. 2 - Principali corsi d'acqua che ricadono nell'area del foglio e relativi bacini imbriferi.

Le unità litostratigrafiche presenti nel Foglio sono state istituite in tempi diversi e con modalità differenti; alcune vengono qui indicate per la prima volta.

Nel foglio compaiono quindi:

a) Unità litostratigrafiche formalizzate negli "Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia - Formazioni geologiche" negli anni 1968-71 ad opera, inizialmente del Comitato Geologico d'Italia e successivamente della Commissione stratigrafica;

b) Unità litostratigrafiche non formalizzate ma entrate nell'uso corrente della

letteratura geologica e già introdotte nei Fogli alla scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia (CARIMATI *et alii*, 1980);

c) Unità litostratigrafiche istituite *ex novo* nella presente Carta Geologica.

Le unità sedimentarie e metamorfiche sono distinte nel Foglio con tre lettere maiuscole; i membri, formali ed informali, sono siglati con le tre lettere che contrassegnano la formazione a cui appartengono e con un numero al pedice.

Le unità stratigrafiche di rango inferiore al membro sono siglate con le tre lettere che contrassegnano la formazione a cui appartengono e con una lettera minuscola al pedice.

I prodotti magmatici sono infine contrassegnati da lettere greche.

Per la stesura dei testi relativi a ciascuna formazione sono state seguite le indicazioni fornite nel Quaderno del Servizio Geologico Nazionale Serie III , n°1.

Per quanto riguarda gli spessori degli strati questi vengono frequentemente indicati usando i termini suggeriti nelle "Norme generali per il rilevamento e la compilazione della carta geologica dell'Appennino Emiliano Romagnolo" distribuite in occasione del Secondo seminario della Cartografia Geologica tenutosi a Bologna il 21-23 Febbraio 1990, o, più raramente, usando il loro valore numerico.

Il colore dei litotipi, quando non diversamente indicato, è quello in frattura fresca.

Nello stilare la legenda è stata adottato il criterio 4 di VAI & CASTELLARIN (1992) cioè quello secondo il quale la legenda è costruita su unità litostratigrafiche "raggruppate insieme a costituire grandi unità tettoniche, a loro volta correlate con grandi domini di facies".

Per l'inquadramento cronologico delle unità affioranti ci siamo attenuti: a schemi biostratigrafici basati sul plancton calcareo: quello di SISSINGH (1977) per i nannofossili cretaci, quelli di MARTINI (1971) e di OKADA & BUKRY (1980) per i nannofossili paleogenici (Tav. I), quello approntato da Foresi, Mazzei e Salvadorini per i Foraminiferi ed i nannofossili neogenici (fig. 3). In questa figura è riportato, relativamente all'intervallo Miocene Medio (Serravalliano superiore)-Pliocene, lo schema bio-cronostratigrafico utilizzato, con a lato gli eventi che definiscono le zone.

Per i Foraminiferi planctonici questo schema è basato sulla zonazione di IACCARINO e SALVATORINI (1982) e IACCARINO (1985), modificata, da FORESI *et alii* (1998) per l'intervallo Serravalliano-Tortoniano inferiore; per i nannofossili lo schema propone, invece, una zonazione risultata da opportuni aggiornamenti di schemi precedenti (BOSSIO *et alii*, 1991b. FRANCOLINI *et alii*, 1990, FRANCOLINI & MAZZEI, 1991), calibrata con la zonazione standard di MARTINI (1971) e con quella per le aree tropicali di OKADA & BUKRY (1980).

Miocene ed in quella geocronologica (effettuata essenzialmente in base ai lavori di FORESI *et alii*, 1998, FORNACIARI & RIO, 1996, SPROVIERI, 1993, SPROVIERI *et alii*, 1996).

Il rilevamento del Foglio è stato condotto negli anni 1992 – 1998 da: R. Cerri, A. Cigni, G. Cornamusini, A. Costantini, F. Duranti, L. Foresi, A. Lazzarotto, M. Maccantelli, M. Manni, R. Mazzanti, V. Pascucci, L. Radi, F. Sandrelli, E. Spinelli, E. Tavarnelli, A. Tempesti, A. Terzuoli, M. Vissani ed E. Vannini. I contributi di ciascuno sono indicati in fig 4.

Nella stesura delle note illustrative, più in particolare nel capitolo Stratigrafia, nell'elencare i caratteri delle formazioni è stato seguito l'ordine riportato nello schema di pag. 9 del Quaderno n° 1 serie III del Servizio Geologico Nazionale.

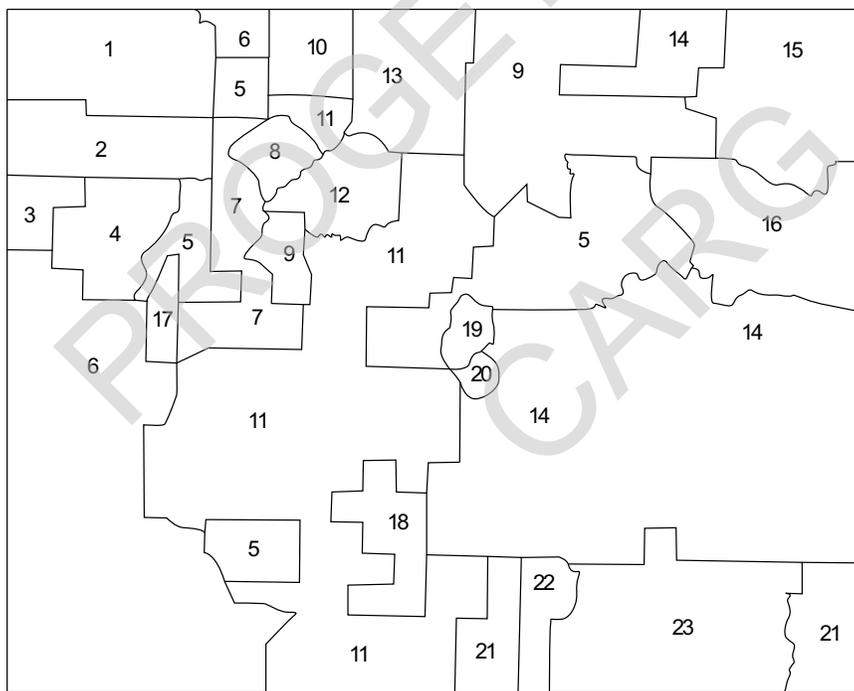


Fig. 4 - Suddivisione del lavoro di campagna fra i vari autori del foglio:

1 - A. Costantini, M. Vissani; 2 - A. Costantini, M. Vissani, L. Radi; 3 - L. Radi; 4 - A. Lazzarotto, A. Tempesti; 5 - E. Vannini; 6 - A. Costantini, A. Lazzarotto, M. Maccantelli, R. Mazzanti, F. Sandrelli, E. Tavarnelli; 7 - L. Radi, F. Duranti; 8 - A. Costantini, E. Spinelli; 9 - A. Lazzarotto; 10 - R. Cerri; 11 - F. Duranti; 12 - L. Foresi; 13 - A. Costantini, A. Cigni; 14 - A. Costantini, E. Vannini; 15 - G. Cornamusini; 16 - A. Lazzarotto, M. Manni; 17 - A. Costantini; 18 - A. Costantini, F. Duranti, A. Terzuoli; 19 - A. Costantini, F. Duranti, E. Vannini; 20 - G. Cornamusini, V. Pascucci; 21 - L. Radi; 22 - V. Pascucci; 23 - F. Sandrelli, V. Pascucci.

II - CENNI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE PRECEDENTI

Il F° 306 – Massa Marittima comprende un'area che ricade in due fogli alla scala 1:100.000 della II^a edizione della Carta Geologica d'Italia: il Foglio 119 – Massa M.ma ed il Foglio 120 – Siena. Le note illustrative di questi fogli, curate rispettivamente da BRANDI *et alii* (1969) e da SIGNORINI (1967), oltre a presentarci una visione moderna della geologia di questo settore della Toscana Meridionale ci forniscono anche un quadro sintetico, ma complessivamente esauriente, dei più significativi lavori geologici condotti nell'area fino alla fine degli anni '60.

In questo periodo furono pubblicati importanti lavori di biostratigrafia sulle unità liguri e subliguri, prima indicate con il nome comprensivo di “Argille scagliose” (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1964; GIANNELLI *et alii*, 1965; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1966; LAZZAROTTO, 1966; CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1967b; CERRINA FERONI *et alii*, 1968).

Sempre agli anni '60 vanno riportati i primi importanti studi sulla stratigrafia e sull'assetto tettonico delle formazioni neautoctone della Toscana Meridionale. Già TREVISAN nel 1951 aveva delineato il quadro deformativo delle formazioni neogeniche della Val di Cecina; tale quadro, che prevedeva l'instaurarsi in Toscana, a partire dal Miocene, di uno stile tettonico caratterizzato da movimenti verticali di blocchi rigidi lungo superfici di faglie dirette subverticali, fu pienamente confermato dagli studi di GIANNINI & TONGIORGI (1959, 1962) e da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1965), oltre che dai numerosi rilevamenti di dettaglio effettuati, come già ricordato, per la realizzazione della Carta Geologica d'Italia (II^a ed.).

A partire dalla fine degli anni '60, una volta ultimata la Carta Geologica d'Italia, nell'area in esame e nelle aree adiacenti continuarono le ricerche di campagna soprattutto mirate alla soluzione di problemi stratigrafici e strutturali nelle unità liguri e nelle formazioni neogeniche.

Un forte impulso a questi studi derivò dall'utilizzo del Nannoplancton calcareo e dei Radiolari nella biostratigrafia, permettendo suddivisioni biostratigrafiche di grande dettaglio anche in quei litotipi classicamente poveri sia di macrofossili che di Foraminiferi. Lavori condotti negli anni ottanta hanno permesso di datare con precisione i Diaspri delle successioni liguri negli affioramenti della Toscana Meridionale e dell'Isola d'Elba (PICCHI, 1985; CONTI & MARCUCCI, 1986; NOZZOLI, 1986; BAUMGARTNER, 1984, 1987; ecc.), mentre con il Nannoplancton calcareo sono stati datati con precisione i flysch cretacei e terziari (MARINO & MONECHI, 1994; MACCANTELLI, 1994a, 1994b; MACCANTELLI & MAZZEI, 1994; LAZZAROTTO *et alii*, 1996; CORNAMUSINI *et alii*, 2001).

Le ricerche sul Neoautoctono Toscano registrarono un notevole impulso con l'approfondimento degli studi biostratigrafici condotti principalmente attraverso l'analisi dei Foraminiferi, del Nannoplancton calcareo e degli Ostracodi. Per una rassegna dei vari lavori condotti da ricercatori delle Università di Pisa e Siena rimandiamo al lavoro di sintesi di BOSSIO *et alii* (1993), che tiene conto delle pubblicazioni uscite fino al 1992.

A partire dagli anni '90 inizia una intensa attività di ricerca preliminare all'esecuzione di due linee sismiche profonde nell'ambito del progetto nazionale CROP (Crosta profonda) gestito dal CNR, dall'AGIP e dall'ENEL. Di queste due linee sismiche, una, il CROP 03, passa una quindicina di chilometri a sud del Foglio 306, in direzione OSO-ENE; l'altra, il CROP 18, con il suo ramo settentrionale, lo attraversa nella parte centrale, in direzione NO-SE. Gli studi preliminari all'esecuzione dei profili sismici hanno ampiamente interessato l'area del Foglio e sono stati condotti utilizzando, oltre ai rilievi di campagna, anche i dati dei sondaggi e dei profili di sismica a riflessione, effettuati dall'ENEL per la ricerca e lo sfruttamento del vapore e, per l'area di Boccheggiano e di Fenice Capanne, dalla SOLMINE per ricerche minerarie.

Tra i lavori più significativi e specificatamente dedicati alla soluzione di problemi stratigrafici e strutturali dell'area in esame ricordiamo quelli di BERTINI *et alii* (1991); BOSSIO *et alii* (1994a,b,c); ELTER *et alii* (1994); BERTINI *et alii* (1994a); GIANELLI (1994); ELTER & PANDELI (1994); BERTINI *et alii* (1994b); BALDI *et alii* (1994); COSTANTINI *et alii* (1995).

Altri contributi a carattere più specifico sono emersi dal Congresso di Camerino tenuto nel 1995 a conclusione di una prima fase del contratto di ricerca CNR sul tema "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino". Ricordiamo in proposito i lavori di BOSSIO *et alii* (1996); CARMIGNANI *et alii* (1996);

DALLMEYER *et alii* (1996); FRANCESCHINI (1994; 1995).

Altri lavori che riguardano aspetti geologici più specifici dell'area relativa al Foglio 306 – Massa M.ma, saranno citati nei diversi capitoli di questa nota illustrativa.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'area del F° 306 – Massa M.ma cade al centro delle Colline Metallifere, vasto settore della Toscana Meridionale, ben conosciuto fin dall'antichità per i suoi giacimenti minerari e, più recentemente, per lo sfruttamento dei fluidi endogeni ("Regione Boracifera di Larderello").

Nelle Colline Metallifere è riconoscibile un tratto di catena, il Paleoappennino, generatosi nell'intervallo Eocene sup.-Miocene inferiore per effetto della collisione fra il Margine europeo e la Microplacca Adria ed entrato in regime di collasso post-collisionale a partire dalla fine del Miocene inferiore. In esse sono riconoscibili gli effetti di deformazioni verificatesi in momenti diversi a partire dalla fine del Cretacico inferiore, ed in domini paleogeografici diversi, con polarità orogenetica verso l'avampaese adriatico.

I movimenti verificatesi durante gli eventi pre e sin-collisionali hanno contribuito alla costruzione di un edificio a falde il cui modello è illustrato in fig. 20. Esso prevede la presenza, al di sopra dell'Unità della Falda Toscana, di ben quattro unità alloctone, delle quali le tre superiori derivano dal Dominio Ligure mentre quella inferiore dal Dominio Subligure. Il corrugamento di queste unità si è verificato, procedendo dal bacino 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 orogenico di "*thrust-avanfossa*", che contraddistingue la fase collisionale. All'interno di tale sistema

si sviluppa una sedimentazione, prevalentemente clastica e torbida, in bacini di avanfossa fortemente subsidenti, posti nelle zone di 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 del depocentro deposizionale e graduale ricoprimento e corrugamento dei settori di avanfossa più occidentali (RICCI LUCCHI, 1986; BOCCALETTI *et alii*, 1990; CORNAMUSINI, 2001). Gli eventi deformativi che coincidono con la fase collisionale vengono spesso indicati con il nome di “fasi appenniniche”.

Durante il Miocene inferiore si determina l’accavallamento delle unità subligure e liguri sul Dominio Toscano: quest’ultimo subisce un forte corrugamento e va a sovrapporsi al Dominio Umbro-Marchigiano.

Le Colline Metallifere, pertanto, si configurano, nel Miocene inferiore, come un edificio a falde che sarà, più tardi, in gran parte smantellato dalla tettonica distensiva. La configurazione originaria è stata approssimativamente ricostruita in questa regione attraverso l’individuazione di più unità tettoniche sovrapposte l’una sull’altra secondo il seguente ordine a partire dall’alto:

- Unità liguri
- Unità subligure
- Unità della Falda toscana
- Unità di Monticiano-Roccastrada
- Unità degli Gneiss

Nell’area del foglio le Unità liguri sono quelle più estesamente rappresentate; l’Unità della Falda toscana compare in prevalenza nella metà orientale del foglio mentre quella di Monticiano-Roccastrada compare in piccoli affioramenti nella zona di Frassine, in Val di Cornia, a Fontacinaldo, nell’alta Valle del T. Mersino e a Fenice Capanne a Sud di Massa M.ma. Quest’ultima unità e quella degli Gneiss sono conosciute in prevalenza, o esclusivamente, nel sottosuolo, attraverso lo studio dei *cuttings* e delle carote di numerosi sondaggi profondi effettuati dall’ENEL per la ricerca e lo sfruttamento dei fluidi endogeni e dalla SOLMINE per l’attività mineraria (ELTER & PANDELLI, 1990; 1993; 1994; BERTINI *et alii*, 1991).

* * *

L’assetto strutturale attuale della Toscana Meridionale 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 della catena nord-appenninica. Recenti studi sul Tirreno settentrionale e sui depositi epiliguri della Toscana Meridionale pongono l’inizio degli eventi deformativi in regime di distensione alla fine del Miocene inferiore (CARMIGNANI *et alii*, 1994; ELTER & SANDRELLI, 1995). A partire da questo momento sono stati distinti nella Toscana Meridionale due diversi eventi distensivi (BERTINI *et alii*, 1991).

Durante il primo evento, riferito ad un intervallo di tempo compreso fra il Miocene inferiore ed il Tortoniano superiore, si è verificata una delaminazione della crosta superiore ad opera di faglie dirette a basso angolo e a 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 sulla formazione anidritica triassica o addirittura sui termini superiori dell’Unità 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 NW-SE, la cui apertura non si è verificata contemporaneamente ma è proceduta gradualmente 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 e si aggira su un valore di circa il 7%.

Nella Toscana Meridionale esiste un’ampia documentazione che attesta che l’evoluzione sedimentaria neogenico-quadernaria è stata in gran parte condizionata da movimenti verticali della crosta, indotti dalla tettonica distensiva post-collisionale, 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 di carattere regionale, hanno suddiviso la successione sedimentaria neogenico-quadernaria della Toscana Meridionale in otto unità stratigrafico-deposizionali relative all’intervallo Tortoniano superiore - Pleistocene inferiore.

Esse sono dall’alto al basso (vedi Bossio *et alii*, 1998 e fig. 5):

Q1	-	Unità di Chiani - Tevere - Montescudaio
P3	-	Unità Pliocene III
P2	-	Unità Pliocene II
P1	-	Unità Pliocene I
M3	-	Unità Lago-mare
M2	-	Unità di Castelnuovo
M1	-	Unità dell’Acquabona - Spicchiaiola
T	-	Unità del “Lignitifero”

Bossio *et alii* (1998), tenendo conto delle curve di HAQ *et alii* (1987), ritengono che gli effetti dell’eustatismo possano essere riconosciuti, quantomeno

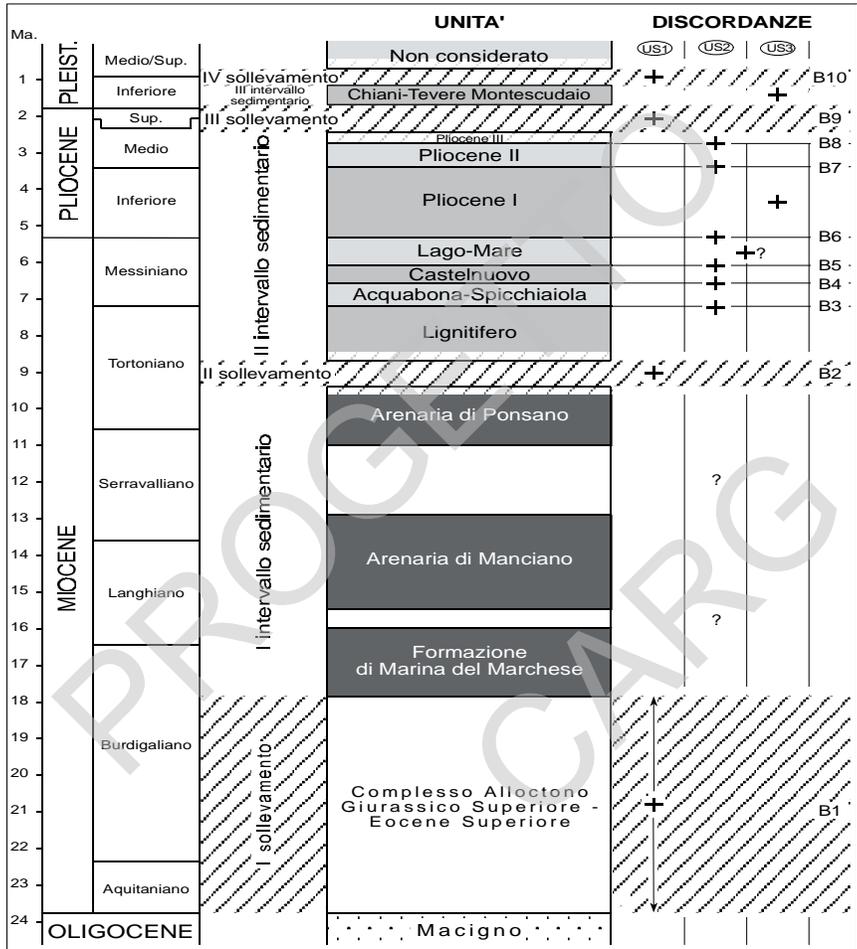


Fig. 5 - Distribuzione cronostratigrafica delle Unità deposizionali riconosciute nella Toscana Meridionale (da Bossio et alii, 1998 con modifiche): in grigio scuro sono rappresentate le formazioni Epiliguri (Burdigaliano sup. - Tortoniano inf.); in grigio chiaro quelle relative all'intervallo di tempo Tortoniano sup. - Pleistocene medio; in rigato olivaceo 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: US1 - discordanze di primo ordine, riconosciute cioè in tutta la parte occidentale dell'Appennino Settentrionale; US2 - discordanze di secondo ordine, locali, nelle quali la relativa concordanza è sempre riconoscibile; US3 - discordanze di terzo ordine, locali, nelle quali non è possibile riconoscere la relativa concordanza. Il segno + indica sollevamento a scala regionale e/o locale. I punti interrogativi indicano incertezza nella interpretazione dovuta alla scarsità dei dati a disposizione.

come contributo significativo, nel limite discontinuo fra T e M1, corrispondente alla trasgressione messiniana, in quello fra M2 e M3, corrispondente alla crisi di salinità del Mediterraneo, in quello fra M3 e P1, corrispondente alla riapertura delle comunicazioni fra il Mediterraneo e l'Atlantico.

Le discontinuità 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 Toscana Meridionale, possono essere messi in relazione ad un anomalo riscaldamento della litosfera; ciò sarebbe messo in evidenza da eventi magmatici di tipo anattettico, penecontemporanei o di poco successivi alle fasi di sollevamento della crosta nella regione.

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

Le unità litostratigrafiche presenti in quest'area sono riferibili ai Depositi continentali recenti, al Neoautoctono Toscano, ai Domini Ligure, Subligure e Toscano ed al Basamento metamorfico.

In questo capitolo saranno descritte prima le formazioni incontrate unicamente nel sottosuolo dai sondaggi profondi, quindi le formazioni affioranti, a partire dall'unità tettonica geometricamente più bassa. All'interno di ciascuna unità tettonica sarà seguito l'ordine stratigrafico dal basso all'alto.

1. - UNITÀ INCONTRATE SOLO NEL SOTTOSUOLO

1.1. - UNITÀ DEGLI GNEISS

1.1.1. – *Gneiss* (UG)

Questa unità non affiora ma è stata incontrata durante la perforazione di alcuni sondaggi profondi effettuati dall'ENEL nei campi di Larderello - Travale a scopi geotermici.

E' costituita da diversi litotipi: "paragneiss biotitico-muscovitici, paragneiss minuti, fortemente biotitici con rari livelli millimetrici quarzosi, gneiss leucocra-

tici poveri in biotite, paragneiss biotitici con porfiroblasti di andalusite, ortogneiss granodioritici a cui sono associati livelli di gneiss occhiadini di composizione granitica, rari livelli di anfiboliti e/o gneiss anfibiolitici” BERTINI *et alii* (1994b).

L'Unità degli Gneiss non presenta strutturazioni metamorfiche riferibili all'orogenesi alpina (ELTER & PANDELI 1990, 1993, 1994, 1996). L'età è pertanto riferibile ad un Paleozoico antico, pre Viseano superiore (pre fase Sudetica dell'Orogenesi Ercinica).

1.2. - UNITÀ DI MONTICIANO-ROCCASTRADA

Questa unità è costituita da formazioni mesozoiche e paleozoiche, tutte interessate da metamorfismo che va dal basso grado al medio grado (COSTANTINI *et alii* 1988; CONTI *et alii*, 1991; ELTER & PANDELI 1994).

Esse sono raggruppabili dall'alto al basso in:

Gruppo del Verrucano;

Complesso delle Filladi;

Complesso dei Micascisti.

Il Complesso dei Micascisti e la parte inferiore del Complesso delle Filladi (Gruppo filladico-quarzitico) sono stati rinvenuti solo attraverso i sondaggi profondi effettuati nell'area di Larderello-Travale e verranno descritti qui di seguito. Le altre unità, invece, sono presenti anche in affioramento e verranno descritte nel capitolo successivo.

Tutte quante verranno descritte a partire da quella geometricamente più bassa.

1.2.1. – *Complesso dei Micascisti (UM₁)*

Questo complesso non affiora ma è stato attraversato da alcuni sondaggi effettuati, nell'area di Larderello-Travale, per la ricerca e lo sfruttamento dei fluidi endogeni.

Dal punto di vista litologico è costituito da micascisti albitico-granatiferi di colore da grigio-verde a grigio bruno a struttura granoblastica, con quarzo, muscovite, albite, clorite e biotite cloritizzata; spesso a struttura porfiroblastica per la presenza di “occhi” di albite e di granato almandino. Gli accessori sono rappresentati da grafite, minerali titaniferi, tormalina, rutilo e pirite.

Questo complesso è stato attraversato dai sondaggi per spessori variabili da 500 a 1000 metri.

Dal punto di vista cronologico il Complesso dei Micascisti viene attribuito

ad un generico Paleozoico. Lo studio petrostrutturale, (BERTINI *et alii* 1994b), ha permesso di mettere in luce che: “gli eventi deformativi presenti nel Gruppo dei Micascisti sono stati riconosciuti anche nella Formazione di Tocchi (Trias sup.) e quindi possono essere ragionevolmente collocati nel complesso dell’orogenesi alpina (ELTER & PANDELI 1990). Una datazione radiometrica con il metodo Rb/Sr sulla muscovite, appartenente alla scistosità precedente a tali aventi alpini nel Gruppo dei Micascisti, ha fornito un’età di 285 ± 11 Ma (DEL MORO *et alii* 1982; FERRARA & TONARINI 1985).”

1.2.2. - *Complesso delle Filladi (UM₂)*

E’ costituito da formazioni paleozoico-?triassiche, in prevalenza filladico-quarzitiche, caratterizzate da una strutturazione alpina e da relitti di scistosità prealpina.

Nel Complesso delle Filladi gli studi petro-strutturali condotti da ELTER & PANDELI (1994) hanno permesso di distinguervi due insiemi formazionali: la formazione delle Filladi e quarziti del Torrente Mersino presente anche in affioramento ed indicata con la sigla (FTM) e il Gruppo filladico quarzitico incontrato solo nel sottosuolo.

Nelle linee generali la formazione delle Filladi e quarziti del T. Mersino poggia sul Gruppo filladico quarzitico; tuttavia non sono infrequenti ripetizioni tettoniche. Lo spessore del complesso è variabile fino a valori massimi superiori ai 1000 m.

Il Gruppo filladico-quarzitico non affiora ma è stato incontrato durante la perforazione di alcuni sondaggi effettuati nell’area di Larderello Travale per scopi geotermici.

Questo gruppo corrisponde principalmente alla petrofacies 4 in ELTER & PANDELI (1994) che viene così descritta: “Filladi, spesso quarzose, e metarenarie/metagrovacche cloritiche di colore da grigio-verdastro a verde. I componenti sono quarzo, muscovite/sericite, clorite (di colore verde talora molto acceso, probabilmente ricca in Fe), calcite e, come accessori, opachi titaniferi, tormalina, pirite, zirconio, epidoto e localmente anche grafite. Le metagrovacche sono caratterizzate da un discreto contenuto in plagioclasti acidi, spesso con geminazioni multiple. Localmente ai suddetti litotipi possono intercalarsi dei livelli carbonatici impuri ricristallizzati.

A questa petrofacies sono inoltre associati tipici livelli granoblastici di colore verde scuro costituiti da albite/oligoclasio (spesso con geminazioni semplici e multiple), clorite, tremolite-actinolite, e con quarzo e calcite subordinati; tipica è l’abbondanza di epidoto e titanite, spesso smistati parallelamente alla scistosità

principale. In qualche caso, al di là della forte ricristallizzazione, sono ancora riconoscibili relitti di tessiture magmatiche di tipo blasto-oftico che permettono di attribuire almeno parte di questi litotipi a metavulcaniti basiche. GIANELLI & PUXEDDU (1980) e PUXEDDU *et alii* (1984), in base ai dati geochimici, attribuiscono tali metavulcaniti, assieme a quelle presenti nel sottosuolo di Niccioleta (presso Massa M.ma), a basalti intraplacca debolmente alcalini.

In questo gruppo è stato segnalato il rinvenimento, nei litotipi filladico-metarenacei, di foliazioni relitte disposte circa ortogonalmente alla S1 e costituite da muscovite ± clorite ± grafite ± quarzo ± albite. Tali relitti intrafoliari sono stati riconosciuti anche in molte altre unità precarbonifere del basamento toscano e attribuiti all'evento tettonometamorfico sudetico dell'orogenesi ercinica (ELTER & PANDELI 1990; 1991; CONTI *et alii* 1991; PANDELI *et alii*, 1994).

1.2.3. - *Complesso del Verrucano (UM₃)*

Quarzareniti, conglomerati e filladi viola riferibili genericamente al Gruppo del Verrucano e strutturati in scaglie tettoniche; ad esse si alternano scaglie tettoniche della Formazione di Tocchi e della Formazione anidritica di Burano.

1.3. - UNITÀ DELLA FALDA TOSCANA

1.3.1. – *Calcari neri brecciati (BRC)*

Nel sottosuolo di Lagoni del Sasso (vedi sezioni geologiche) i dati dei sondaggi indicano la presenza, al tetto della serie evaporitica, di un livello lenticolare di breccia con elementi di calcare nero e di dolomia. Il suo spessore raggiunge talvolta alcune centinaia di metri, altre volte si annulla completamente. Si tratta di una breccia di origine tettonica, formatasi a spese della parte superiore della formazione anidritica e di parte della formazione dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*. Età: Triassico superiore.

2. - FORMAZIONI AFFIORANTI

2.1. - UNITÀ DI MONTICIANO-ROCCASTRADA

2.1.1. – *Filladi e quarziti del Torrente Mersino (FTM)*

Questa formazione fa parte del Complesso delle Filladi (**UM₂**) precedentemente descritto. Essa, recentemente descritta da BERTINI *et alii* (1991), rappresenta una porzione della cosiddetta “Formazione filladica di Boccheggiano” istituita da SIGNORINI nel 1964. Si propone di abbandonare quest’ultima denominazione in quanto con essa si intendono più unità litostratigrafiche spesso collegate da rapporti non stratigrafici.

Questa unità litostratigrafica affiora nella zona di Serrabottini, a Sud di Massa M.ma, ed in un più limitato affioramento lungo il Torrente Mersino. Essa è stata attraversata da numerosi sondaggi nei campi geotermici di Larderello e Travale e nelle aree minerarie di Boccheggiano, Serrabottini e Niccioleta.

Dal punto di vista litologico si compone di tre litofacies principali:

- a) filladi e quarziti grigie e nere
- b) quarziti e filladi verdi
- c) metaconglomerati

La litofacies a) è la più diffusa ed è formata da filladi spesso quarzose, di colore dal grigio al nero, con locali sottili livelli quarziticci grigio-chiari. Talvolta sono presenti intercalazioni di filladi sericitiche grigie e livelli di quarziti e quarziti filladiche grigie e grigio scure a tessitura blasto-psammitica, a grana da medio-fine a grossolana. Si intercalano anche filladi, filladi quarzose e quarziti fini grafitose di colore nero.

La litofacies b) costituisce delle lenti all’interno della (a) ed è rappresentata da filladi cloritiche, spesso quarzose, di colore verde, sfumanti in metapsammiti quarzose grigio-verdi entrambe caratterizzate dalla completa assenza di materiali grafitosi.

L’ultima litofacies, la (c), è rappresentata da metaconglomerati di colore grigio chiaro che sono presenti come lenti per lo più nella parte alta della successione affiorante.

La formazione affiora per uno spessore che si aggira sui 110 m mentre, se prendiamo in considerazione i dati ricavabili dai sondaggi effettuati dalle Società Montecatini e SOLMINE, è possibile rilevare che tale formazione è potente almeno 200 m.

Nell’area in esame la formazione è sormontata tettonicamente dalla Forma-

zione anidritica di Burano.

Per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione, COCOZZA *et alii* (1974) e FRANCESCHELLI (1980) suggeriscono un ambiente lagunare, mentre GIANELLI & PUXEDDU (1978) propongono un ambiente marino profondo.

In assenza di fossili, la formazione viene riferita ad un generico Carbonifero?-Triassico. Tale riferimento è suggerito dall'analisi meso- e microstrutturale, dalla quale emerge che questa formazione è stata interessata da due eventi tettonometamorfici (D1 e D2) in facies di scisti verdi seguiti da un blando evento deformativo tardivo (D3), tutti inquadrabili nell'orogenesi alpina. L'assenza di relitti di scistosità prealpina permette di ipotizzare come limite inferiore di età la base del Carbonifero medio in relazione al fatto che nella Toscana Meridionale la formazione più antica non interessata dalla orogenesi ercinica e datata con i fossili è la Formazione di Carpineta, riferibile al Viséano sup.-Namuriano. Il limite superiore deve essere antecedente all'età del Verrucano.

- GRUPPO DEL VERRUCANO

2.1.2. – *Anageniti minute* (ANA)

Affiorano circa 2 km a NNE di Frassine in corrispondenza del Poggio la Barca. - L'esigua estensione dell'affioramento e lo stato di alterazione impediscono di fare dettagliate osservazioni sui caratteri litologici della porzione affiorante. E' rappresentata da strati di spessore variabile dal metro a pochi centimetri di quarzoareniti rosate e di microconglomerati ad elementi di quarzo bianco e rosa e, più raramente, di quarziti tormalinifere in una matrice quarzatica biancorosata. A questi litotipi si intercalano siltiti ed argilliti viola. Questi tipi litologici appaiono in genere fortemente alterati e sbiancati dalle azioni idrotermali e il loro riconoscimento non è sempre agevole (LAZZAROTTO, 1967). Lo stato di avanzata alterazione idrotermale fu notato anche dal LOTTI (1910) che scrisse: "sono gli scisti permiani che furono di preferenza convertiti in allumite ed in parte silicizzati e caolinizzati".

La formazione presenta in affioramento uno spessore che si aggira sui 100 metri; tuttavia, in numerosi sondaggi che l'hanno incontrata nel sottosuolo (Bacino di Lustignano), è stata perforata per spessori che superano i 200 metri (LAZZAROTTO, 1967).

Di questa unità non affiora la base e quindi i rapporti di letto possono soltanto ricavarsi dai dati dei sondaggi effettuati nella zona a scopo geotermico. Nei lavori più recenti che si sono occupati dell'assetto strutturale del sottosuolo della

Toscana Meridionale è stata segnalata una complicata strutturazione a scaglie tettoniche che coinvolge tutta l'Unità di Monticiano-Roccastrada e quindi anche la formazione in oggetto. In affioramento le Anageniti minute sono sormontate dalla Formazione anidritica di Burano e da quella dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*. Tali contatti sono di natura tettonica (LAZZAROTTO, 1967).

Negli affioramenti in parola non sono stati rinvenuti fossili.

Dall'analisi dei limitati affioramenti non è possibile risalire all'ambiente di deposizione di questa formazione; indicazioni in proposito si possono ricavare dalla letteratura ed in particolare da RAU & TONGIORGI (1974) i quali sulla base delle caratteristiche litologiche e sedimentologiche riscontrate in questa formazione nei Monti Pisani asseriscono che l'ambiente di sedimentazione doveva essere "continentale di pianura alluvionale percorsa da fiumi relativamente canalizzati, di tipo nettamente stagionale." RAU *et alii* (1988) la riferiscono ad un "sistema di *braided-streams*" ove i depositi ciottolosi di larghi e bassi canali, debolmente meandriiformi, si alternano con le siltiti di *over-banck*.

In altre località della Toscana questa formazione, per posizione stratigrafica, è comunemente attribuita al Triassico medio (RAU & TONGIORGI, 1974; COCOZZA *et alii*. 1975; COSTANTINI *et alii* 1988 cum bibl.).

2.1.3. – *Formazione di Fontalcinaldo (FON)*

Questa formazione viene descritta da OLIVERO (1963) in un lavoro relativo al giacimento di pirite del Ritorto come costituita da: "calcari marmorei, calcescisti, argilloscisti varicolori" ed indicata da SIGNORINI (1967) con il nome di Complesso di Fontalcinaldo e da quest'autore descritta come rappresentata da: "scisti rossi violacei e verdi; calcescisti; calcari cristallini e cipollini".

Questa unità affiora nel Rio Torto, a SE della località Fontalcinaldo.

Dal punto di vista litologico è costituita da tre litotipi principali:

calcescisti, marmi e marmi stratificati con liste e noduli di selce e metaconglomerati (PANDELI *et alii* 1988).

I calcescisti di colore verde, bianco e rosso violaceo consistono in un'alternanza sub-millimetrica di livelli carbonatici e fillosilicatici. I livelli carbonatici sono costituiti da un calcare a grana fine con quantità variabili di quarzo detritico, muscovite, clorite e plagioclasio albitico e con un diffuso pigmento ematitico. I livelli fillosilicatici, dello spessore da alcuni millimetri a pochi centimetri sono costituiti da muscovite e clorite associate a quantità minori di quarzo, solfuri, ossidi di Fe-Ti e di plagioclasio albitico.

I marmi e i marmi stratificati con liste e noduli di selce hanno grana da fine a molto fine.

I metaconglomerati sono costituiti da elementi calcarei e subordinatamente silicei in una matrice calciscistosa ricca di foraminiferi, talvolta prevalente su i clasti.

Questa formazione costituisce scaglie tettoniche all'interno della Formazione anidritica di Burano. In affioramento lo spessore massimo calcolato è superiore al centinaio di metri.

OLIVERO (1963) segnala un frammento di fossile non determinabile in una sezione sottile di un calcescisto. PANDELI *et alii* (1988) rinvennero nei calcescisti e nella matrice dei metaconglomerati associazioni costituite in prevalenza da Globorotalie paleoceniche (gr. *G. pusilla*) di piccole dimensioni e da Globorotalie carenate dei gruppi *G. rex-velascoensis*, *G. aequa-angulata* e *G. gracilis*. In alcuni campioni ricordano anche associazioni a Globotruncanidi rimaneggiate.

Sulla base delle microfaune segnalate da PANDELI *et alii* (1988) si può ipotizzare per questa formazione un ambiente di tipo pelagico ed una sua appartenenza al Paleocene medio-superiore-Eocene inferiore. Le sue caratteristiche litologiche permettono di correlarla con gli scisti sericitici varicolori mesozoico-terziari delle Alpi Apuane, dei Monti Pisani e della Montagnola Senese.

3. - FORMAZIONI DEL DOMINIO TOSCANO

3.1. - UNITÀ DELLA FALDA TOSCANA

3.1.1. – *Formazione anidritica di Burano* (**BUR**) - *Calccare cavernoso* (**CCA**)

Affiorano estesamente nell'area compresa tra Prata, Monterotondo M.mo e Massa M.ma. Limitati affioramenti si rinvennero nell'area di Serrabottini e Frassineto.

La facies decisamente più diffusa è quella che va sotto il nome di “calccare cavernoso”; è costituita da calcari grigi e da una breccia tettono-autoclastica affatto stratificata, ad elementi calcarei o dolomitici da centimetrici a decimetrici ed a cemento calcareo. Caratteristica è la presenza di piccole cavità di forma poligonale vuote (“calcari vacuolari o a cellette”) o riempite da polvere grigia dolomitica (“cenerone”). Gli elementi calcarei in frattura fresca sono di colore grigio più o meno chiaro, mentre sulla superficie d'alterazione presentano una colorazione variabile tra il grigio scuro e il bianco sporco. Quelli dolomitici hanno invece un colore grigio scuro in frattura fresca e raramente possono presentarsi in strati sottili.

Molto raramente (zona di Poggio alla Pietra, vicino Frassine) affiora un'alternanza di strati di dolomie grigio scure e di anidriti di colore bianco, quasi sempre idrate (gessi), che costituisce la roccia madre (Formazione anidritica di Burano) dalla quale deriva la facies del Calcarea cavernoso.

Quest'ultima rappresenta il prodotto di trasformazioni epigenetiche che hanno obliterato l'originario assetto e natura della compagine solfatico-carbonatica di partenza. Per questa ragione le due formazioni, pur litologicamente ben differenziabili, vengono qui trattate insieme per evidenziare la peculiarità della trasformazione diagenetica, tutt'ora in atto, che dalla Formazione anidritica di Burano porta al Calcarea cavernoso.

Lo spessore della formazione CCA è molto variabile per motivi di natura tettonica. Nei sondaggi effettuati nella zona si sono misurati spessori massimi intorno ai 720 metri mentre quelli minimi si aggirano sulle poche decine di metri.

In due sondaggi perforati al Monte Rinieri (circa 1 km a SO di Case Dolaghe) alla base della formazione è stata incontrata una breccia carbonatica in matrice calcarea gialla, all'interno della quale vi sono frammenti di filladi verdi. Questa breccia, per le caratteristiche litologiche e per la posizione stratigrafica è correlabile con la Formazione di Tocchi. In assenza di quest'ultima formazione il Calcarea cavernoso poggia, con contatto tettonico, direttamente sopra le Filladi e quarziti del Torrente Mersino. Superiormente passa, con contatto stratigrafico continuo, alla formazione dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* (RET) mentre con contatto discontinuo è ricoperta dalla Breccia di Grotti, dalle Sabbie e ciottolami di Pod. Belvedere, dalle Sabbie argillose e ciottolami della Ghirlanda, oltre che dai depositi continentali quaternari. Essa è sormontata inoltre, con contatto tettonico, dalle seguenti formazioni: Argille a palombini, Formazione di Monteverdi M.mo, Formazione di Monte Morello, Macigno, Formazione di Brolio.

Nell'adiacente area di Boccheggiano, in più livelli della Formazione anidritica di Burano attraversati dai pozzi della SOLMINE, COSTANTINI *et alii* (1983) segnalano per la prima volta la presenza di microfaune a foraminiferi. Successivamente MARTINI *et alii* (1989), in un lavoro che prende in esame oltre ai campioni provenienti dal sottosuolo di Boccheggiano anche campioni prelevati in alcune cave (Montisi, Roccastrada, P. Lanzo) forniscono i seguenti elenchi di fossili:

- nei campioni provenienti dalle cave:

Glomospira spp; *Glomospirella* ex gr. *amplificata/hoae* KRISTAN TOLLMANN, 1970; *G. capellini* CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; *G. rosetta* CIARAPICA, CIRILLI & ZANINETTI (in CIARAPICA *et alii*, 1987); *G. sp.2*; *G. spp.*; *Gandinella apenninica* CIARAPICA & ZANINETTI, 1985; *Agathammina* sp.; *Aulotortus tumidus* (KRISTAN

TOLLMANN, 1964); *Aulotortus* sp.;

- nei campioni prelevati nelle carote dei sondaggi:

Glomospira spp; *Glomospirella* ex gr. *amplificata/hoae* KRISTAN TOLLMANN, 1970; *G. rosetta* CIARAPICA, CIRILLI & ZANINETTI (in CIARAPICA *et alii* 1987); *Glomospirella* sp.1; *G. spp.*; *Gandinella apenninica* CIARAPICA & ZANINETTI, 1985; "*Trochammina*" sp.; *Agathammina* sp.; *Aulotortus communis* (KRISTAN, 1957); *Aulotortus* sp., *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER, 1957).

Le sequenze evaporitiche carbonatico-solfatiche della Formazione anidritica di Burano presentano caratteri sedimentologici che suggeriscono un ambiente di sedimentazione di sabkha (PASSERI & PIALI, 1973) "prospiciente un'area marina confinata ad alta salinità" (MARTINI *et alii*, 1989).

I dati micropaleontologici sopra indicati permettono di riferire la formazione di Burano, presente nell'area, ad un intervallo compreso fra il Carnico ed il Norico superiore. Secondo MARTINI *et alii* (1989) il Retico può essere escluso per l'assenza di *Triasina hantkeni* MAJZON (1954).

3.1.2. – *Calcarei e marne a Rhaetavicula contorta* (RET)

Questa formazione presenta caratteri litostratigrafici analoghi a quelli della Formazione del Monte Cetona istituita, nella località omonima, da CIARAPICA *et alii* (1982, 1987). La non perfetta identità dei caratteri litologici ed il mancato rinvenimento nei campioni prelevati dagli affioramenti del Foglio 306 di *Triasina hantkeni* MAJZON (1957), elemento caratterizzante della Formazione del Monte Cetona, ci impedisce di adottare questo nome nuovo per l'unità litostratigrafica in oggetto.

La formazione affiora estesamente nell'area compresa tra Prata e Monte S. Croce e nelle aree di Frassine, Poggio alla Pietra e Serrabottini. Un buon affioramento è visibile lungo la strada che collega Prata a Niccioleta.

Essa è rappresentata principalmente da calcari e calcari marnosi stratificati (spessore dai 30 ai 70 cm), di colore grigio-scuro o nero, che presentano granulometria variabile da media a fine. Ad essi si ritrovano associate, in subordine, marne di spessore massimo di 40 centimetri, di colore grigio in frattura fresca e giallo in quella alterata. Gli strati presentano a volte interfacce deposizionali debolmente ondulate. Caratteristica è una fitta rete di vene di calcite spatica che conferisce alla roccia un aspetto brecciato. Raramente si rinvencono anche strati gradati. Al passaggio alla formazione sottostante il calcare a *Rhaetavicula contorta* si presenta più "cariato" e si alterna a strati di breccia ad elementi calcarei. Al tetto la formazione tende a divenire più calcarea con giunti di stratificazione maggiormente spaziati; i calcari si presentano allora ben compatti e di colore

grigio più chiaro.

Lo spessore della formazione si aggira sui 100 metri.

I Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* sono sormontati con contatto stratigrafico continuo dalla formazione del Calcare massiccio e, con lacuna, dalla formazione della Breccia di Grotti. Risultano inoltre sormontati con contatto tettonico dalle seguenti formazioni: Formazione di Monteverdi M.mo, Argille a palombini, Formazione di Brolio, Macigno.

Nell'affioramento di Poggio alla Pietra LAZZAROTTO (1967) segnala, in campioni di calcare detritico-organogeno, una microfacies ad ooliti, Foraminiferi, resti di Bivalvi ed Echinodermi oltre che frammenti di Alghe e Gasteropodi. Alcune Alghe presentano i caratteri delle Solenoporacee; tra i Foraminiferi sono riconoscibili *Frondicularia* sp. e rari individui appartenenti alla famiglia Textularidae. Da evidenziare la presenza negli affioramenti dell'area di Prata di *Agathammina australpina* KRISTAN-TOLLMANN e *TOLLMANN, A. passerii* CIARAPICA e ZANINETTI, *Glomospirella expansa* KRISTAN-TOLLMANN, *G. friedli* KRISTAN-TOLLMANN, *G. parallela* KRISTAN-TOLLMANN, *Involutina communis* (KRISTAN) e *I. gaschei* (KOEHN-ZANINETTI & BRÖNNIMAN) (NOCITI, 1984).

Le caratteristiche litologiche ed il contenuto microfaunistico suggeriscono per i Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* un ambiente di sedimentazione variabile da una laguna, con acque scarsamente ossigenate, ad una palude costiera (PASSERI & PIALLI, 1973). Strati calcarei con evidente gradazione granulometrica testimoniano inoltre saltuarie condizioni di deposizione ad energia più elevata e decantazione del materiale in sospensione.

Sulla base di quanto evidenziato dalle analisi micropaleontologiche risulta possibile riferire questa formazione al Triassico superiore. In altri affioramenti della Toscana è stata accertata la sua appartenenza al Retico per la presenza di *Triasina hantkeni*, MAJZON (1957).

3.1.3. – *Calcare massiccio (MAS)*

Affiora nelle aree di Prata, Monte S. Croce, M. Peloso, Gerfalco, Monteverdi M.mo e Montioni. I migliori affioramenti sono visitabili presso i Monti di S. Croce e nell'area di Gerfalco.

Nella facies tipica questa formazione è costituita da un calcare di colore grigio chiaro, talvolta bianco, a grana fine o media che ha un aspetto ceroide e debolmente saccaroide e che, in genere, è privo di stratificazione. Al passaggio con la formazione sottostante il calcare assume un colore grigio e presenta strati spessi e mal definiti; al tetto la formazione mostra ugualmente una stratificazione grossolana, con strati dello spessore di circa 50 centimetri, ed un colore grigio,

con zonature rosate. Subordinatamente sono presenti orizzonti lenticolari ricchi in ooliti.

Lo spessore del Calcere massiccio nell'area studiata varia da pochi metri a più di 200 m.

La formazione è compresa tra i Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* alla base ed il Calcere rosso ammonitico al tetto; il passaggio alle due unità avviene rispettivamente per alternanze ed in maniera sfumata. Il Calcere massiccio è inoltre sormontato tettonicamente dalla Formazione di Brolio, dal Macigno, dalla Formazione di Monteverdi Marittimo e dalle Argille a palombini.

Nella zona di Gerfalco sono stati effettuati numerosi ed approfonditi studi paleontologici soprattutto a cura di DE STEFANI (1876; 1887) e FUCINI (1906). L'elenco dei fossili è riportato, oltre che nei lavori degli Autori sopra indicati, anche in quelli di LOTTI (1893, 1910) e di LAZZAROTTO (1967). In una sezione campionata nei pressi di Campiglia Marittima, poco ad ovest del margine occidentale del foglio, FAZZINI *et alii* (1968) evidenziano la presenza di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) in associazione con *Thaumatoporella parvovessiculifera* (RAINERI), *Solenopora sp.*, *Cayeuxia sp.*, *Textularia sp.*, *Valvulina sp.*, *Trochammina sp.*, *Ammobaculites sp.*, *Glomospira sp.* e con frammenti di Molluschi, rari resti di Echinodermi e tracce di Ostracodi. Resti algali (Corallinaceae con *Thaumatoporella parvovessiculifera* (RAINERI), Solenoporaceae e Dasycladaceae) sono segnalati anche da LAZZAROTTO (1967) nell'area dei Monti di S. Croce.

Il Calcere massiccio affiorante in quest'area risulta essersi sedimentato in un ambiente da sopratidale ad intratidale, caratteristico di una zona di laguna esterna (BOCCALETTI & MANETTI, 1972) nella quale si depositavano prevalentemente fanghi carbonatici, talvolta interessati da episodi di alta energia testimoniati dalla facies oolitica.

Sulla base di un esame critico degli studi paleontologici indicati in precedenza, LAZZAROTTO (1967) ritiene che il tetto del Calcere massiccio dell'area di Gerfalco debba essere attribuito alla sommità dell'Hettangiano o all'inizio del Sinemuriano (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978), concordemente a quanto riscontrato in Toscana dalla maggioranza degli autori.

3.1.4. – *Calcere rosso ammonitico (RSA)*

Affiora nell'area di Gerfalco (Poggio Mutti e le Cornate) ed in limitati affioramenti nelle aree di Prata e M. Peloso. Le migliori esposizioni si hanno nell'area di Gerfalco ma è ben visibile anche in due cave ubicate lungo la strada che collega Prata a Pian di Mucini.

Questa formazione è costituita per lo più da calcari e calcari marnosi stratifi-

cati, di colore che va dal grigio, più o meno rosato, al rosso cupo in frattura fresca (in superficie d'alterazione il colore è grigio chiaro o biancastro). Gli strati, ben evidenti, hanno spessore variabile da 10 a 80 centimetri; essi sono separati da sottili livelli di argilliti giallastre con zonature più rossicce, nei quali sono visibili dendriti di manganese. Nella parte superiore della formazione i calcari assumono un colore grigio chiaro e vi compaiono liste di selce rosata e rossa. Caratteristiche peculiari risultano essere la struttura nodulare e la presenza di steli di Crinoidi. Sono state rinvenute superfici stilolitiche parallele alla stratificazione dovute a *pressure solution*.

Lo spessore della formazione è molto variabile; in genere si aggira intorno a 30-50 metri.

Il Calcare rosso ammonitico poggia con contatto stratigrafico sul Calcare massiccio ed è sormontato, con contatto di analogo significato, dal Calcare selcifero e dalle Marne a *Posidonomya* (con queste formazioni è anche in rapporti di eteropia) e, talvolta direttamente, dai Diaspri.

I reperti fossili più importanti, generalmente ammoniti, provengono dagli affioramenti delle Cornate di Gerfalco e di Poggio Mutti; il loro rinvenimento ed il loro studio si devono a SAVI & MENEGHINI (1851), DE STEFANI (1876, 1887) e VALDUGA (1960). Per il loro elenco si rimanda al lavoro di LAZZAROTTO (1967).

FARINACCI (1967) ritiene che questa formazione si sia sedimentata in un ambiente marino con acque sottili. Secondo RICCI LUCCHI (1978) e BOSELLINI (1991) i calcari rossi nodulari sono da considerarsi una "facies pelagica condensata" da riferirsi ad aree sottomarine topograficamente elevate.

Il contenuto in fossili riportato dagli autori di cui sopra è indicativo dell'intervallo Sinemuriano-Pleinsbachiano (Sinemuriano-Domeriano); la presenza di *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *Phymatoceras commensis* (DE BUCH) e *Phylloceras heterophyllum* (SOW.), riconosciuta da SAVI & MENEGHINI, è invece caratteristica del Toarciano (Lias superiore). Queste specie provengono, con molta probabilità, da un livello con liste di selce rosse (VALDUGA, 1960) che risulterebbe, di conseguenza, eteropico del Calcare selcifero (LAZZAROTTO, 1967; LAZZAROTTO & MAZZANTI 1978).

3.1.5. – *Calcare selcifero* (CSF)

La formazione è rappresentata in piccoli affioramenti delle aree di Monterotondo M.mo, Prata e Montioni. I migliori affioramenti sono, comunque, nell'area di Monterotondo M.mo.

Il litotipo di gran lunga prevalente nell'unità è un calcare di colore grigio in frattura fresca, grigio-biancastro sulla superficie alterata, che presenta grana fine e

frattura concoide e che è sempre ben stratificato con strati della potenza media di 40 centimetri. All'interno degli strati sono osservabili caratteristici noduli e sottili liste di selce grigio-scura o nera. Dendriti di manganese si rinvengono con una certa frequenza nelle fratture. Al passaggio con la formazione sottostante, il Calcarea selcifera presenta un colore grigio-rosato e mostra strati di spessore medio.

La formazione in oggetto non sempre compare nei nuclei di successione toscana e ciò per ragioni sia di carattere stratigrafico, sia di carattere tettonico. Quando presente lo spessore della formazione non supera i 40 metri.

Il Calcarea selcifera viene a contatto con la sottostante formazione del Calcarea rosso ammonitico attraverso un passaggio graduale e sfumato; esso è sormontato, con contatto di analogia natura, dalle Marne a *Posidonomya* e dai Diaspri. L'unità è inoltre sormontata, con contatto tettonico, dalla Formazione di Brolio e dal Macigno.

I campioni prelevati nel Calcarea selcifera non hanno fornito microfacies significative ai fini cronologici: sono infatti risultati essere per lo più micriti con Radiolari, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Stomiosphaera* sp. e piccoli ostracodi (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978). Nei vicini Monti di Campiglia un livello di "calcari spatici" alla base della formazione ha fornito una ricca fauna ad Ammoniti ("fauna a *Terebratulina aspasia*" di VOM RATH in: LOTTI, 1910). Per l'elenco dei fossili studiati da LEVI e da FUCINI si rimanda a COSTANTINI *et alii* (1995).

Per le caratteristiche litologiche e le faune in esso rinvenute, il Calcarea selcifera viene considerato essersi sedimentato in un ambiente marino pelagico con profondità minore della CCD.

Sulla base della posizione stratigrafica e dell'analogia con altri affioramenti datati della Toscana Meridionale, questa formazione è riferibile al Lias medio-superiore.

3.1.6. – Marne a *Posidonomya* (POD)

Questa formazione è presente nel nucleo di Montioni, dove la successione toscana affiorante è interessata da ingenti fenomeni di silicizzazione, e in limitati affioramenti delle aree di Gerfalco e Monterotondo M.mo.

Nella zona di Montioni affiorano quarzolutiti grigie e gialle in strati molto sottili che si alternano a strati spessi di quarziti grigie e livelli rosa chiaro. Nonostante l'intensa silicizzazione che interessa queste rocce, la loro posizione stratigrafica compresa tra il Calcarea selcifera ed i Diaspri, unita alle loro caratteristiche stratimetriche, suggeriscono che possa trattarsi della formazione delle Marne a *Posidonomya*. Nelle altre due zone l'unità affiora, invece, con i litotipi caratteristici rappresentati da marne, marne argillose e calcari marnosi di colore rosso

vinato o giallo-verde. Talvolta sono presenti brecce ad elementi calcarei, calcari grigio-verdi e sottili strati di calcare siliceo.

Lo spessore della formazione è in genere esiguo; al massimo raggiunge una trentina di metri.

Le Marne a *Posidonomya* poggiano in continuità e con contatto sfumato sul Calcare selcifero (Monterotondo M.mo); esse sormontano stratigraficamente anche il Calcare rosso ammonitico mentre a loro volta sono sormontate dai Diaspri e, tettonicamente, dalla Formazione di Brolio.

Negli affioramenti di Monterotondo M.mo sono osservabili sulla superficie delle marne modelli e gusci di bivalvi assegnabili a *Posidonia*; il loro cattivo stato di conservazione non permette comunque una definizione specifica. LOTTI (1910) riferisce questi resti a "*Posidonomya bronni*"; MERLA (1952) ha invece accertato in questa formazione la presenza di *Posidonia alpina* (GRAS). L'analisi in sezione sottile ha rivelato, oltre una grande abbondanza di "filamenti calcitici", la presenza di *Globochaete alpina* LOMBARD, Radiolari ed Ostracodi (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978).

In letteratura la formazione è considerata essersi sedimentata in ambiente marino profondo (KALIN *et alii* 1979).

Per quanto riguarda l'età la formazione è attribuibile al Dogger (LAZZAROTTO, 1967).

3.1.7. - *Successione condensata* (SC)

Si tratta di una successione depositata su un alto pelagico di tipo brianzonese. Affiora presso M. Peloso (SE di Suvereto) dove i termini della Successione toscana compresi tra il Calcare massiccio (MAS) e le Radiolariti (DSD), ovvero le formazioni del Calcare rosso ammonitico, del Calcare selcifero e delle Marne a *Posidonomya*, assumono spessori notevolmente ridotti (complessivamente 20 metri). Per questo motivo in carta sono stati rappresentati con un unico colore e con sigla SC.

3.1.8. - *Diaspri* (DSD)

Sono rappresentati nelle zone di Poggio Mutti-Gerfalco, Monterotondo M.mo, M. Peloso, Montioni ed in un limitato affioramento della zona di Poggio al Dolago. Buoni affioramenti sono nella zona di Monterotondo M.mo e nelle cave di Montioni.

La formazione è costituita da sottili strati di selce con Radiolari, di colore per

lo più rosa e rosso (pur non mancando porzioni che si presentano gialle e verdi), che mostrano sulle interfacce deposizionali sottilissimi livelli di siltiti dello stesso colore.

Lo spessore dei Diaspri non è costante; nelle varie zone di affioramento esso varia da 30 a 100 metri.

Questa formazione poggia sul Calcere selcifero e sulle Marne a *Posidonomya* ed è sormontata dalla Formazione di Brolio o, eccezionalmente e con contatto tettonico, dal Macigno. Presso Monterotondo M.mo, fra la formazione dei Diaspri e la Formazione di Brolio, si interpongono circa 2 m di calcari ad Aptici e 5-6 m di Maiolica. Tale intercalazione ha un andamento lenticolare e si esaurisce su un'estensione di poche decine di metri (LAZZAROTTO, 1967).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da Radiolari.

Gli autori che si sono occupati dell'ambiente di sedimentazione delle radiolariti hanno avanzato ipotesi diverse. La maggior parte è propensa a ritenerle di mare profondo, al di sotto della CCD (PAREA, 1970; BOSELLINI & WINTERER, 1975; FOLK & McBRIDE, 1978; KALIN *et alii*, 1979). FARINACCI (1967 e 1970) invece sostiene che si può avere deposizione di radiolariti anche a profondità non elevate, purchè sussistano particolari condizioni climatiche di tipo subequatoriale. Altri autori giustificano la sedimentazione delle radiolariti in condizioni di mare poco profondo in presenza di manifestazioni vulcaniche sottomarine e di emissione di CO₂.

In passato la formazione è stata concordemente riferita al Malm. CONTI *et alii* (1985) e CONTI (1986), sulla base di associazioni a Radiolari provenienti da porzioni iniziali e sommitali dell'unità al M. Cetona riconoscono un'età che va dal Calloviano superiore-Oxfordiano medio al Kimmeridgiano. Più recentemente CORTESE (1993) attribuisce ai Diaspri della Val di Lima un'età che va dal Bajociano sup(?) -Batoniano all'Oxfordiano-Titonico.

– GRUPPO DELLA SCAGLIA TOSCANA (ST)

La denominazione “Scaglia Toscana” fu proposta da AZZAROLI & CITA (1967) in sostituzione di “Scisti policromi”.

Di questo Gruppo è presente nell'area del Foglio solamente la Formazione di Brolio.

3.1.9. – *Formazione di Brolio* (BRL)

Affiora abbastanza estesamente nei nuclei a Successione Toscana di Prata,

Gerfalco, Monterotondo M.mo, Montioni e Poggio Peloso. I migliori affioramenti sono osservabili nelle aree di Gerfalco e Prata. Al suo interno sono stati distinti un membro calcareo (calcari di Pod. Piastraie, **BRL₁**) e corpi lenticolari costituiti da calcareniti (calcareniti di Montegrossi **MGS**).

La formazione è costituita prevalentemente da argilliti fissili di colore molto variabile in frattura fresca, prevalentemente grigio-verde e rosso vinato, con patine d'alterazione nerastra (ossidi di manganese) e frequenti dendriti di manganese. Intercalati alle argilliti si trovano siltiti (in strati sottili e con laminazione per lo più piano parallela) e calcari silicei (di colore verde pallido e in strati medi), più raramente radiolariti (grigio-scure, mangesifere e fortemente alterate) e calcareniti.

3.1.9.1. – Calcari di Pod. Piastraie (**BRL₁**)

Gli affioramenti più significativi di questo membro si rinvencono poco ad ovest dell'area del Foglio, sui Monti di Campiglia (COSTANTINI *et alii* 1995). Nella zona esaminata esso è rappresentato solo in quattro limitati affioramenti dei pressi di Montioni; nel più esteso di questi (Poggio Massoni) è osservabile un intenso fenomeno di silicizzazione.

Il membro è composto prevalentemente da calcari e calcari silicei a grana fine e finissima, di colore grigio piombo o grigio-verde, ai quali si intercalano argilliti, marne e, più raramente, radiolariti dai colori molto vari (grigio, verde o rosso fegato). I calcari grigi si presentano in strati talora debolmente gradati di spessore dai 5 ai 20 cm, spesso separati da sottilissimi veli argillitici. Negli strati più potenti compaiono talvolta liste o piccoli noduli di selce grigio scura o nera.

Lo spessore dei Calcari di Pod. Piastraie, nell'unico punto in cui affiorano contemporaneamente la base ed il tetto, è di circa 40 metri.

3.1.9.2. – Calcareniti di Montegrossi (**MGS**).

Affiorano unicamente nell'area di Poggio Ritrovoli.

Dal punto di vista litologico esse sono rappresentate da calcareniti, calcilutiti e calcari marnosi cui si intercalano argilliti e siltiti di colore grigio e marrone.

Tale unità litostratigrafica ha uno spessore che non supera i 35 metri.

Lo spessore della Formazione di Brolio è estremamente variabile andando dai 10 fino ai 300 metri.

L'unità giace (tramite il suo membro basale) con contatto stratigrafico sui

Diaspri (Poggio Massoni), con contatto tettonico su formazioni stratigraficamente più basse della Successione Toscana; è sormontata dal Macigno e, in netta discordanza angolare, dalla Breccia di Grotti, dal Conglomerato di Montebamboli e dalle Argille di Casa Ghiaccino. Sicuramente tettonici sono i contatti mediante i quali è sormontata dalle formazioni liguri di Monte Morello, di S. Fiora e delle Argille a palombini.

Alcuni campioni prelevati nel membro basale della formazione (zona di Sassetta) sono risultati, in sezione sottile, biomicriti a Foraminiferi (gruppo *Hedbergella-Ticinella*, *Rotalipora appenninica* (RENZ), *R. cf. greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *P. turbinata* (REICHEL), *P. sthephani* (GAND.), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Globotruncane bicarenate) e Radiolari (COSTANTINI *et alii*, 1995). Tre campioni sono stati prelevati dai rari livelli carbonatici intercalati alle argilliti nella zona di Prata. Due di questi sono risultati biomicriti a Foraminiferi planctonici; seppure con un certo grado di incertezza vi sono state riconosciute *Acarinina* gr. *A. bulbrookii* BOLLI e *Morozovella* gr. *M. spinulosa* CUSHMAN indicative della base dell'Eocene medio. L'altro è risultato invece una biosparite con frammenti di Molluschi, Briozoi, alghe calcaree, Foraminiferi bentonici (Miliolidi ed altri) e planctonici (rari) e non consente un riferimento cronologico. Dalla parte medio-alta della formazione nell'area di Sassetta proviene un'associazione a Foraminiferi bentonici isolati e studiati da GIANNELLI *et alii* (1965); si rimanda a questo lavoro per l'elenco dei fossili. Sempre nell'area di Sassetta e in quella di Fosini sono stati raccolti numerosi campioni per l'analisi biostratigrafica. Alcuni di questi hanno mostrato un contenuto in nannofossili calcarei relativamente comune; tra le forme più ricorrenti si ricordano *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971), *D. scrippsae* (BUKRY & PERCIVAL, 1971), *Ericsonia formosa* (KAMPTNER, 1963) HAQ (1971), *Sphenolithus moriformis* (BRONNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967) e *S. radians* DEFLANDRE (1952). Associazioni del tutto analoghe sono state riscontrate anche in campioni prelevati nell'area di Poggio Ritrovoli (nei dintorni di Fosini).

I campioni prelevati al tetto della formazione, nelle Calcareniti di Montegrossi (versante meridionale di Poggio Ritrovoli) hanno fornito un contenuto in nannofossili calcarei costituito da: *Clausicoccus fenestratus* (DEFLANDRE & FERT, 1954) PRINS 1979, *Coccolithus miopelagicus* BUKRY (1971a), *C. pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930), *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE (1973), *C. floridanus* (ROTH & HAY in HAY *et alii*, 1967) BUKRY (1971a), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971), *D. scrippsae* BUKRY & PERCIVAL (1971), *Ericsonia cava* (HAY & MOHLER, 1967) PERCH-NIELSEN (1969), *E. ovalis* BLACK (1964), *Helicosphaera* sp., *H. euphratis*

HAQ (1966), *Pyrocyclus* sp., *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *S. conicus* BUKRY (1971a), *S. dissimilis* BUKRY & PERCIVAL (1971), *S. moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959).

In base alle caratteristiche litologiche e sedimentologiche ed in considerazione dei rapporti stratigrafici intercorrenti con le formazioni sottostante e soprastante, si ritiene che l'ambiente di sedimentazione della formazione sia marino profondo, con depressioni canalizzate all'interno delle quali si è sviluppata una sedimentazione di tipo torbido carbonatica (CORNAMUSINI *et alii*, 1999; FAZZUOLI *et alii*, 1997).

L'associazione a Foraminiferi rinvenuta nei Calcari di Pod. Piastraie è indicativa di un'età cenomaniano-turoniana (Cretacico superiore).

Nei campioni provenienti dalle aree di Sassetta e di Fosini sono state individuate associazioni a nannofossili calcarei che hanno permesso di identificare l'intervallo NP 17-19 (presenza concomitante di *D. bisectus* e *S. radians*) della zonazione standard di MARTINI (1971), riferibile all'Eocene medio-superiore. Sulla base delle associazioni a nannofossili del tetto della formazione (Poggio Ritrovoli) questo è riferibile alla Zona a *Sphenolithus ciperoensis* (NP25) di MARTINI (1971) e quindi al Chattiano superiore.

3.1.10. – *Macigno* (MAC)

Questa formazione affiora estesamente nell'area compresa tra Gerfalco, Monterotondo M.mo e Castelnuovo Val di Cecina ed in quella tra Sassetta e Suvereto, in modo più limitato a Prata e nel nucleo silicizzato di Montioni. I suoi migliori affioramenti sono rilevabili nella zona di Poggio Ritrovoli dove è stato possibile distinguere le seguenti unità litostratigrafiche di rango inferiore:

- membro pelitico-arenaceo di Poggio Ritrovoli (MAC₁);
- lenti di torbiditi calcaree (MAC₁);
- olistostromi di ACC.

Si tratta di successioni torbidoitiche costituite da litotipi silicoclastici, quali arenarie a granulometria variabile, siltiti e molto subordinatamente argilliti. Si riconoscono porzioni di successione di tipo "arenitico" ed "arenitico-pelitico". Le prime sono date da areniti quarzoso-feldspatiche, a granulometria medio-grossolana, massive, in strati di spessore metrico o plurimetrico; talora sono presenti corpi lenticolari di microconglomerati ("granitello") con subordinate areniti medio-fini e peliti. Le seconde sono date da areniti quarzoso-feldspatiche a granulometria media o medio-fine e in strati spessi da 30 a 100 cm, con subordinate

peliti. Le areniti delle porzioni “arenitico-pelitiche” sono in genere gradate e con strutture sedimentarie riferibili alla sequenza completa di BOUMA (1962).

Nel suo aspetto tipico il Macigno si presenta costituito da arenarie quarzoso-feldspatiche e in strati di spessore variabile; negli strati di maggior spessore (1-4 m) tali arenarie mostrano spesso delle superfici di amalgamazione mentre in quelli di minor spessore (50-100 cm) esse fanno parte di sequenze flyscioidi nell’ambito delle quali sfumano in alto a siltiti grigie; in questo caso sono presenti strutture riferibili alla sequenza completa di BOUMA (1962).

Le arenarie assumono in frattura fresca toni molto vicini al grigio-verde mentre presentano sulla superficie d’alterazione colori variabili dal giallo-arancio al marroncino giallastro. Esse sono talvolta assai compatte; in altri casi, laddove l’alterazione ha raggiunto stadi avanzati, danno origine a coltri sabbiose, di colore giallo rossastro, nelle quali si possono trovare blocchi eterometrici di roccia compatta.

Composizionalmente l’arenaria del Macigno è formata da silicoclasti quali: quarzo, feldspati, miche e frammenti litici (di natura metamorfica e, subordinatamente, vulcanica e sedimentaria); al suo interno si rinvencono talvolta minuti frustoli carboniosi. Tale arenaria è definibile come arcose litica - litarenite arcosica.

Di frequente all’interno degli affioramenti arenacei sono stati ritrovati piccoli corpi lenticolari di un microconglomerato a granulometria fine, che costituisce un tipo litologico particolare della formazione, noto in letteratura con il termine di “granitello”.

3.1.10.1. - A n a l i s i s e d i m e n t o l o g i c h e

Lungo il Fosso Castelluccio, all’estremità occidentale dell’area del Foglio, è stata misurata una successione di circa 70 metri che presenta una spessa copertura detritica nella zona centrale (fig. 6). La porzione inferiore è data alla base da torbiditi sottili (*thin bedded turbidites*) (facies F9a di MUTTI, 1992, facies D1 di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) con associate torbiditi classiche (*sensu* WALKER, 1978) (rispettivamente facies F8 e F8-F9a, facies C1), che prevalgono nella parte alta della stessa porzione. La porzione superiore è data, nella parte bassa, da torbiditi classiche e da torbiditi sottili (sono evidenti piccoli cicli positivi seguiti da uno negativo). Le facies rappresentate sono la F8-F9a di MUTTI (1992) e le facies C1 e D1 di MUTTI & RICCI LUCCHI (1975), dove sono rappresentati, in particolare modo, gli intervalli Tcd e la Ta/c di BOUMA (1962). La parte alta della porzione superiore è data prevalentemente da torbiditi massive non gradate, amalgamate e senza strutture sedimentarie (facies F8 di MUTTI, 1992, facies B1 di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975).

Nell'area di Poggio Ritrovoli, nella quale sono presenti i migliori affioramenti di Macigno, è stata esaminata una successione di dettaglio, dello spessore di circa 200 metri, sul versante settentrionale del rilievo suddetto di cui i primi 85 metri sono rappresentati in figura 6. L'intera successione è data da sedimenti riferibili a facies e ad associazioni di facies che compongono almeno 3 stadi torbiditici, nel senso di MUTTI & NORMARK (1987), ciascuno caratterizzato da trend di tipo negativo (*thickening and coarsening upward*).

Il primo stadio, di spessore 62 m, è dato alla base da "torbiditi classiche" della

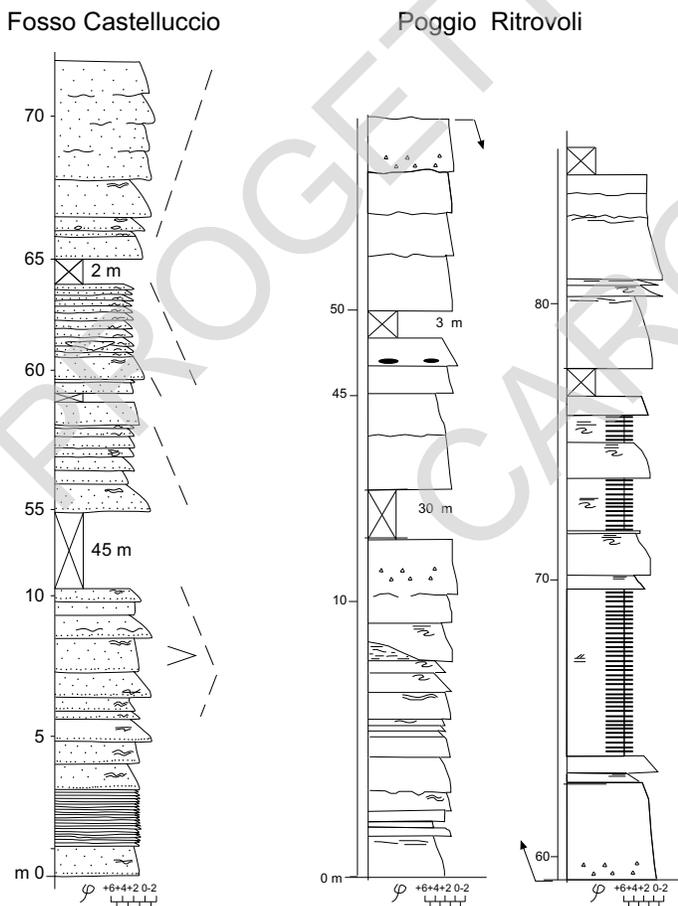


Fig. 6 - Colonne stratigrafiche nella formazione del Macigno. Caratteristiche sedimentologiche di dettaglio di due sezioni esaminate nel Fosso Castelluccio e a Poggio Ritrovoli.

facies F8-F9a di MUTTI (1992), che passano in alto a torbiditi massive, anche grossolane e talvolta leggermente gradate, con amalgamazioni, delle facies F7, F8 e F5, con il quale esso si chiude.

Il secondo stadio, di spessore circa 70 m, è dato alla base da torbiditi sottili della facies F9a di MUTTI (1992), che passano verso l'alto, tramite un passaggio graduale, a torbiditi classiche prevalenti (facies F8-F9a). Queste passano gradualmente a torbiditi massive (facies F8), con le quali termina il secondo stadio.

Il terzo stadio, spesso circa 70 m, inizia con un brusco salto di facies rispetto alla porzione sottostante, dove le torbiditi sottili (facies F9a) sormontano direttamente le arenite massive, e passano in alto ad un associazione di torbiditi classiche e torbiditi sottili (rispettivamente facies F8-F9a e facies F9a), ed a loro volta passano ancora gradualmente a torbiditi classiche e massive (facies F8-F9a e F8), con intercalazioni di torbiditi sottili (facies F9a). La successione termina con un gap di 12 m, al di sopra del quale vi è un livello olistostromico di natura prevalentemente subligure. Le superfici di amalgamazione degli strati massivi sono talvolta segnate da strutture erosive di tipo *mud draped scours*, mentre lo strato arenitico alla sommità della successione è interessato da strutture da iniezione sedimentaria.

Dettagli sulla sedimentologia del Macigno delle aree di Sassetta e di Poggio Ritrovoli, sono mostrati nella tesi di dottorato di CORNAMUSINI (1998).

3.1.10.2. - Membro pelitico-arenaceo di Poggio Ritrovoli (MAC₁)

Esso affiora nelle aree di Poggio Ritrovoli e della Costa di Salicastro dove è costituito da alternanze di strati sottili di siltiti grigio scure, argilliti grigie e arenarie finissime. Nella vicina area di Sassetta, presso il cimitero di Castagneto Carducci, è stata segnalata al tetto del Macigno una facies siltitica analoga a quella qui in esame (GIANNINI 1955, GIANNELLI *et alii*, 1965, COSTANTINI *et alii* 1995, CORNAMUSINI, 1998).

3.1.10.3. - Lenti di torbiditi calcaree (MAC₁)

Sono rappresentate da sequenze gradate di strati calcarei di spessore variabile da 50 cm a 2-3m; gli strati hanno alla base calcareniti che sfumano verso l'alto a calcilutiti; in queste sequenze sono presenti numerose strutture sedimentarie che evidenziano la natura torbiditica del sedimento quali gradazione, laminazione piano parallela ed ondulata e rare controimpronte del tipo *flute cast*, *groove cast*.

Si riconoscono episodi torbiditici caratterizzati dall'intera sequenza di BOUMA (1962), ed altri con alcuni intervalli mancanti, del tipo Ta-d, Tb-e. Un'analisi dei rapporti di interazione tra tali torbiditi carbonatiche e le torbiditi arenacee del Macigno è affrontata in CORNAMUSINI *et alii* (1999).

Lo spessore massimo raggiunto da queste lenti è di 15 metri.

3.1.10.4. – Olistostromi di Argille e Calcari di Canetolo

Formano dei livelli lenticolari, composti da porzioni di successione e da strati scompaginati la cui natura litologica è riferibile alle Argille e calcari di Canetolo (ACC).

* * *

Lo spessore della formazione del Macigno varia da zona a zona: poche decine di metri nell'area di Prata, 900 m nell'area di Sassetta, 700-750 m nell'area di Poggio Ritrovoli; tale variabilità è conseguenza di fenomeni di laminazione tettonica.

Il Macigno poggia stratigraficamente sulla Formazione di Brolio. Dove il passaggio è bene esposto esso si verifica per alternanze (es: fosso Rimaggio, area di Poggio Ritrovoli; strada cimitero di Prata-Pod. Filicaie di sotto). La formazione, inoltre, si sovrappone tettonicamente a differenti formazioni della Successione Toscana ed è sormontata, tramite superfici di sovrascorrimento, dalle seguenti formazioni liguri e subliguri: Argille e calcari di Canetolo, Formazione di S.Fiora, Formazione di Monte Morello, Argille a palombini, Formazione di Monteverdi M.mo.

Le prime segnalazioni di fossili in affioramenti ad occidente della dorsale dei Monti del Chianti si devono a GASPERI (1966 e 1968) e a MONTANARI & ROSSI (1985). Nella zona del promontorio di Piombino (Golfo di Baratti) il primo Autore riconobbe la presenza di Lepidocicline indicative dell'Oligocene medio-superiore. MONTANARI & ROSSI (1985) ricampionando lo stesso giacimento studiato da GASPERI rinvennero un'associazione a macroforaminiferi che attribuirono al Rupeliano superiore. Tali Autori segnalano inoltre, nella parte bassa del Macigno affiorante tra Sassetta e Castagneto Carducci, la presenza di livelli "marnoso-siltosi" nei quali "spiccavano per erosione selettiva vari macroforaminiferi". La faunula estratta da questi livelli (per l'elenco si rimanda al citato lavoro) permise la loro attribuzione ancora al Rupeliano superiore. Le analisi di campioni prelevati nei livelli pelitici e carbonatici delle successioni delle aree di Sassetta e di Poggio Ritrovoli (si veda anche in CORNAMUSINI, 1998 e CORNAMUSINI *et alii*, 1999) hanno consentito di riconoscere associazioni a nannofos-

sili sostanzialmente rappresentate da *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE (1973), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971), *Helicosphaera euphratis* HAQ (1966), *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETE & WILCOXON (1967), *S. conicus* BUKRY (1971a), *S. dissimilis* BUKRY & PERCIVAL (1971). Tali associazioni sono indicative della Zona NP 25 (Sassetta) o del passaggio Zona NP25-Zona NN1 (Poggio Ritrovoli) dello schema zonale di MARTINI (1971) e, quindi, dell'Oligocene superiore (parte più alta). Un riferimento alla parte superiore del Chattiano è estendibile anche agli affioramenti della formazione nell'area di Piombino (COSTA *et alii*, 1997; CORNAMUSINI, 1998, 2001).

L'analisi di facies è stata condotta su alcuni spezzoni della formazione, particolarmente sviluppati nelle aree di Sassetta e di Poggio Ritrovoli. Le facies e le associazioni di facies riconosciute sono indicative di ambiente torbido, in particolare relative ad apparati di lobo nell'ambito di conoidi sottomarine. Il Macigno delle Colline Metallifere rappresenta inoltre, secondo CORNAMUSINI (1998), un sistema torbido ad alta efficienza di trasporto (di tipo I *sensu* MUTTI, 1985).

4. - FORMAZIONI DEL DOMINIO SUBLIGURE

4.1. - UNITÀ DELLE ARGILLE E CALCARI

4.1.1. – Argille e calcari di Canetolo (ACC)

Sono presenti nell'area compresa tra Gerfalco, Castelnuovo Val di Cecina e Monte Verdi Marittimo e nelle aree di Suvereto e Sassetta. I loro migliori affioramenti si rinvencono nell'area di Poggio Ritrovoli e di Castelnuovo Val di Cecina. All'interno della formazione sono state distinte lenti di microbreccie nummulitiche (calcareni dell'Aia dei Diavoli - ACC_c).

Come in altre parti della Toscana è formata da argilliti e siltiti di colore da grigio a marrone, alle quali si intercalano strati di arenarie calcarifere e calcareniti grigie (di spessore da 10 a 100 cm) e strati di calcilutiti grigie (dello spessore variabile da 10 a 20 cm).

4.1.1.1. – Calcareniti dell’Aia dei Diavoli (ACC_c)

Compaiono in piccoli affioramenti nell’area di Castelnuovo Val di Cecina, in quella dell’Aia dei Diavoli e in quella di Poggio Ritrovoli.

Esse sono costituite da calcareniti nummulitifere di colore grigio chiaro. Queste sono suddivise in strati di 2-3 m di spessore, caratterizzati da un’evidente gradazione degli elementi clastici; spesso agli strati calcarei sono intercalati livelli argilloso-siltosi di colore marrone scuro.

Le Calcareniti dell’Aia dei Diavoli costituiscono livelli marcatamente lenticolari all’interno delle Argille e calcari di Canetolo, con spessori massimi di 40 metri.

* * *

Lo spessore delle Argille e calcari di Canetolo è variabile nelle diverse aree di affioramento: circa 200-250 m a Castelnuovo Val di Cecina, 180 m a Sassetta, 130 m a Poggio Ritrovoli, valori molto inferiori a Monterotondo Marittimo.

Di solito questa formazione sormonta con contatto tettonico il Macigno, in un solo caso la Formazione di Brolio; a sua volta essa è ricoperta, sempre con contatti di natura tettonica, dalla Formazione di Monte Verdi Marittimo e dalla Formazione di S.Fiora.

LAZZAROTTO (1967) ha condotto un esame micropaleontologico in sezione sottile delle rocce carbonatiche dell’area di Castelnuovo Val di Cecina: queste rocce sono risultate essere costituite essenzialmente da calcilutiti e calcareniti. Nelle calcilutiti è stata riscontrata una netta prevalenza di Foraminiferi planctonici con forme attribuibili alle famiglie Globorotalidae e Globigerinidae. Nella frazione organica delle calcareniti predomina, invece, una microfauna bentonica rappresentata da Nummuliti, frammenti di *Assilina*, Operculine, Orbitoidi (*Orthophragmine*), Alveolinidi, Amphisteginidi (*Asterigerina*), *Gypsina* sp., *Chapmanina* sp.; sono presenti anche Miliolidi ed altri piccoli foraminiferi bentonici a guscio calcareo, *Dentalium*, frammenti di Brachiopodi, frammenti di gusci e di radioli di Echinodermi, Bryozoari, Alge Melobesieae, etc. Questa associazione, comunque, appartiene alla frazione clastica delle calcareniti e come tale ha subito un processo di risedimentazione.

Il contenuto in nannofossili calcarei riscontrato nei campioni prelevati nell’area di Poggio Ritrovoli presenta, tra le forme più ricorrenti, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877), SCHILLER (1930), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971), *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI (1968), *Sphenolithus moriformis* (BRONNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *S. pseudoradians* BRAMLETTE & WILCOXON (1967), *S. radians* DEFLANDRE in GRASSÉ (1952), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959), (CORNAMUSINI,

1998). L'intenso stato di tettonizzazione e la frammentarietà degli affioramenti non consentono di eseguire significative analisi di facies. Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche (ritmicità) unitamente al contenuto fossilifero suggeriscono, tuttavia, un ambiente di sedimentazione marino di tipo profondo. L'associazione a foraminiferi rinvenuta nella frazione clastica delle calcareniti consente una loro collocazione cronostratigrafica a partire dall'Eocene medio; nulla di preciso si può dire circa il limite superiore. Significative in questo senso sono invece le associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nei campioni di Poggio Ritrovoli; sulla loro base, infatti, è possibile riferire l'unità all'intervallo NP 16-NP 19 di MARTINI (1971) corrispondente nello schema di distribuzione di PERCH-NIELSEN (1985) all'Eocene medio-superiore. Analoghe litofacies affioranti nell'area di Campiglia Marittima sono state riferite all'Eocene medio-superiore da GIANNELLI *et alii* (1965) ed all'Eocene medio da BRANDI *et alii* (1966).

5. - FORMAZIONI DEL DOMINIO LIGURE

Le formazioni del Dominio Ligure affioranti nell'area del Foglio Massa Marittima appartengono a più unità tettoniche sovrapposte dall'alto al basso nel seguente ordine:

- Unità ofiolitifera delle Argille a palombini;
- Unità ofiolitifera di Monteverdi Marittimo - Lanciaia;
- Unità di Santa Fiora;

5.1. - UNITÀ DI S. FIORA

Questa unità è costituita da due formazioni che sono dalla più antica alla più recente la Formazione di S.Fiora, con lenti di Pietraforte, e la Formazione di Monte Morello.

5.1.1. – *Formazione di S. Fiora (FIA)*

La Formazione di Antignano distinta da COSTANTINI *et alii* (1995) nell'area di Suvereto viene qui considerata sinonimo della Formazione di S. Fiora.

Affiora nell'area Suvereto-Montioni, dove sono rinvenibili le migliori esposizioni, e a SSO di Prata. Al suo interno è stato cartografato un corpo lenticolare di arenarie (lenti di Pietraforte, **PTF**).

La formazione è costituita prevalentemente da alternanze di argilliti e siltiti

di colore grigio scuro marrone, spesso manganesifere. Le argilliti, predominanti rispetto alle siltiti, hanno un colore grigio-verdastro fino a verde scuro in frattura fresca, colore ocra sulla superficie alterata; sono sempre stratificate con strati potenti da pochi centimetri fino ad 1,5 metri. Una pronunciata fissilità favorisce la loro suddivisione in piccole scaglie. Le siltiti presentano in frattura fresca un colore verdastro con alcune sfumature rosse, mentre sulla superficie d'alterazione sono di colore marrone-rossastro; risultano disposte in strati di potenza variabile da 10 a 30 centimetri nei quali è ben evidente una laminazione ondulata e piano-parallela.

Ai litotipi precedentemente descritti sono associate calcareniti grigio-marroni gradate, con alla base grossolane controimpronte da corrente e parzialmente deformate da carico, calcari a grana fine di colore nocciola, marne calcaree e calcari marnosi grigi.

In questa formazione si intercalano masse di brecce ad elementi spigolosi calcareo-marnosi e calcarenitici, in matrice siltitico-argillitica, e piccole (alcuni metri) masse olistostromiche di ofioliti e di calcari silicei grigio-ferro (in sezione sottile sono risultate delle micriti silicee tipo "palombino").

5.1.1.1. – Lenti di Pietraforte (PTF)

Una grossa lente all'interno della Formazione di S. Fiora è stata cartografata al bordo sudorientale dell'area del foglio (a SO del Pod. Cerro Balestro). Il litotipo predominante di questa lente è un'arenaria carbonatico-quarzosa di colore grigio in frattura fresca, marrone-ocra sulla superficie alterata, nella quale sono ben evidenti frammenti di fillosilicati (muscovite). Essa si presenta in strati, di potenza variabile da pochi cm ad 1,5 m, nei quali la gradazione non è evidente. Intercalate all'arenaria si ritrovano argilliti e siltiti identiche a quelle della Formazione di S. Fiora.

* * *

Lo spessore della Formazione di S. Fiora si aggira sui 150 metri.

Essa poggia, mediante contatto tettonico, su formazioni della Successione toscana (Macigno, Formazione di Brolio, Calcarea selcifera e Calcari e marne a *Rhaethavicula contorta*) e subligure (Argille e calcari di Canetolo); e a sua volta sormontata, tramite contatto stratigrafico, dalla Formazione di Monte Morello e, con contatto di natura tettonica, dalla Formazione di Monteverdi M.mo e da quella delle Argille a palombini.

CERRINA FERONI & MAZZANTI, (1967a) segnalano negli affioramenti dei Monti Livornesi un contenuto micropaleontologico costituito da Foraminiferi (planctonici e bentonici), Radiolari e da numerosi esemplari di *Pithonella ovalis* (KAUF-

MANN) e *Pithonella* cf. *sphaerica* (KAUFMANN). Per i primi si ricordano come significativi i rappresentanti delle famiglie Heteroelcidae, Planomaliniidae e Rotaliporidae. Riguardo alla seconda famiglia, si evidenzia che essa è costituita da forme planispiralate del genere *Globigerinelloides* e, più raramente, da *Planomalina buxortfi* (GANDOLFI); per la terza che è rappresentata da forme trocospiralate del genere *Hedbergella* e da *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *P. stephani* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ) e *Rotalipora cushmani* (MORROW).

I campioni prelevati nell'area di Suvereto-Montioni sono risultati biomicriti (talora con abbondante materiale clastico carbonatico-quarzoso) contenenti Radiolari, spicole di Spongiari, Foraminiferi del gruppo *Hedbergella-Ticinella*, Heteroelcidae, Globotruncane (*Globotruncana* cfr. *tricarinata*) ed areniti carbonatico-quarzose (con rari fillosilicati) contenenti Foraminiferi del gruppo *Hedbergella-Ticinella*, Heteroelcidae e frammenti di Globotruncane.

Le caratteristiche sedimentologiche di alcuni litotipi e la marcata ritmicità della successione, unitamente al contenuto fossilifero, indicano sedimentazione torbiditica in ambiente marino profondo come già ampiamente accettato in letteratura (SAGRI & MARRI, 1981). In particolare, l'elevata presenza della frazione pelitica rispetto a quella arenacea suggerisce per questi affioramenti una posizione nella zona esterna della conoide.

Sulla base dei Foraminiferi planctonici sopra citati la formazione è da riferire al Cretacico superiore.

5.1.2. – *Formazione di Monte Morello (MLL)*

La Formazione di Poggio S. Quirico, istituita da CERRINA FERONI & MAZZANTI (1967a) nella parte centrale dei Monti Livornesi, ed il Flysch calcareo-marnoso di Poggio S. Quirico, istituito da COSTANTINI *et alii* (1995) per l'area di Suvereto, vengono qui considerate sinonimi della Formazione di Monte Morello.

Essa affiora nell'area compresa tra Montioni e Suvereto e, per piccole estensioni, nell'area di Prata. Buoni affioramenti sono nelle località S. Lorenzo (5 km a SE di Suvereto) e Poggio Cerro (1km a NE di Suvereto).

Dal punto di vista litologico l'unità è costituita da sequenze torbiditiche calcaree nelle quali il litotipo prevalente è rappresentato da marne, con base arenacea talvolta gradata, che sfumano verso l'alto a calcari marnosi o ad argilliti. Le facies più frequenti sono la D2 e la D3 di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975). Subordinatamente sono presenti anche arenarie e calcareniti di colore grigio scuro, particolarmente frequenti nell'area di Prata.

Nella parte più bassa della formazione, ai tipi litologici di cui sopra vanno aggiunti corpi lenticolari di calcari grigi a grana fine e brecce ad elementi calca-

reo-marnosi e matrice argillitica.

Lo spessore non è misurabile con esattezza a causa di fenomeni di laminazione tettonica; esso va da un minimo di una diecina di metri nell'area di Prata ad un massimo di 100 - 150 metri nelle altre aree.

La Formazione di Monte Morello poggia con contatto stratigrafico sulla sottostante Formazione di S. Fiora e con contatto tettonico su Macigno, Formazione di Brolio e Calcare cavernoso. E' a sua volta sormontata, sempre con contatto tettonico, dalla Formazione di Monteverdi Marittimo e da quella delle Argille a palombini.

CERRINA FERONI & MAZZANTI (1967a) segnalano, nei litotipi appartenenti alla Formazione di Poggio S. Quirico, la presenza di Foraminiferi planctonici e bentonici, Radiolari, spicole di Spongiari, frammenti di Echinidi ed Alghe del genere *Acicularia*. I Foraminiferi planctonici sono essenzialmente rappresentati da *Globigerina*, *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI), *Morozovella velascoensis* (CUSHMAN), *M. aequa* (CUSHMAN E RENZ) e *M. angulata* (WHITE); sono presenti tuttavia anche esemplari riconducibili al genere *Globotruncana*, sicuramente rimaneggiati. I Foraminiferi bentonici appartengono alle famiglie Nummulitidae e Rotaliidae.

I campioni prelevati nelle aree di Campiglia M.ma, Suvereto e Montioni hanno rivelato, all'esame in sezione sottile, associazioni microfaunistiche generalmente abbondanti e significative (COSTANTINI *et alii* 1995). Quelli provenienti dalla prima area sono risultati biomicriti, con Radiolari, Globigerine e *Morozovella* cfr. *aequa*, e calcareniti bioclastiche, con macroforaminiferi (*Nummulites*, *Discocyclina*, etc.); quelli della seconda biomicriti con Globigerine e *Morozovella* (*Morozovella* gr. *aequa-angulata*); quelli della terza biomicriti, con Globigerine, *Morozovella* gr. *formosa-aragonensis* e *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), e calcareniti bioclastiche ad ooliti, con un'associazione a Molluschi, Miliolidae, *Nummulites*, Alghe calcaree (*Lithotamnium*), Briozoi, *Miogypsina*, *Orthophragmina* e Foraminiferi planctonici.

I caratteri litologici e sedimentologici della formazione ben si inquadrano in un ambiente di pianura sottomarina (SAGRI 1973).

Sulla base delle associazioni a Foraminiferi sopra citate possiamo attribuire alla Formazione di Monte Morello, affiorante nel presente foglio, un'età compresa tra il Paleocene medio e l'Eocene medio.

5.2. - UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTEVERDI MARITTIMO - LANCIAIA

Fanno parte di questa unità tettonica le seguenti formazioni qui elencate in ordine stratigrafico: Argilliti e calcari di Poggio Rocchino, Formazione di Mon-

teverdi Marittimo, Complesso ofiolitifero di Montecastelli, Formazione di Lanciaia.

5.2.1. – Argilliti e calcari di Poggio Rocchino (RCH)

LAZZAROTTO & MAZZANTI (1964) hanno distinto per primi questa formazione denominandola “Formazione argilloso siltosa con rare intercalazioni di strati calcarei e calcareo marnosi”. Altri sinonimi: “Formazione delle argille con calcari a *Pithonella*” (MAZZANTI, 1967) - “Argille e calcari a *Pithonella*” (BANNINO & CERINA FERONI, 1967) - “Argille fissili con intercalazioni di calcari e calcari marnosi con *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) e di arenarie quarzose” - “Argille fissili con intercalazioni di calcareniti, arenarie quarzose e calcari marnosi con *Pithonella ovalis*” (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978) - “Arenarie, siltiti, argilliti con *Pithonella*, livelli di breccie e olistostromi” (LAZZAROTTO *et alii*, 1990) - “Argilliti, siltiti, calcareniti con *Pithonella*” (COSTANTINI *et alii*, 1995).

Questa formazione affiora nell’area di Monteverdi M.mo, fra quest’ultima località e Frassine, in corrispondenza del rilievo denominato Il Poggio, circa 4 km ad est di Frassine e circa 2 km a SE di Monterotondo Marittimo. I suoi migliori affioramenti si rinvencono lungo la strada provinciale (S.P. 269) che porta a Caneto, costeggiando il Torrente Massera.

L’unità risulta costituita in prevalenza da argilliti e siltiti sottilmente laminate, di colore nero o grigio verde in frattura fresca, generalmente suddivise in prismetti per lo più centimetrici; a questi litotipi si accompagnano calcari a grana da media a finissima e di colore grigio scuro, in intercalazioni la cui potenza raramente supera il mezzo metro, e calcari grigio-verdi con frattura concoide, laminati e raramente gradati; compaiono anche, in misura minore, calcareniti a grana media e grigie, caratterizzate da strati tabulari di potenza decimetrica, e argilliti marnose fortemente fogliettate, di colore grigio scuro o nere.

Lo spessore della formazione è variabile, quello massimo si aggira sui 200 metri.

Essa affiora in corrispondenza di una successione rovesciata che prevede dall’alto al basso geometrico: Argille a palombini, Argilliti e calcari di Poggio Rocchino e la Formazione di Monteverdi Marittimo. In alcune località (Macchia Lupaia, Casa al Colle, Frassine) il passaggio tra la seconda e le terza formazione risulta essere stratigrafico per alternanze.

Al tetto dei calcari sono presenti rare impronte di Chondrites. Dalla campionatura effettuata da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1964) nella zona di Frassine risulta che le associazioni osservabili in sezione sottile sono costituite da Foraminiferi del gruppo *Hedbergella-Ticinella*, *Rotalipora appenninica* (RENZ) e *Pythonella*

ovalis (KAUFMANN). Si ricorda inoltre che MARINO & MONECHI (1994) riconoscono, in alcuni affioramenti della formazione fra Monteverdi M.mo e Frassine, delle zone a *Eiffellithus turriseiffelii*, a *Lithraphides acutus* ed a *Quadrum gartneri*.

Le analisi condotte sulle associazioni a nannofossili di campioni prelevati nei pressi del Torrente Massera hanno appurato la presenza di: *Biscutum costans* (GORKA, 1957) BLACK (1959), *Cyclagelosphaera bergeri* ROTH (1978), *Discorhabdus ignotus* (GORKA, 1957) PERCH-NIELSEN (1968), *Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE, 1954) REINHARDT (1965), *Eprolithus floralis* (STRADNER, 1962) STOVER (1966), *Glaukolithus compactus* (BUKRY, 1969) PERCH-NIELSEN (1984a), *G. elegans* (GARTNER, 1968), *Lithraphidites alatus* THIERSTEIN (1972), *L. carniolensis* DEFLANDRE (1963), *Manivitella pemmatoidea* DEFLANDRE (1965) THIERSTEIN (1971), *Microstaurus chiastius* (WORSLEY, 1971) GRÜN (1975), *Rhagodiscus angustus* (STRADNER, 1963) REINHARDT (1971), *R. pseudoangustus* CRUX (1987), *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI, 1964) NOEL (1970), *Tranolithus phacelosus* STOVER (1966), *Watznaueria barnesae* (BLACK IN BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN (1968), *W. communis* REINHARDT (1964).

Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche, i rapporti stratigrafici intercorrenti con le altre formazioni, unitamente al contenuto fossilifero suggeriscono per questa formazione una deposizione in ambiente di piana sottomarina al di sotto della CCD, nel quale periodicamente si verificavano arrivi di correnti di torbide che depositavano calcareniti e calcari.

LAZZAROTTO & MAZZANTI (1964) e LAZZAROTTO (1967) riferiscono la formazione in esame, relativamente alla porzione affiorante, al Cenomaniano e probabilmente alla base del Turoniano; BANNINO & CERRINA FERONI (1967) ne riconoscono un'età cenomaniana; MARINO & MONECHI (1994) l'attribuiscono al Cenomaniano-Turoniano inferiore. Il contesto biostratigrafico che deriva dalle associazioni a nannofossili presenti nell'affioramento del Torrente Massera e sopra riportate è Zona CC9 di SISSINGH (1977); su questa base è possibile riferire tale affioramento all'intervallo Albiano (parte più alta) – Cenomaniano (parte medio-inferiore). L'insieme dei dati reperibili sull'età della formazione è indicativo, quindi, dell'intervallo Albiano sommitale - Turoniano inferiore.

5.2.2. – *Formazione di Monteverdi Marittimo (MTV)*

Sinonimi: “Formazione di S. Donato in Poggio” (BORTOLOTTI, 1962) – “Formazione prevalentemente calcarea e calcareo-marnosa” (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1964) - “Flysch calcareo-marnoso” (GIANNELLI *et alii*, 1965 e LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1966) - “Flysch di Chianni” (MERLA & BORTOLOTTI 1967) - “Membro

di S. Donato della Formazione dell'Antola (SAGRI 1969a) – “calcarei marnosi, marne e strati intercalati di arenarie di tipo “pietraforte”(torbidite)” (DALLAN *et alii*, 1969) - “Formazione calcareo-marnosa di Monteverdi Marittimo (GIANNINI *et alii*, 1971) - “ Arenarie quarzose a cemento calcareo, siltiti e argille, in sequenze ritmiche, con intercalazioni più o meno frequenti di banchi di calcari marnosi e marne di colore grigio scuro” (LAZZAROTTO & MAZZANTI 1978)- “Flysch calcareo-marnoso di Monteverdi Marittimo” (LAZZAROTTO *et alii*, 1990; COSTANTINI *et alii*, 1991; COSTANTINI *et alii*, 1995).

La formazione di Monteverdi M.mo affiora estesamente nei dintorni dell'omonimo abitato, tra questo, Suvereto e Frassine, nonché nelle aree di Monterotondo M.mo, Poggio Ritrovoli, Prata e Massa Marittima. Al suo interno sono state distinte unità litostratigrafiche aventi il rango di lenti: lenti marnoso-arenacee di Pod Cafaggio (**MTV_m**); lenti argillitiche e/o marnose (**MTV_a**) e lenti calcaree (**MTV_l**).

La litofacies più diffusa della formazione (fig. 7) affiora nei dintorni di Monteverdi M.mo ed è rappresentata dall' associazione dei seguenti litotipi, sempre presenti seppure con percentuali variabili:

- calcari marnosi di colore grigio scuro, a grana in genere medio-fine, talvolta con base arenacea; spesso presentano una caratteristica sfaldatura detta a “piuma”; solo raramente sono silicei. La potenza dei loro strati è molto variabile, da qualche centimetro a oltre tre metri; in qualche caso i calcari si mostrano in strati amalgamati tra loro dello spessore superiore ai due metri.
- marne di colore grigio scuro o nero; presentano talvolta una caratteristica sfaldatura secondo piani obliqui alla stratificazione;
- areniti calcarifere grigio scure, spesso gradate, con base fillosilicatica e grana variabile da media a finissima. Gli strati sono potenti da pochi centimetri sino al metro o più quando amalgamati; essi mostrano spesso laminazioni piano parallele, ondulate od incrociate (fosso ad est del Pod. Benedetto 2 km a nord di Massa Marittima), più raramente controinpronte da corrente o da impatto di oggetti.
- calcari a grana fine e frattura concoide, di colore grigio chiaro. Sono suddivisi in strati di esiguo spessore, al massimo decimetrici.
- siltiti grigie finemente laminate ed argilliti nere.

5.2.2.1. – Lenti marnoso-arenacee di Pod.Cafaggio (**MTV_m**)

A SE di Monteverdi M.mo affiorano corpi lenticolari che si collocano per lo più nella parte stratigraficamente più bassa della formazione. Essi sono costituiti da alternanze dei seguenti litotipi:

FORMAZIONE DI MONTEVERDI MARITTIMO
 Successione a SW di Podere Il Poggetto

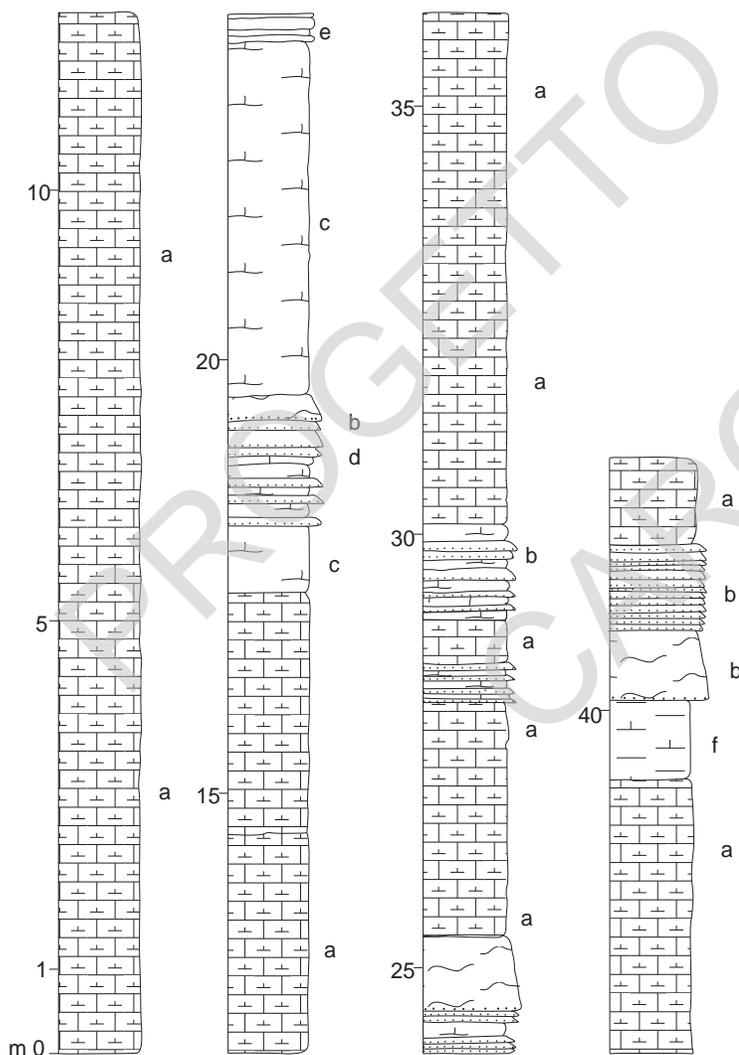


Fig. 7 - Spiegazione della simboleggiatura: a - calcari marnosi grigio scuri; b - areniti calcariferi grigio scure; c - marne grigio scure; d - calcari grigio chiari; e - argilliti grigie; f - argilliti marnose grigie.

- marne argillose di colore grigio chiaro quasi bianco, spesso alterate;
 - marne e calcari marnosi;
 - areniti calcarifere non fillosilatiche e molto tenaci ed areniti calcarifere fillosilatiche di colore marrone chiaro o grigio. Queste areniti si presentano in genere a grana fine, con strati che variano nello spessore dal decimetro ad oltre mezzo metro e spesso mostrano fitte laminazioni parallele od ondulate;
 - argilliti marnose.
- Lo spessore massimo di questi corpi lenticolari è di 70 metri.

5.2.2.2. – Lenti argillitico-marnose (MTV_a)

Affiorano al Podere Cisternino (SE di Monteverdi M.mo), al Poggio Rocchino (a sud di Frassine), nei dintorni di Monteverdi M.mo e di Frassine, ad est del Poggio Matronata. Con questa denominazione sono state cartografate quelle porzioni di successione flyschioide rappresentate quasi esclusivamente da rocce clastiche fini, all'interno delle quali rarissimi o addirittura assenti sono gli episodi di torbide calcaree. Tali lenti sono rappresentate pertanto da:

- argilliti e argilliti marnose di colore grigio chiaro od ocre. Gli strati sono in genere di ridotto spessore; solo eccezionalmente presentano potenza decametrica;
- marne argillose grigio scure o marroni, associate ad argilliti finemente fogliettate di colore grigio scuro.

Lo spessore massimo di questi corpi lenticolari è di 30 metri.

5.2.2.3. – Lenti calcaree (MTV_l)

Ad O e NO di Monteverdi M.mo e a SE di Castelnuovo Val di Cecina sono stati distinti, all'interno della formazione, corpi rocciosi lenticolari caratterizzati dalla spiccata presenza (almeno il 70%) di calcari. Questi, in alcuni casi, sono litografici e di colore grigio chiaro e bianco (Casa Poggio al Cerro), in altri casi sono a grana finissima ma di colore grigio-nero e con frattura concoide o “a piuma” (Fonte delle Donne); più raramente sono silicei. La potenza degli strati varia in genere dal decimetro al mezzo metro. Associate ai calcari si rinvencono marne grigie e arenarie calcarifere di colore grigio scuro e a grana è medio-fine. Si osservano strati gradati, talora amalgamati, e con laminazioni piano-parallele.

Lo spessore massimo di questi corpi lenticolari è di 50 metri.

La Formazione di Monteverdi M.mo risulta avere spessori diversi nelle varie zone di affioramento, a causa di fenomeni di laminazione tettonica. Tali spessori variano da alcune decine di metri nell'area di Prata ad alcune centinaia nelle aree di Monteverdi M.mo e Poggio Ritrovoli. Successioni particolarmente potenti sono osservabili lungo il Torrente Bagnacavallo ed il Fosso Balconiaio a SO di Monteverdi Marittimo.

Nell'area di Casa al Colle la formazione poggia stratigraficamente su quella delle Argilliti e calcari di Poggio Rocchino; essa sormonta inoltre, con contatto tettonico, differenti formazioni della Successione Toscana (Macigno, Formazione di Brolio, Calcare cavernoso), le Argille e calcari di Canetolo, la Formazione di S. Fiora e la Formazione di Monte Morello ed è sormontata, con contatto della stessa natura, dalle Argille a palombini.

Sull'interfaccia deposizionale superiore degli strati si possono osservare, seppur raramente, piste di *Helminthoidea labyrinthica* e di Fucoidi.

In alcuni campioni provenienti dalle aree di Frassine e di Carboli LAZZAROTTO & MAZZANTI (1964) hanno rinvenuto *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN e *G. lapparenti tricarinata* (QUEREAU). Gli stessi Autori, nel 1966, hanno segnalato la presenza di *Rosita fornicata* (PLUMMER), *Marginotruncana marginata* (REUSS), *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *G. lapparenti inflata* BOLLI, *G. arca* (CUSHMAN), *G. leupoldi* BOLLI, *G. ventricosa* WHITE e *G. convexa* SANDIDGE negli affioramenti delle zone di Castelnuovo Val di Cecina e di Larderello. SAGRI (1969a) ha riconosciuto in prossimità del Torrente Pavone (ad ovest di Castelnuovo Val di Cecina, poco al di fuori dell'area del foglio), "una microfauna a Globorotalie, Gumbeline e Globigerine".

Nell'ambito di una campionatura della Formazione di Monteverdi Marittimo sulla S.S. 329 tra Sassetta e Monteverdi Marittimo e presso casa Monteverdello, MARINO & MONECHI (1994) hanno individuato la Zona a *Quadrum trifidum*, corrispondente all'intervallo CC22-25 *pars* di SISSINGH (1977). In una campionatura presso Frassine riconoscono invece le zone a *Calculites obscurus* (CC17), a *Aspidolithus parvus* (CC18-19), a *Ceratolithoides aculeus* (CC20), a *Quadrum gothicum* (CC21), a *Q. trifidum* e a *Lithraphidites quadratus* (CC22-25 *pars*).

In campioni raccolti nelle aree di Monteverdi Marittimo, Frassine e Montebamboli sono stati rinvenuti Foraminiferi del gruppo *Hedbergella-Ticinella*, *Præglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) e *Rotalipora appenninica* (RENZ), associati a spicole di Spongari, Radiolari e forme riferibili a *Pithonella ovalis* (KAUFMAN). In altri campioni provenienti dalle marne grigio chiaro-nocciola dell'unità è stato riconosciuto un contenuto in nannofossili rappresentato nell'insieme da: *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA (1959), *Aspidolithus gr. parvus* (STRADNER, 1962) NOEL (1969), *Biscutum costans* (GORKA, 1957) BLACK (1959), *Calcu-*

lites obscurus (DEFLANDRE, 1959) PRINS & SISSINGH (1977), *Ceratolithoides aculeus* (>90°) (STRADNER, 1961) PRINS & SISSINGH (1977), *C. verbeekii* PERCH-NIELSEN (1979A), *Cyclagelosphaera margerelii* NOËL (1965), *Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE, 1954) REINHARDT (1965), *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE (1965), *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE (1959), *L. maleformis* REINHARDT (1966), *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE (1959), *Micula concava* (STRADNER, 1960) VERBEEK (1976), *M. decussata* VEKSHINA (1959), *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI, 1964) NOËL (1970), *Tranolithus phacelosus* STOVER (1966), *Watznaueria barnesae* (BLACK, 1959) PERCH-NIELSEN (1968), *W. communis* REINHARDT (1964), *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI (1964). In essi è stata riscontrata anche una debole componente alloctona rappresentata da forme appartenenti verosimilmente alla formazione delle Argilliti e calcari di Poggio Rocchino (*Eprolithus floralis* (STRADNER, 1962) STOVER (1966), *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN (1968), *Lithraphidites alatus* THIERSTEIN (1972)).

Le sequenze ritmiche areniti-calcari marnosi ed areniti-calcari, le caratteristiche sedimentologiche ed il contenuto fossilifero, caratterizzato anche da frequenti rimaneggiamenti, testimoniano che la formazione è dovuta alla deposizione di onde di torbida in ambiente marino profondo, come comunemente noto in letteratura (SAGRI 1969a; SAGRI & MARRI, 1981).

LAZZAROTTO & MAZZANTI (1964) attribuiscono la formazione affiorante nell'area intorno a Frassine all'intervallo Cretacico medio-Cretacico superiore (parte più bassa). GIANNELLI *et alii* (1965), LAZZAROTTO (1967) e BANNINO & CERRINA FERONI (1967) estendono il limite superiore al Maastrichtiano.

Sulla base dei riferimenti biostratigrafici a nanofossili sopra ricordati MARINO & MONECHI (1994) riconoscono che la formazione si è sedimentata in un lasso di tempo che va dal limite Santoniano-Campaniano al Maastrichtiano superiore.

Dei cinque campioni marnosi analizzati in dettaglio ai fini biostratigrafici il primo è da riferire all'intervallo Zona CC21-Zona CC24 di SISSINGH (1977) (porzione medio-superiore del Campaniano-porzione inferiore del Maastrichtiano) per la presenza di rari esemplari di *Arkhangelskiella cymbiformis* e di *Calculites obscurus*; il secondo all'intervallo Zona CC17-Zona CC21a (porzione più alta del Santoniano - porzione media del Campaniano) per il rinvenimento di *Calculites obscurus* e *Lucianorhabdus maleformis*; il terzo all'intervallo Zona CC18-Zona CC23 *pars* (Campaniano) per il riconoscimento di *Aspidolithus* gruppo *parcus*; il quarto alla Zona CC21 (Campaniano medio) per la presenza di rari individui di *Arkhangelskiella cymbiformis* e di *Ceratolithoides verbeekii*; l'ultimo all'intervallo Zona CC21-Zona CC23 *pars* (parte superiore del Campaniano) per la concomitanza di rari esemplari di *Arkhangelskiella cymbiformis* e di *Ceratolithoides*

aculeus (>90°). Per i termini della formazione espressi dai campioni suddetti, risulta evidente l'indicazione di una sostanziale età campaniana.

Da notare, infine, che in affioramenti al di fuori dell'area del foglio (Torrente Pavone, ad Ovest di Castelnuovo Val di Cecina e Fosso dell'Olmaia, circa 4 km a SE di Bolgheri) sono segnalate associazioni a Foraminiferi riferibili al Paleocene (SAGRI, 1969a; COSTANTINI *et alii*, 1991; 1995).

5.2.3. - *Complesso ofiolitifero di Montecastelli*

Affiora limitatamente nella parte settentrionale dell'area del foglio dove costituisce il "complesso di base" della Formazione di Lanciaia. E' costituito dalle stesse formazioni che rappresentano l'Unità ofiolitifera delle Argille a palombini alla cui trattazione si rimanda.

5.2.4. - *Formazione di Lanciaia (CAA)*

La Formazione di Lanciaia è stata istituita da SIGNORINI *et alii*, (1963) (sin.: "Formazione del Pod. Castellaro" in MAZZANTI, 1966).

Nell'area del foglio è stata suddivisa nelle seguenti tre litofacies:

brecce di Libbiano (CAA_b) (sin.: membri A e D di SIGNORINI *et alii* 1963, membro Pe di MAZZANTI, 1966 e CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1967);

arenarie del Fosso Radicagnoli (CAA_r) (sin.: membri B, C e F di SIGNORINI *et alii*, 1963; Formazione di Lanciaia *pars* di LAZZAROTTO & MAZZANTI (1966) e membro Pe1 di MAZZANTI, 1966 e CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1967).

calcari marnosi (CAA_c) (sin. membro p della Formazione del Pod. Castellaro di MAZZANTI, 1967, in questa sede detti anche calcari e marne di Pod. Castellaro).

Di norma la litofacies **CAA_b** occupa una posizione stratigrafica più bassa rispetto alla **CAA_r** anche se non sono infrequenti le ripetizioni.

Affiora, limitatamente, nella parte settentrionale del Foglio presso Canneto.

5.2.4.1. - *Brecce di Libbiano (CAA_b)*

In genere poggiano sulle Serpentiniti del Complesso ofiolitifero di Montecastelli e passano verso l'alto alle arenarie del Fosso Radicagnoli.

Questa litofacies è costituita da brecce poligeniche, clastosostenute, con elementi di dimensioni variabili da alcuni millimetri ad alcuni metri (blocchi di ofio-

liti) provenienti dal sottostante Complesso ofiolitifero; talvolta i clasti (quelli calcarei) sono subarrotondati.

5.2.4.2. – Arenarie del Fosso Radicagnoli (CAA_r)

Poggiano normalmente sulle brecce di Libbiano e sono costituite in prevalenza da coppie arenaria-siltite (rapporto A/P<1). Le siltiti, di colore grigio, si presentano fittamente laminate ed in strati dello spessore medio di 15 cm. Le arenarie, di colore grigio scuro e in strati di circa 10 cm, sono gradate (da medio-fini a siltiti) e mostrano evidenti laminazioni piano-parallele e convolute; alla base presentano talvolta controimpronte da corrente e deformazioni da carico. Subordinatamente sono presenti anche arenarie a grana media, ruditi ofiolitifere di colore grigio-verde, spesso gradate, marne, marne calcaree e calcari marnosi con impronte di Fucoidi.

Nell'area di Canneto MAZZANTI (1967) segnala una microfauna costituita in prevalenza da Foraminiferi planctonici, generalmente di piccole dimensioni, da Radiolari calcitizzati e da Spicole di Spongieri. “ Fra i Foraminiferi alcuni esemplari sembrano attribuibili al gruppo *Morozovella aequa* (CUSHMAN & RENZ) - *M.angulata* (WHITE)”.

In un affioramento della zona di M. Aneo, poco al di fuori dell'area del Foglio le associazioni a nannofossili calcarei sono risultate relativamente diversificate ma ricche dal punto di vista quantitativo (LAZZAROTTO *et alii*, 1996). Tra le forme più abbondanti segnalate da tali Autori si ricordano *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930), *Ericsonia cava* (HAY e MOHLER, 1967) PERCH-NIELSEN (1969), *E. formosa* (KAMPTNER, 1963) HAQ (1971), *Sphenolithus moriformis* (BRONNIMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967) e *S. radians* DEFLANDRE (1952); a questi taxa si associano da rari fino a frequenti *Tribrachiatulus orthostylus* SHAMRAI (1963) e *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE, (1959), rari *Discoaster barbadiensis* TAN (1927), *Ellipsolithus macellus* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) SULLIVAN (1964), *Micula decussata* VEKSHINA e *Sphenolithus editus* (PERCH-NIELSEN, 1978), rari e sporadici *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE (1947), *Chiasmolithus consuetus* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) HAY & MOHLER (1967), *Discoaster binodosus* MARTINI (1958), *D. mirus* DEFLANDRE (1954), *D. salisburgensis* STRADNER (1961), *Markalius inversus* (DEFLANDRE, 1954) BRAMLETTE & MARTINI (1964), *Reticulofenestra dictyoda* (DEFLANDRE, 1954) STRADNER & EDWARDS (1968) e *Toweius* spp..

LAZZAROTTO (1966) evidenzia, in sezione sottile, microfaune a Foraminiferi planctonici (Globigerine e Globorotalie) di pertinenza della Zona a *Planorotalites pseudomenardii*.

5.2.4.3. – Calcari marnosi (CAA_c)

La litofacies calcareo-marnosa (CAA_c) si rinviene in piccolissimi affioramenti presso Canneto, dove affiora con strati torbidity spessi 2-4 metri, caratterizzati da un alto contenuto calcareo. Questi in prevalenza sono rappresentati da banchi di calcilutiti bianco-avana, calcari marnosi o marne, potenti fino a 3 metri e in subordine da argilliti ed areniti calcaree. Quest'ultime, di spessore massimo di 20 cm, presentano grana fine o finissima e laminazione piano-parallela.

* * *

La Formazione di Lanciaia raggiunge in affioramento uno spessore massimo di poche decine di metri.

La presenza consistente di plancton calcareo è indicativa di una deposizione in un ambiente marino pelagico. Considerazioni analoghe sono state avanzate anche da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1978).

Come emerge dallo studio di LAZZAROTTO *et alii* (1996), la Formazione di Lanciaia affiorante a SE di M. Aneo è da riferire verosimilmente all'intervallo biostratigrafico Zona CP10 - Zona CP11 di OKADA & BUKRY (1980) (NP 12 - NP 13 di MARTINI, 1971) e, quindi, alla porzione medio-superiore dell'Ypresiano (Eocene inferiore). Un'attribuzione all'Eocene medio-inferiore della formazione è stata riconosciuta da MARINO & MONECHI (1994) per le successioni dell'area-tipo; quest'ultime, infatti, sono risultate appartenere alle zone CP11 e CP12 di OKADA & BUKRY (1980).

5.3. - UNITÀ OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI

Appartengono a questa unità tettonica le seguenti formazioni, qui riportate in ordine stratigrafico: Serpentiniti, Gabbri, Basalti, Diaspri, Calcare a Calpionelle, Argille a palombini.

5.3.1. – *Serpentiniti* (Σ)

Rocce riferibili a serpentiniti affiorano nei pressi di Canneto e Monterotondo Marittimo ed ancora, in limitatissimi affioramenti, presso Pod. Macchia al Fango (NO di Monte S. Croce) e Poggio Ginestra, dove costituiscono piccoli corpi lenticolari all'interno della formazione delle Argille a palombini. Costituiscono masse che solo eccezionalmente conservano i rapporti primari con gli altri litotipi della serie magmatica ofiolitica e con la copertura sedimentaria. Si tratta di rocce di colore variabile dal verde chiaro al verde molto scuro con tessitura massiccia

o debolmente foliata. Eccezionalmente sono visibili limitate porzioni a struttura cataclastica con elementi, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, cementati da un fitto reticolato di vene di carbonato e/o di serpentino.

Le associazioni mineralogiche sono in gran parte rappresentate da fasi riferibili al processo di serpentizzazione (serpentino, Mg-Fe clorite, talco); in subordinate sono presenti relitti di olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e spinello, con rapporti modalitici indicativi di originarie composizioni lherzolitiche.

5.3.2. – *Gabbri* (Γ)

Affiorano in piccoli lembi a sud di Monterotondo M.mo e a sud di Prata (T. Carsia) inglobati nella formazione delle Argille a palombini.

La roccia è di colore verde chiaro, e si caratterizza per possedere una struttura granulare con cristalli di dimensioni intorno a 2-5 millimetri. E' costituita da una massa biancastra formata da plagioclasio nella quale sono immersi cristalli quasi lamellari di colore grigio-verde (di allagio). All'analisi petrografica la roccia risulta equigranulare a plagioclasio (labradorite) e clinopirosseno (di allagio).

Lo spessore della formazione è variabile con valori massimi di una trentina di metri.

I gabbri sono sormontati con contatto stratigrafico dalla formazione del Calcere a Calpionelle ed, unitamente a quest'ultima unità, costituiscono corpi rocciosi all'interno della formazione delle Argille a palombini.

5.3.3. – *Basalti* (β)

Affiorano nella zona di Canneto e del Torrente Carsia, a Sud di Prata.

Si presentano, di colore grigio verde in frattura fresca, marrone-rossastro sulla superficie alterata per la presenza di ossidi di ferro; sono ben compatti e talvolta serpentizzati. Le paragenesi mineralogiche primarie consistono di plagioclasio, clinopirosseno, minerali opachi, ilmenite e magnetite. I basalti, con struttura a *pillows* (presso Canneto), presentano cuscinetti spesso caratterizzati da marcate variazioni strutturali dal nucleo alla periferia (rispettivamente da intersertale a grana medio-fina a intersertale a grana molto fine, a vitrofirica e con fessurazioni radiali e concentriche).

L'analisi petrografica ha individuato una tessitura ofitica a grana fine caratterizzata dalla presenza di feldspati (plagioclasii), immersi in una pasta di fondo verde scura.

Lo spessore della formazione è diverso nelle varie zone di affioramento ed in

genere modesto. Un sondaggio realizzato nel T. Carsia l'ha attraversata per 160 metri.

I basalti sono sormontati con contatto stratigrafico dai Diaspri, dalle Argille a palombini e, in discordanza, dalla Formazione di Lanciaia.

Per quanto riguarda l'età, la formazione è riferibile al Giurassico medio-superiore (ABBATE *et alii*, 1988).

5.3.4. – *Diaspri* (DSD)

Un piccolo affioramento di questa formazione è ubicato nell'area di Monteverdi Marittimo (Casa S. Agnese). Dal punto di vista litologico esso si compone di strati sottili (5-10 cm) di radiolariti, per lo più di colore rosso, intensamente fratturati e sfaldati in prismi. In particolare, nel suo ambito, è stata rilevata la presenza di breccie di radiolariti e radiolariti brecciate.

Lo spessore della formazione non supera i 10 m.

Questo corpo roccioso sormonta geometricamente le Argille a palombini in corrispondenza di una successione rovesciata che, oltre a queste due formazioni, coinvolge le Argilliti e calcari di Poggio Rocchino e la Formazione di Monteverdi Marittimo.

CONTI & MARCUCCI (1986), BAUMGARTNER (1987), BORTOLOTTI *et alii* (1991) hanno investigato i Diaspri in affioramenti toscani ed hanno riconosciuto l'appartenenza della loro base all'Oxfordiano medio-sup.-Kimmeridgiano, del loro tetto al Titonico o al limite con il Berriasiano.

5.3.5. – *Calcare a Calpionelle* (CCL)

E' presente nella parte settentrionale dell'area del foglio (M. te di Canneto) e in piccolissimi affioramenti, sempre associati alla formazione delle Argille a palombini, rilevabili nelle aree di Montioni (Poggio Terminino) e di Monterotondo M.mo (Pod Bena e Pod. Poggio Piovano).

Dal punto di vista litologico la formazione è costituita da un calcare a grana finissima, di colore grigio chiaro o nocciola, in strati dello spessore variabile da 15 centimetri a 1,5 metri.

Essa affiora per uno spessore di alcune decine di metri nei Monti di Canneto, di pochi metri negli altri affioramenti. A Canneto poggia con contatto stratigrafico sui Diaspri e con contatto tettonico sulla Formazione di Lanciaia; è inoltre sormontata con contatto stratigrafico dalle Argille a palombini. Nelle altre località è invece inglobata all'interno di quest'ultima formazione.

L'analisi di una campionatura effettuata nei Monti di Canneto alla base della formazione ha rivelato (COSTANTINI *et alii* 1995) la presenza di associazioni con *Tintinnopsella carpathica* (MURG. & FILIP.) e *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH). I campioni prelevati in un piccolo affioramento ubicato circa 2 Km a NW di Monte S. Croce sono risultati biomicriti con Radiolari e Calpionelle; fra queste ultime sono state determinate *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) e *Calpionella elliptica* CADISCH.

In considerazione delle caratteristiche litologiche e del contenuto organico questa formazione è ritenuta comunemente essersi sedimentata in ambiente marino profondo, poco al di sopra della CCD.

Sulla base delle indicazioni ottenute dai campioni dei Monti di Canneto la formazione ha un'età berriasiana-valanginiana (COSTANTINI *et alii* 1995).

5.3.6. –Argille a palombini (APA)

L'istituzione di questa unità si deve a GHELARDONI *et alii* (1965); tali Autori ne hanno individuato la sezione tipo negli affrimenti del Monte Scogliera (F. 84 “Pontremoli”).

La formazione affiora estesamente nell'area del foglio. In essa sono stati distinti due membri: uno inferiore, definito membro calcareo della Cava di Bellosguardo (APA₁), ed uno superiore, denominato membro pelitico-arenaceo del Torrente Carsia (APA₂) c. Questi risultano anche parzialmente eteropici. All'interno della formazione si rinvencono spesso lenti pelitico-arenacee. Di norma le Argille a palombini si presentano molto scompagnate; lungo il Fosso di Valle Calda, (3 Km ad Ovest di Perolla), invece, affiorano per circa 40 metri con una successione di strati del tutto indisturbata (fig. 8).

La litofacies prevalente (APA) è costituita da argilliti e siltiti di colore grigio (fino al 55-80% del totale) e da calcari (di norma fino al 20-30% del totale, eccezionalmente fino al 45%).

Le argilliti, di solito molto fissili, si sfaldano in lastrine o in aghetti ed hanno un colore per lo più grigio scuro. Le siltiti si presentano sempre laminate, talvolta gradate, di colore grigio in frattura fresca. I calcari sono a grana fine, di colore grigio piombo, hanno elevato contenuto in silice e fratture riempite da calcite; talvolta è rilevabile la caratteristica forma d'erosione ad “incudine”. Lo spessore medio degli strati calcarei è di 30 centimetri. Essi, seppur non frequentemente, si presentano laminati (con lamine per lo più piano-parallele), gradati e “paesinizzati”.

In questa unità litostratigrafica si possono rinvenire subordinatamente livelli di arenarie identiche a quelle del membro pelitico-arenaceo (APA₂). Tali are-

FORMAZIONE DELLE ARGILLE A PALOMBINI
 affioramento del Fosso di Valle Calda NW di Perolla

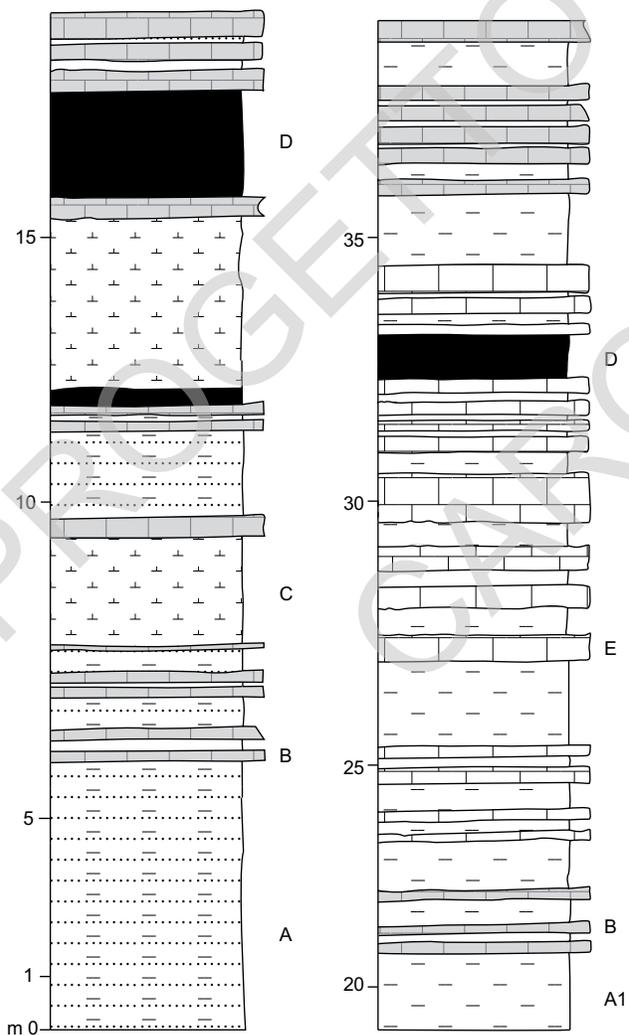


Fig. 8 - Spiegazione della simboleggiatura: A- Alternanze di argilliti e di siltiti laminate grigie; A1- argilliti grigie; B- calcari grigio scuri; C- marne laminate; D- argilliti nere; E- calcari grigio chiari.

narie contengono in alcuni casi fillosilicati, sono gradate e laminate e possono avere controimpronte dovute ad impatto. Nella zona di Monteverdi Marittimo all'interno della formazione sono stati rinvenuti livelli di brecce poligeniche ad elementi centimetrici di ofioliti, calcari silicei grigi e radiolariti, immersi in una matrice argilloso-siltosa grigia.

5.3.6.1. – Membro calcareo della Cava di Bellosguardo (**APA₁**)

La sezione tipo di questo membro è visibile nella Cava di Bellosguardo ad E di Jano (Foglio 285- Volterra).

Esso affiora presso il Fosso del Masseto (4,5 km a Nord di Montebamboli) e presso il Fosso Ulivella. E' costituito da alternanze di strati di calcari grigi raramente silicei, spessi 30-50 cm, e strati di argilliti grigie di 5-10 cm di spessore; il primo litotipo è presente in percentuale pari all'80% del totale, il secondo pari al 20%.

Lo spessore di questo membro calcareo è dell'ordine dei 30 m; da rilevare comunque che di esso non è osservabile la base.

Il membro calcareo della Cava di Bellosguardo costituisce la porzione stratigraficamente più bassa della formazione **APA** alla quale passa per alternanze. Considerando che nella zona di C. S. Agnese (4 km a SSO di Monteverdi Marittimo) esso non si trova interposto tra i Diaspri ed **APA** c'è da ritenere che esso non rappresenti un corpo di notevoli dimensioni areali e che intrattenga rapporti laterali con **APA**.

5.3.6.2. - Membro pelitico-arenaceo del Torrente Carsia (**APA₂**)

E' costituito per il 70% da argilliti e siltiti, e per il 30% da arenarie; eccezionalmente vi compaiono anche calcari silicei. Esso costituisce la porzione stratigraficamente più alta delle Argille a palombini.

Gli affioramenti in cui si possono vedere successioni regolari dei vari litotipi sono molto rari; comunemente si notano porzioni di strati di arenaria, anche di alcuni metri, all'interno della frazione pelitica.

Le argilliti e le siltiti hanno una colorazione grigio-verdastra che tende al marrone e presentano una fissilità che favorisce la loro suddivisione rispettivamente in piccole scaglie e in prismetti; sono suddivise in strati di spessore variabile da

alcuni centimetri a circa 1,5 metri.

Le arenarie, di colore marrone-chiaro in superficie alterata e grigio-verde in frattura fresca, presentano granulometria variabile da media a fine; gli strati sono spessi da 10 cm a 1,5 metri e mostrano strutture sedimentarie quali laminazioni pianoparallele.

* * *

Lo spessore delle Argille a palombini è estremamente variabile, andando da poche decine di metri a 400 metri.

La formazione passa stratigraficamente a quella delle Argilliti e calcari di Poggio Rocchino e risulta sormontata da numerose formazioni neogenico-quaternarie; sormonta con contatto tettonico formazioni del Dominio Ligure l.s. (Formazione di Monte Morello, Formazione di S. Fiora, Argille e calcari di Canetolo, Formazione di Monteverdi Marittimo) e del Dominio Toscano fino alla formazione evaporitica triassica.

L'analisi in sezione sottile di campioni prelevati nella formazione non ha fornito, in generale, associazioni con forme significative. Uno di questi campioni, raccolto ad O del Monte S. Croce, è risultato essere una micrite silicea con rari esemplari di *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH); altri, provenienti dalla zona di Monteverdi-Frassine e da quella di Montebamboli, micriti silicee con Radiolari o con calpionelle (tra cui *Calpionella elliptica* CADISCH).

Dei campioni utilizzati per l'analisi del contenuto in nannofossili calcarei solo tre, prelevati presso il Torrente Massera a S di Monteverdi Marittimo, presentano associazioni meno povere e più diversificate; queste sono caratterizzate da: *Braarudosphaera africana* STRADNER (1961), *Discorhabdus ignotus* (GORKA, 1957) BLACK (1959), *Eiffellithus* sp PERCH-NIELSEN (1979A), *Eprolithus floralis* (STRADNER, 1962) STOVER (1966), *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE (1963), *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI, 1964) NÖEL (1970), *Watznaueria barnea* (BLACK, 1959) PERCH - NIELSEN(1968) e *W. communis* REINHARDT (1964).

Per le caratteristiche sedimentologiche di alcuni litotipi, la marcata ritmicità ed il contenuto fossilifero, la formazione delle Argille a palombini è da ritenere un deposito di ambiente pelagico all'interno del quale si verificavano frequenti arrivi di materiale torbiditico (come già ipotizzato da DECANDIA & ELTER, 1972) di diversa composizione (in taluni casi calcarea in altri silicoclastica) e provenienza. Per quanto riguarda la batimetria, BRADLEY (1982) ipotizza un'ambiente di sedimentazione compreso tra l'epibatiale inferiore ed il mesobatiale medio (profondità variabile tra 550 ed 1500 metri, sulla base dell'associazione ad *Helmintapsis irregularis*).

Il rinvenimento di *Calpionellopsis oblonga*, nell'ambito delle associazioni analizzate in sezione sottile, è indicativo di un'età cretacea inferiore. Per la presenza di *Braarudosphaera africana* e di *Eprolithus floralis* le associazioni a nan-

nofossili riconosciute sono da attribuire all'intervallo porzione più alta della Zona CC7b - Zona CC9, corrispondente alla parte superiore dell'Aptiano fino a quella medio-inferiore del Cenomaniano.

6. - SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA DEL VERSANTE TIRRENICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE (NEOAUTOCTONO TOSCANO)

Con il termine Neoauctono viene chiamato l'insieme dei depositi accumulatisi in loco dopo l'arrivo delle unità alloctone. Tale insieme si compone di formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche la cui sedimentazione, iniziata nel Miocene superiore (Messiniano), è terminata nel Pleistocene superiore. Mentre le formazioni più recenti del Pliocene Medio vengono a contatto tra loro solo rarisimamente le sottostanti formazioni mio-plioceniche presentano rapporti latero-verticali a volte particolarmente complessi. I principali rapporti che intercorrono tra le formazioni neogeniche affioranti nel foglio ed il loro inquadramento bio-cronostratigrafico sono rappresentati in Tav. II.

6.1. - FORMAZIONI MIOCENICHE

6.1.1. - *Conglomerati rossi di Collacchia (CRO)*

Questa formazione è stata presentata alla 76^a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana tenutasi a Firenze nel Settembre del 1992 (BOSSIO *et alii*, 1994c) per definire, in maniera conforme alle norme del CINS, l'unità litostratigrafica basale della sedimentazione neoauctona toscana che affiora estesamente nell'area di Ribolla, poco al di fuori dell'area del foglio. Essa è stata riscontrata con le stesse caratteristiche anche nelle aree della Marsiliana, di Montebamboli e di Perolla denotando un notevole sviluppo areale. La sua frazione più conglomeratica è correlabile con i Conglomerati di Pod. Luppiano dei fogli Volterra e Pomarance.

Sinonimi: lc - conglomerati e sabbie (LAZZAROTTO *et alii*, 1964); m¹ - Conglomerati lacustri (LAZZAROTTO & MAZZANTI 1965); - Conglomerati lacustri (MAZZANTI, 1966); m¹ - *Conglomerati incoerenti a scarso cemento argilloso e sabbioso* (LAZZAROTTO, 1967); Mlc (p.p.) - *Conglomerati lacustri ad elementi ofiolitici di colore rossastro, sporadici livelli di argille e di marne con opercoli di Bithinia* (BRANDI *et alii*, 1969); m₁ - Conglomerati lacustri (LAZZAROTTO & MAZ-

ZANTI, 1978).

L'affioramento della località tipo si trova lungo una scarpata artificiale aperta presso l'abitato di Collacchia in corrispondenza dell'incrocio con la strada che porta a Follonica.

La formazione, che affiora nelle aree della Marsiliana, di Montebamboli e di Perolla oltre che nel bacino neogenico di Lustignano, è costituita da conglomerati con intercalazioni di arenarie poco cementate ed argille. Questi litotipi si rinvengono talvolta all'interno di sequenze plurimetriche positive, con ciottoli di dimensioni decrescenti dalla base verso il tetto. In corrispondenza di quest'ultimo prende particolare sviluppo la matrice sabbioso-argillosa che diventa decisamente prevalente. Lateralmente ed in posizione più interna rispetto alle sequenze di cui sopra compare una facies esclusivamente conglomeratica. Più in particolare, i conglomerati e i paraconglomerati, moderatamente classati e in genere non organizzati, presentano ciottoli di dimensioni variabili (2-15cm) immersi in una matrice sabbioso-argillosa; la loro dimensione raggiunge anche i 40 cm verso l'appoggio sul substrato preneogenico. Il colore d'insieme è per lo più rosso vinato molto acceso ed è assunto sia dai ciottoli, che allora presentano sulla superficie una vernice rosso ruggine metallica, sia dalla matrice; a volte i conglomerati si presentano anche di colore verde, associato, in fiamme, a quello rosso. La natura dei ciottoli è strettamente legata a quella del substrato su cui la formazione poggia; in generale derivano dalla formazione delle Argille a palombini.

Lo spessore di questa formazione varia da zona a zona; da un minimo di 10 ad un massimo di 100 m.

Circa i rapporti con le altre formazioni questa unità poggia con contatto stratigrafico al di sopra delle Argille a palombini e, nella zona della Marsiliana, passa stratigraficamente alle Argille del Torrente Fosci (**FOS**) ed alle Marne a *Bithynia* (**BIT**). E' inoltre sormontata, con contatto stratigrafico discordante, dal Conglomerato di Montebamboli e dalla formazione di Perolla nelle due rispettive zone omonime.

Nei Conglomerati rossi di Collacchia non sono stati rinvenuti macrofossili. In campioni prelevati nella matrice dell'unità sono risultati però presenti Ostracodi appartenenti al genere *Ilyocypris*.

Le caratteristiche sedimentologiche dei conglomerati ed il contenuto fossilifero suggeriscono una deposizione in ambiente continentale fluvio-lacustre.

Questa formazione, ampiamente diffusa in Toscana (Conglomerati rossi Auctt.), è riferita in letteratura a quella parte del Turoliano corrispondente al Tor-toniano superiore.

6.1.2. – Sabbie di Casa Diaccialone (**DIC**)

Come la precedente, questa formazione è stata presentata alla 76^a Riunione Estiva della Società Geologica Italiana tenutasi a Firenze nel Settembre del 1992 (BOSSIO *et alii*, 1994c) (sin.: m₄ - Sabbie e conglomerati lacustri in LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978; Arenarie della Caprareccia in PASCUCCI, 1995; SL_{Lar} – Arenarie della Caprareccia nel F.° 295 – POMARANCE). La sua località tipo è presso casa Diaccialone, 1 km a Nord di Ribolla.

Essa affiora nel Bacino di Lustignano a Sud di Lago Boracifero. Ottimi affioramenti sono quelli presenti lungo i versanti che da Poggio Sanapaio e Poggio agli Aspidi degradano verso il Rio Secco. Un piccolo affioramento è anche rinvenibile presso Poggio Carlo (4 km a Sud Monterotondo Marittimo).

Dal punto di vista litologico la formazione è costituita da banchi spessi anche 30 m di sabbie a grana media, grigio-verdi e con ciottoli sparsi. Al loro interno si ritrovano strati di microconglomerati ben cementati e di colore grigio; inoltre vi sono stati distinti corpi lenticolari di conglomerato (**DIC_c**) e di argille (**DIC_a**). I primi corpi sono costituiti da conglomerati grigio-verdi, in genere clasto-sostenuti, ben cementati e moderatamente organizzati, prevalenti nella parte bassa della formazione dove assumono spessori rilevanti (50 m); i secondi, argillosi, presentano una frazione sabbiosa, sono grigio chiari e contengono resti di vegetali carbonizzati.

Lo spessore della formazione supera in genere i 150 m; esso risulta esiguo solo nell'affioramento di Poggio Carlo.

La formazione, dove è visibile la base, poggia sui Conglomerati di Collacchia ed è sormontata, con contatto stratigrafico, dalle Argille della Marsiliana. E' inoltre sormontata, con contatto stratigrafico discordante, dal Conglomerato di Montebamboli e dalla Formazione di Lustignano. Nelle aree più settentrionali (Bacino di Radicondoli) presenta rapporti laterali con le Argille lacustri (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978).

I campioni prelevati nelle Sabbie di Casa Diaccialone hanno fornito solo associazioni ad Ostracodi (*Cyprideis* sp., *Ilyocypris* sp., *Candona* sp.).

Per le caratteristiche litologiche ed i fossili rinvenuti l'unità si è deposta in ambiente lacustre.

Essa è riferibile al Turoliano (Tortoniano sup. - Messiniano inf.).

6.1.3. – Argille del Torrente Fosci (**FOS**)

Questo termine è stato proposto da BOSSIO *et alii* (1992 a,b) (sin.: m²_b - Argille lacustri in LAZZAROTTO (1965); m²_b - Argille ed argille sabbiose con

intercalazioni lenticolari di straterelli marnosi in LAZZAROTTO, 1967; M1a (p.p.) - Argille spesso lignitifere d'ambiente lacustre con livelli di sabbie e marne arenacee con *Bithynia*, *Congeria* e Ostracodi in BRANDI *et alii*, 1968; M1a (p.p.) - Argille spesso lignitifere, lacustri con livelli di sabbie e marne arenacee con *Bithynia*, *Congeria* e Ostracodi in BRANDI *et alii*, 1969; m₃- Argille lacustri spesso lignitifere in LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978).

L'unità è presente con limitati affioramenti nell'area della Marsiliana e di Montebamboli. E' composta da argille grigie, talvolta verdi, con localmente al loro interno ciottoli sparsi o strati spessi e lenticolari di conglomerati grigio-verdi, ben cementati e ben classati (ciottoli $\varphi=0,5-5\text{cm}$). Subordinatamente vi si rinven-gono areniti grigio-verdi ricche in fillosilicati, talvolta calcarifere, gradate, che sfumano a siltiti, anch'esse fillosilicatiche.

La formazione presenta spessori intorno ai 50 m.

Essa poggia stratigraficamente sopra i Conglomerati di Collacchia e sottostà alle Marne a *Bithynia* alle quali passa con contatto concordante e per alternanze. Con quest'ultima formazione presenta anche rapporti di eteropia.

L'analisi micropaleontologica ha consentito di rilevare la presenza di oogoni di *Characeae*, opercoli di *Bithynia* e Ostracodi appartenenti a *Cyprideis* sp., *C. belfortensis*, *Candona* aff. *labiata*, *Candona* sp.

Le caratteristiche litologiche e gli elementi paleontologici sono indicativi di un ambiente lacustre.

Questa unità, ampiamente diffusa in Toscana (Argille lacustri Auctt.), è riferita in letteratura al Turoliano (Tortoniano sup. - Messiniano inf.).

6.1.4. - *Marne a Bithynia* (BIT)

Sinonimi: I_m- Marne a *Bithynia* (MAZZANTI *et alii*, 1963); m²a - Sabbie e marne sabbiose lacustri con *Bithynia* (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1965); m²a Marne e marne sabbiose (LAZZAROTTO, 1967); M1a (p.p.) - Argille spesso lignitifere d'ambiente lacustre con livelli di sabbie e marne arenacee con *Bithynia*, *Congeria* e Ostracodi (BRANDI *et alii*, 1968); M1a (p.p.) - Argille spesso lignitifere, lacustri, con sporadici livelli di sabbie e marne arenacee con *Bithynia*, *Congerie* e Ostracodi (BRANDI *et alii*, 1969); m₂ - Sabbie e marne sabbiose lacustri con *Bithynia* (LAZZAROTTO & MAZZANTI 1978).

L'unità affiora nelle aree di Montebamboli, di Serra Paganico e della Marsiliana. I migliori affioramenti in quest'ultima area si trovano presso Poggio al Diavolo. Essa non mostra caratteristiche litologiche costanti nelle varie località di affioramento. Per lo più è costituita da marne e siltiti calcaree di colore grigio chiaro, in strati sottili, spesso in lastre, a cui si associano: strati di 30-40cm di

arenarie o sabbie a grana da media a grossolana, debolmente cementate, di colore grigio-marrone, talvolta gradate; argilliti marnose e, più raramente, livelli di biotruditi. In tutti i litotipi è possibile rinvenire numerosi opercoli di *Bithynia* e rari esemplari di *Dreissena*; questi ultimi possono costituire localmente elevate concentrazioni.

Le marne a *Bithynia* presentano spessore ridotto, variabile da 10 a 30 metri.

La formazione occupa sempre la stessa posizione all'interno della successione miocenica, e cioè poco prima dell'inizio delle facies salmastre sottostanti ai gessi. È comune, quindi, che essa sia interposta fra i Conglomerati di Collacchia (CRO) o le Argille del Torrente Foschi (FOS) alla base e le Argille della Marsiliana (AMS), al tetto.

Oltre che dalla presenza dei fossili sopra detti l'unità è caratterizzata da quella di oogoni di *Characeae* e di Ostracodi appartenenti a *Candona* aff. *labiata*, *Candona* sp., *Cyprideis belfortensis*, *Cyprideis* sp., *Bullocypris robusta*.

L'associazione fossilifera presente nella formazione è indicativa di un ambiente lacustre.

Le Marne a *Bithynia* sono da riferire al Turoliano (Tortoniano sup. - Messiniano inf.).

6.1.5. –Argille della Marsiliana (AMS)

Sinonimi: Ma - Argille a *Pycnodonta navicularis* (BROCCHI) e Mg - Gessi e lenti di salgemma, argille marnose, sabbie e conglomerati (BRANDI *et alii*, 1968); Ma - Argille a *Pycnodonta navicularis* (BROCCHI) con sporadici straterelli di gesso nei livelli basali e Mg - Gessi e lenti di salgemma, argille marnose, sabbie e conglomerati (BRANDI *et alii*, 1969).

Le Argille della Marsiliana affiorano nell'area della fattoria omonima e in quelle di Montebamboli, di Serra Paganico, di Poggio agli Aspidi e dei Lagoni rossi.

La formazione è rappresentata prevalentemente da argille maculate grigie e gialle, debolmente sabbiose, talvolta varvate e marnose; al loro interno si rinvencono talora ciottoli sparsi, provenienti dalle formazioni liguri, e livelli di arenarie gradate, microconglomerati e calcari arenacei laminati. Nella vecchia miniera di Montebamboli, all'interno delle argille salmastre, si rinvencono noduli di gesso. Nel Rio Guardigiano, immediatamente al di sotto del Calcere di Castelnuovo, affiorano 5 metri di marne e marne sabbiose ad Anellidi.

All'interno di questa unità sono state distinte le seguenti lenti:

(AMS_m) marne sabbiose di Casetta Rossi, (AMS_e) calcareniti di Fornacelle, (AMS_g) alternanze di argille, silts e gessi, (ROS₅) Calcere di Castelnuovo,

(AMS_c) conglomerati, (AMS_s) sabbie e areniti violacee.

6.1.5.1. – Marne sabbiose di Casetta Rossi (AMS_m)

Questa lente affiora lungo il Fiume Cornia, circa 4 km a NE di Suvereto. E' composta da marne sabbiose, alternativamente gialle e grigie, chiaramente laminari; spessore di circa 25 metri.

6.1.5.2. – Calcareniti di Fornacelle (AMS_e)

Affiorano nella omonima località, situata lungo il Fiume Cornia, circa 4 km a NE di Suvereto. Sono composte, in ordine di frequenza decrescente, da calcareniti fini e calcilutiti gialle o nocciola oltre che da limi calcarei di colore grigio-giallo. Le calcareniti fini, talvolta con laminazione incrociata o ondulata, si presentano generalmente in strati di esiguo spessore (2-4 cm) separati da veli di argilla; le calcilutiti affiorano in strati di spessore superiore ai 70 cm, mentre i limi, in sottili strati, manifestano una tessitura massiccia. Lo spessore massimo del corpo lenticolare è di 15 metri.

6.1.5.3. – Alternanze di argille, silts e gessi (AMS_g)

La lente affiora esclusivamente al Castello della Marsiliana ed è composta da alternanze di argille marnose, silts e sottili livelli di gesso di vario tipo (alabastrino, sericolitico, geminato a ferro di lancia) e di gessoareniti. Spessore 50 metri.

6.1.5.4. – Lenti di Calcari di Castelnuovo (ROS₅)

Dei vari membri del Calcare di Rosignano conosciuti in letteratura, nell'area del foglio affiora soltanto quello denominato Calcari di Castelnuovo, qui avente il rango di lente. Le lenti presentano limitati affioramenti lungo il Rio Guardigiano ed il Fiume Cornia, in prossimità di Casa S. Marco (località posta 7 km ad Est di Sassetta), Casa S. Luigi e Fornacelle e nella zona dei Lagoni Rossi (Pod. S. Marco).

Dal punto di vista litologico l'unità è costituita da calcari, calcareniti e biocalciruditi di colore bianco (LAZZAROTTO *et alii* 1964; BOSSIO *et alii* 1994b). A questi

si associano, molto subordinatamente, strati di calcareniti e calcilutiti giallastre. Presso Fornacelle, alla base della lente è rilevabile una sequenza ciclica dello spessore di 5 metri: nella metà inferiore, biocalciruditi passano a calcareniti finissime in strati sempre più sottili verso l'alto (*thinning up*); nella metà superiore, gli stessi litotipi si succedono in ordine inverso rispetto al precedente.

La porzione affiorante dell'unità presenta uno spessore massimo che si aggira sui 40 m.

In corrispondenza di Casa S. Marco e Casa S. Luigi i Calcari di Castelnuovo poggiano con contatto stratigrafico discordante sopra le Argille a palombini mentre presso le località Fornacelle e Rio Guardigiano essi giacciono sui sedimenti lagunari del Messiniano inferiore.

Nei calcari si rinvencono soprattutto *Ostrea* e subordinatamente *Pecten* (tra cui *P. vigolenensis*), *Chlamys*, *Arca*, *Cardium*, *Anomia*, Gasteropodi vari, Serpulidi, Echinidi. Una parte dei calcari manifesta i caratteri tipici di corpi biocostruiti (*reef*) da alghe rosse (Melobesie) e/o coralli (*Porites*). Le analisi micropaleontologiche hanno evidenziato in genere la presenza di Foraminiferi bentonici (*Ammonia beccarii beccarii*, *Elphidium crispum*, *E. macellum*, *Neoconorbina terquemi*, *Rosalina globularis*, vari Miliolidi) e di Ostracodi (*Aurila cicatricosa*, *A. philippii*, *Cytheretta semiornata*, *Xestoleberis* spp.). In alcuni livelli intercalati ai calcari della porzione inferiore della sequenza sono risultati presenti oogoni di *Characeae*, Serpulidi e Gasteropodi associati ad Ostracodi (*Loxococoncha elliptica*, *Cyprideis* sp. e *Candonopsis* sp.).

La documentazione paleontologica consente di dedurre per l'unità un ambiente marino di modesta profondità, sostituito, almeno nella fase iniziale, da un contesto lagunare con acque debolmente salmastre.

6.1.5.5. – Conglomerati (AMS_c)

Queste lenti si rinvencono concentrate in un intervallo stratigrafico di una cinquantina di metri all'interno della formazione argillosa. Si tratta di corpi conglomeratici lenticolari e discontinui, di colore grigio chiaro-verde, formati da ciottoli, di dimensioni comprese tra 2 e 15 cm, provenienti per lo più dai litotipi delle formazioni liguri. In alcuni affioramenti le lenti si presentano stratificate con alternanze di conglomerati, per lo più ben cementati, e paraconglomerati, spesso meno cementati; la matrice è rappresentata da arenaria medio-grossolana mentre il cemento è calcareo.

6.1.5.6. – Sabbie e areniti violacee (AMS₅)

La lente affiora nell'area di Rio Guardigiano. Essa è composta per il 70% da sabbie debolmente argillose, di colore grigio-viola in frattura fresca, talvolta listate; per il 15% da areniti o sabbie di colore grigio-viola, talvolta laminate e gradate (da fini a silt) con ciottolotti sparsi anche di diaspro; per il restante 15% da conglomerati fini ben cementati, di colore grigio rossiccio e violaceo, ben organizzati e con gradazione diretta o doppia.

Lo spessore dell'unità è di difficile valutazione non essendosi conservato il tetto.

Nell'area del Rio Guardigiano le sabbie e areniti violacee, poggiano in discordanza sia sul Calcere di Castelnuovo, sia direttamente sul substrato preneogenico, rappresentato dalla formazione delle Argille a palombini; sono sormontate in chiara discordanza cartografica dal Conglomerato di Montebamboli.

* * *

Le Argille della Marsiliana presentano spessore variabile: sul margine orientale degli affioramenti neogenici della località omonima è valutabile sui 100 m; su quello occidentale è senz'altro maggiore pur essendo l'unità priva della sua base per l'azione della faglia del Pod. S. Rosalia. Più difficile è la stima del suo spessore negli altri affioramenti. La formazione giace in perfetta concordanza sulle Marne a *Bithynia* e, in assenza di queste, direttamente sulle Argille del Torrente Fosci. Essa è inoltre sormontata, mediante contatto stratigrafico discordante, dal Conglomerato di Montebamboli (**BAM**).

Nella parte basale delle Argille della Marsiliana (circa 5 m) sono state rinvenute associazioni ad Ostracodi composte da *Cyprideis* sp., *Bullocypris robusta*, *Candona* aff. *labiata* e *C.* sp., a cui si accompagnano oogoni di *Characeae* e opercoli di *Bithynia*; tali elementi concordano nell'indicare un ambiente continentale con acque dolci. Nella tratto successivo, ma sempre inferiore, della formazione sono stati riscontrati *Miliammina fusca* ed *Ammonia beccarii tepida* tra i Foraminiferi, *Loxoconcha* sp., *Amnicythere* sp., *Candona* cf. *assoinae milovanovici*, *Bullocypris robusta* e *Cyprideis* spp. tra gli Ostracodi; l'insieme di questi elementi denota un ambiente lagunare, con acqua poco profonda e a debole salinità. Nella parte intermedia sono risultati presenti Foraminiferi (bentonici: *Bulimina echinata*, *Bolivina dentellata*, *B. dilatata*, *Ammonia beccarii beccarii*, *Hanzawaia boueana*, *Valvulineria complanata*, *Rectuvigerina siphogenerinoides*, *Cibicoides pseudoungerianus* e planctonici: *Globigerina multiloba*, *G. decoraperta*, *G. quinqueloba*, *Orbulina universa*, *O. suturalis*), Ostracodi (*Aurila albicans*, *A. convexa*, *A. cicatricosa*, *Ruggieria tetraptera*, *Cytheridea neapolitana*, *Callistocythere antoniettae*) e nannofossili calcarei (*Amaurolithus amplificus*, *A. delicatus*, *A. ninae*, *Calcidiscus macintyreii*, *C.* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster mendomoben-*

sis, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. spp.*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera pulcherrima*, *S. spp.*, *Sphenolithus abies*), indicativi di un ambiente marino verosimilmente della zona neritica interna ma con caratteristiche non ottimali per gli organismi. Nella parte superiore sono presenti Foraminiferi ed Ostracodi: *Ammonia beccarii tepida*, *Cribronion articulatum*, *Chartocythere sp.*, *Cyprideis sp.*, *Candona sp.*, denotanti nuovamente un ambiente con acque a debole salinità. In conclusione, l'analisi micropaleontologica condotta nell'area del foglio ha rivelato un contenuto differenziato in senso verticale, rispecchiante ambienti deposizionali diversi: lacustre nei primi metri della successione seguito da uno lagunare con acqua a debole profondità e salinità, successivo al precedente ma sempre nella parte inferiore; marino nei soprastanti quaranta metri della successione ed infine lacustre ("lago mare") nella parte sommitale.

L'intervallo marino è sicuramente riferibile al Messiniano inferiore sulla base delle associazioni fossilifere rinvenute ("Non distinctive Zone" dei Foraminiferi, parte superiore della Zona ad *Amaurolithus delicatus* - *A. amplificus* dei nanno-fossili). Questa età è estendibile all'intervallo salmastro sottostante e a quello basale lacustre (Turoliano). Per quanto riguarda la facies di "lago-mare" è ben noto che anch'essa fa parte del Messiniano ma della porzione superiore di questo piano (Turoliano superiore).

6.1.6. – Argille e gessi del Fiume Era Morta (EMO)

La formazione affiora nel Bacino di Lustignano (parte più settentrionale del Foglio) limitatamente alle zone di Poggio Vacchereccia e di Pod. il Bagno.

E' composta di argille e argille sabbiose grigie, generalmente laminate (solo raramente sono massive), a cui si intercalano livelli lenticolari di gessi (EMO_g), per lo più alabastrini.

Lo spessore della formazione è difficilmente definibile nella sua interezza dal momento che questa risulta tagliata da faglie dirette plioceniche; esso, comunque, risulta di almeno 60 m. Da notare, inoltre, che nell'area del foglio non affiora la base della formazione, pertanto non sussistono dati sul suo substrato.

I campioni prelevati in questa unità sono caratterizzati da Ostracodi appartenenti ai taxa *Cyprideis spp.*, *Candona sp.*, *Loxococoncha elliptica*, *L. mülleri*, *Bullocypris robusta*, *Callistocythere aff. antoniettae*. Talora sono presenti anche rari foraminiferi (*Ammonia beccarii tepida*, *Cassidulinita prima*, *Cribronion articulatum*, piccole Bolivine).

L'ambiente di deposizione delle Argille e gessi del F. Era Morta è di tipo lacustre (già noto in letteratura con il termine di "lago mare") caratterizzato da acque

dolci o a debole salinità.

L'età della formazione comprende la parte superiore del Messiniano (Turliano superiore).

6.1.7. – *Conglomerato di Montebamboli (BAM)*

Questa formazione (sin.: Conglomerati rossi in DE CASTRO C. & PILOTTI C., 1933; Conglomerati con ciottoli a “vernice rossa” in LAZZAROTTO *et alii*, 1964; m^{4b} - Conglomerato di Montebamboli in LAZZAROTTO, 1967; cgM - Conglomerati poligenici di Montebamboli in BRANDI *et alii*, 1968; - Conglomerato di Montebamboli in LAZZAROTTO *et alii*, 1969) è una delle poche, tra quelle neogeniche affioranti nella Toscana meridionale, ad essere già stata formalizzata (LAZZAROTTO *et alii*, 1969).

I rilevamenti eseguiti per la realizzazione di questo foglio hanno suggerito di mantenere la originaria denominazione ma di cambiare la sezione tipo (già ubicata nel Rio Guardigiano) adottandone un'altra tra quelle che contribuiscono ad illustrare l'area tipo.

La formazione affiora estesamente lungo una fascia larga una diecina di chilometri che si estende dalla località Valpiana fino a Lustignano.

In essa vengono distinte le seguenti unità con il rango di lente: *conglomerati grigi (BAM_c)* e *argille (BAM_a)*.

La facies tipica (BAM) risulta costituita da paraconglomerati non classati, per lo più disorganizzati, di colore rosso-arancio, con ciottoli eterometrici e sporadiche intercalazioni argilloso-sabbiose e argilloso-marnose. I ciottoli, in genere ben arrotondati e di dimensioni variabili da 1 a 40 cm, sono costituiti da litotipi derivanti dalle formazioni delle unità liguri (calcari silicei tipo “palombino”, arenarie a grana finissima, diaspri) e, subordinatamente, da arenarie tipo “Macigno”. Nell'area della Marsiliana sono stati rinvenuti ciottoli di eurite la cui presenza era già stata segnalata in altri affioramenti poco al di fuori del foglio (Poggio Diaccio al Cambio, Poggio al Chiecco e Poggio Tre Cancelli, in BOSSIO *et alii*, 1993). I ciottoli, immersi in una matrice sabbiosa e rossastra, talvolta presentano sulla loro superficie una patina di colore rosso ruggine, non così diffusa da potersi configurare come una caratteristica peculiare di tale unità litostratigrafica. Principalmente nella parte bassa della formazione si rinvengono, alternate ai banchi di conglomerato, sabbie di colore giallo-arancio o rosso, con ciottolotti sparsi o, più frequentemente, frammenti a spigoli vivi di arenarie fini o siltiti. Molto subordinatamente si rinvengono concrezioni carbonatiche di colore giallo, talvolta irregolarmente stratificate (paleosuoli?).

6.1.7.1. – Lenti di conglomerati grigi (**BAM_c**)

Questa unità occupa una posizione stratigrafica variabile all'interno della formazione, trovandosi o direttamente a contatto con il substrato preneogenico o intercalata nei conglomerati rosso-arancio. Essa presenta le stesse caratteristiche litologiche, sedimentologiche e tessiturali della litofacies precedentemente descritta mentre si differenzia per il colore grigio chiaro della matrice e dei ciottoli.

6.1.7.2. – Lenti di argille (**BAM_a**)

Tali lenti si rinvencono prevalentemente nella parte basale della formazione. Esse sono costituite da argille leggermente sabbiose e di colore grigio-nocciola, con ciottoli sparsi della stessa natura litologica di quelli presenti nella litofacies prevalente.

* * *

Lo spessore dell'unità è variabile; la maggiore potenza si raggiunge nella zona di Poggio Granchio e in quella del Poggio Casale con valori intorno ai 150 m.

Il Conglomerato di Montabamboli sormonta, con contatto stratigrafico discordante, differenti formazioni preneogeniche (Formazione di Brolio, Formazione di Monte Morello, Formazione di Monteverdi Marittimo, Argille a palombini) e neogeniche (Conglomerati rossi di Collacchia, Sabbie di Casa Diaccialone, Argille del Torrente Fosci, Marne a *Bithynia*, Argille della Marsiliana). Tali rapporti sono ben rilevabili nell'area della Marsiliana. A sua volta è ricoperto da formazioni plioceniche, da quella plio-pleistocenica delle Argille di Casa Ghiaccino e da quelle pleistoceniche delle Sabbie rosse di Val di Gori e delle Sabbie rosso-arancio di Donoratico.

I campioni prelevati nell'unità sono risultati in genere sterili; solo in alcuni casi sono stati rinvenuti rari Ostracodi (*Ilyocypris* sp., *Potamocypris* sp., *Cyprideis* sp.), rarissimi oogoni di *Characeae* e opercoli di *Bithynia*.

Le caratteristiche sedimentologiche del Conglomerato di Montebamboli, unitamente all'assenza di fossili (costantemente appurata nelle intercalazioni o lenti a componente pelitica) inducono a ritenere che la formazione si è deposta in ambiente continentale (fluviale o in alcuni casi, fluvio-lacustre).

In base alle sue caratteristiche e alla posizione stratigrafica, compresa tra il Messiniano inferiore ed il Pliocene basale (vicina area di Ribolla), l'unità è da riferire al Turoliano.

6.1.8. - *Breccia di Grotti (GRO)*

La formazione, istituita da SIGNORINI (1964), affiora nelle aree di Niccioleta, Prata e Serrabottini. Essa è costituita da una breccia i cui elementi sono essenzialmente composti da calcari grigi a cellette e dolomie di colore grigio scuro, immersi entrambi in una matrice sabbiosa di colore bianco-giallastro; l'insieme è generalmente mal cementato o non cementato affatto. Talvolta figurano, come clasti, anche blocchi e frammenti di litotipi appartenenti alle liguridi l.s., al Calcare massiccio ed ai Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*. I clasti, per la maggior parte, sono a spigoli vivi, eterometrici e con dimensioni che vanno dalla decina di centimetri a 2-3 metri.

Lo spessore della formazione è variabile da zona a zona; il valore più elevato è riscontrabile nella zona del M. Gai, a Nord di Niccioleta, dove raggiunge i 100 metri.

La Breccia di Grotti giace sul substrato preneogenico, rappresentato dalle Argille a palombini, dalla Formazione anidritica di Burano-Calcare cavernoso, dai Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* e dalle Filladi e quarziti del Torrente Mersino; è a sua volta ricoperta dai Travertini di Massa Marittima, dalle Argille sabbiose di Pod. Bellavista, dalle Sabbie e ciottolami di Pod. Belvedere e dalle Sabbie e ciottolami della Ghirlanda.

I campioni in essa prelevati sono risultati privi di fossili.

La formazione costituisce il prodotto di accumulo dei clasti derivanti prevalentemente dalla formazione del Calcare cavernoso. La forma e le dimensioni di tali clasti suggeriscono, in linea di massima, una modesta elaborazione ed uno scarso trasporto in ambiente continentale.

In base alla posizione stratigrafica occupata in altre aree della Toscana la Breccia di Grotti viene riferita al Turoliano superiore (Messiniano Superiore). Nell'area di Massa Marittima è sormontata dai travertini omonimi del Villafranchiano Inferiore (BRANDI *et alii*, 1968; BOSSIO *et alii*, 1993).

6.2. - FORMAZIONI PLIO-PLEISTOCENICHE

6.2.1. - *Filoni quarzosi mineralizzati (fm)*

L'area a sud di Massa Marittima è nota fin dal tempo degli Etruschi per la presenza di mineralizzazioni a solfuri misti di norma associate a filoni quarzosi. Tre sono i filoni più importanti, chiamati di: Serrabottini, di Fenice-Capanne e di Montoccoli.

Il filone di Serrabottini è associato ad una faglia con direzione NNO-SSE (60° ENE) ed è segnalato in superficie da una cataclasite non cartografabile. Sulla base delle mineralizzazioni il filone è suddivisibile in tre zone: una centrale, mineralizzata a calcopirite con galena e blenda in ganga quarzosa, e due laterali, mineralizzate a pirite cristallina con associata calcopirite, blenda e galena in ganga quarzosa. La potenza del filone, relativamente costante, è di circa 5 metri. La sua coltivazione è iniziata in tempi etruschi e si è conclusa agli inizi del 1900.

Il filone di Fenice-Capanne è associato ad una faglia a direzione variabile da N-S (45° E) nel tratto meridionale, ad ONO-ESE (45° NNE) in quello settentrionale. Esso affiora ed è seguibile per circa 5 km. Si presenta come un ammasso quarzoso di spessore variabile (1-10 m), arrossato, con numerosi ossidi dispersi e minerali di skarn, prevalentemente pirosseni ed epidoti. In profondità il filone si ispessisce notevolmente fino a raggiungere una potenza di circa 80 metri (ELTER *et alii*, 1994).

Da un punto di vista minerario il filone è suddivisibile in tre zone: una centrale e due esterne. Le zone esterne, di circa 20-30 metri di spessore, sono sterili; la zona centrale è invece ricca in rame ed è stata coltivata fino alla quota di 100 m s.l.m.. L'attività estrattiva si è conclusa nel 1985.

Il Filone di Montoccoli è l'unico sterile. E' individuabile in affioramento, anche se in modo discontinuo, lungo il Fosso Zanca. Ricerche eseguite con pozzi, gallerie e sondaggi negli anni '70 hanno accertato che il filone è associato ad una faglia mineralizzata ad andamento N-S (45° W). Lungo la direzione della faglia si è avuto la formazione di quarzo per sostituzione della breccia di frizione per spessori di 10-15 metri. Litologicamente il filone di Montoccoli appare come una massa quarzosa arrossata da idrossidi di ferro derivanti dall'alterazione della pirite. La genesi dei fluidi responsabili delle mineralizzazioni è legata alla messa in posto di masse granitiche plioceniche presenti nell'area massetana (Gavorrano, Castel di Pietra, Niccioleta). Studi recenti hanno confermato che l'attività delle faglie a direzione circa N-S dell'area di Gavorrano-Fenice-Capanne sia stata contemporanea alla messa in posto del plutone di Gavorrano, la cui età di raffreddamento è di 4.9-4.4 Ma (ROSSETI *et alii*, 2001).

6.2.2. – Arenaria di Perolla (APL)

Il primo Autore che ha descritto compiutamente questa formazione e che ha discusso sul problema dell'età dell'Arenaria di Perolla, attribuendola al Miocene medio, è NOVARESE (1908 *cum bibl.*). LOTTI, nel 1893, non esclude tuttavia un'età pliocenica. Più di recente la formazione è stata studiata in dettaglio da TONGIORGI (1963) che l'ha riferita al Pliocene Inferiore; età, questa, confermata in uno studio

micropaleontologico di dettaglio da GIANNELLI *et alii* (1963).

L'Arenaria di Perolla affiora in prossimità dell'omonima località, posta all'estremità SE del foglio. Essa è composta da arenarie gialle a grana medio-grossolana, bioturbate e con ciottoli e frammenti conchigliari sparsi, a cui si alternano sabbie argillose e marne arenacee grigie, in percentuali variabili. Intercalati vi si rinvengono livelli conglomeratici, ciascuno dei quali dello spessore massimo di circa 15 m (APL_C). I conglomerati sono poco organizzati, matrice-sostenuti, in strati spessi e tra loro amalgamati, composti da clasti le cui dimensioni variano da alcuni centimetri ad un massimo di 30 cm. I clasti sono costituiti da litotipi appartenenti alle unità liguri e, in percentuali localmente elevate, da apfite porfirica (eurite).

Lo spessore dell'unità è di circa 200 m.

L'Arenaria di Perolla poggia in discordanza sui Conglomerati di Collacchia e passa, verso l'alto, gradualmente alle Argille azzurre. Alla sua base è sempre presente un livello ricco di macrofossili, dello spessore di circa 1 metro; BERTINI *et alii* (1969) vi segnalano la presenza di *Isognomon maxillatum* (SOLDANI), *Pycnodonta* sp., *Glycimeris* sp., *Pecten* spp., ostreidi, echinidi e denti di squalo.

Le analisi micropaleontologiche sui campioni prelevati nella formazione hanno fornito associazioni costituite in genere da *Globorotalia margaritae*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerina nepenthes*, *Planulina ariminensis*, *Lenticulina cultrata*, *Marginulina costata*, *Uvigerina rutila*, *Bulimina minima*, *Vaginulina margaritifera*, *Siphonina reticulata* e *Anomalinoidea helycinus* per i Foraminiferi, da *Amaurolithus* sp., *Calcidiscus macintyreii*, *C. leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R.* spp., *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies*, *Syracosphaera histrica* per i nannofossili.

L'unità risulta che si è deposta in un ambiente marino soggetto a rapida subsidenza e che ha raggiunto profondità compatibili con la parte più profonda della zona neritica esterna.

Secondo GIANNELLI *et alii* (1963) l'Arenaria di Perolla è da riferire al Pliocene Inferiore. La recente analisi biostratigrafica ha permesso di confermare questa attribuzione (Zancleano) precisandone il riferimento alle zone a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. e a *Globorotalia margaritae* dei Foraminiferi planctonici ed a quelle a *Discoaster variabilis* s.l. e ad *Amaurolithus tricorniculatus* dei nannofossili.

6.2.3. – Conglomerati di Gambassi Terme (GAM)

Questa formazione affiora prevalentemente ai margini del bacino pliocenico

di Lustignano nell'area compresa tra Canneto, Frassine, Montebamboli, Monte Arsentì, Monterotondo Marittimo e Leccia, dove rappresenta i primi depositi trasgressivi pliocenici.

Dal punto di vista litologico è composta da conglomerati e paraconglomerati ben cementati, moderatamente classati, di colore grigio-verde, nonché da microconglomerati, dello stesso colore, arenarie e sabbie. I ciottoli sono per lo più di calcari ed arenarie provenienti dalle liguridi. Significativa è talvolta la presenza di ciottoli di eurite (es. Rio Guardigiano). A questi litotipi, decisamente prevalenti, si associano livelli di argille sabbiose grigie.

Lo spessore di questa unità litostratigrafica è estremamente variabile, in ragione sia della geometria cuneiforme, connessa con la sua natura trasgressiva, sia dei frequenti rapporti eteropici che intercorrono con altre unità plioceniche. Il suo valore massimo si aggira sui 100 m.

I Conglomerati di Gambassi Terme giacciono discordanti sulle Argille a palombini e, subordinatamente, sul Conglomerato di Montebamboli, sulle Marne a *Bithynia* e sulle Argille della Marsiliana. Verso le parti più distali del bacino si interdigitano con le Sabbie di S. Vivaldo (SVV) e con le Argille azzurre (FAA).

Nella formazione sono stati rinvenuti rari macrofossili, per lo più in frammenti, riferibili ad Ostreidi e Pettinidi. Per quanto riguarda i microfossili sono state incontrate associazioni a Foraminiferi con scarsi planctonici e bentonici (*Orbulina universa*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerinoides extremus*, *Neoglobobulimina acostaensis* tra i primi, *Ammonia beccarii beccarii*, *Cibicides lobatulus*, *Florilus boueanus*, *Aubignyna perlucida*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Dorothia gibbosa*, *Heterolepa bellincionii*, *Bolivina aenariensis*, *Valvulineria bradyana* tra i secondi) e associazioni in cui i due gruppi sono meglio rappresentati (ai taxa sopra citati si possono aggiungere *Globorotalia margaritae*, *Globigerina falconensis*, *G. bulloides*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Marginulina costata*, *Bolivina placentina*, *B. leonardii*, *B. apenninica*, *B. dilatata*, *Bulimina subulata*, *Valvulineria complanata*, *Siphonina planoconvexa*, *Karrerella bradyi*, *Globocassidulina subglobosa*, *Dimorphina tuberosa*).

Le associazioni a nannofossili si presentano sia povere che relativamente abbondanti; in ogni caso poco diversificate dal punto di vista specifico. Tra i taxa più diffusi si ricordano *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Pyrocyclus* spp., *Reticulofenestra* spp., *Sphenolithus abies* ed *Umbilicosphaera sibogae*. Nei campioni più favorevoli di alcune aree è riscontrabile, talvolta, la presenza di *Ceratolithus* sp. ed *Helicosphaera sellii*; in quelli di altre si rinvengono invece *Pseudoemiliania lacunosa* e *Gephyrocapsa* spp..

L'ambiente di deposizione varia da transizionale, dove i depositi terrigeni fluviali erano localmente e marginalmente elaborati dal mare (la facies dei conglomerati, in questi casi, è molto simile a quella dei conglomerati continentali ed i

fossili sono scarsi), a marino con profondità sia modeste sia spinte fino alla zona neritica esterna, anche se mai molto elevate.

L'età di questi primi depositi trasgressivi pliocenici è variabile nelle aree di affioramento in relazione ad un'ingressione marina che procede nel tempo dai quadranti settentrionali verso quelli meridionali. Infatti, pur rientrando tutti i sedimenti nell'ambito dello Zancleano, quelli delle aree del Rio Guardigiano e di Poggio Casale sono inquadrabili nella Zona a *Globorotalia margaritae* dei Foraminiferi planctonici e nella Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* dei nannofossili, quelli dell'area di Poggio al Lupo sono riferibili invece alla Zona a *Globorotalia puncticulata* del primo gruppo ed a quella a *Discoaster tamalis* (parte inferiore) del secondo.

6.2.4. – *Calcareniti di S. Mariano (CMA)*

Affiorano ai margini del Bacino di Lustignano e comprendono areniti calcaree, calcareniti, biocalcareniti e microconglomerati.

Il loro spessore è variabile da un minimo di 10 ad un massimo di 50 metri.

L'unità giace direttamente sul substrato prepliocenico oppure sopra il Conglomerato di Gambassi Terme con il quale è anche eteropica.

Frequentemente si rinvengono al suo interno Ostreidi e Pettinidi, in frammenti od interi. Nei preparati micropaleontologici sono stati rinvenuti rari Foraminiferi bentonici (*Cibicides lobatulus*, *Florilus boueanus*, *Martinottiella communis*, *Bulimina subulata*, *B. costata*, *Anomalinoidea helicinus*, *Textularia aciculata*, *Heterolepa bellincionii*) e planctonici (*Globigerina bulloides*, *G. decurperata*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides extremus*). Assenti o molto rari i nannofossili calcarei (*Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Pyrocyclus* spp, *Umbilicosphaera sibogae*).

Le caratteristiche litologiche ed il contenuto fossilifero suggeriscono che la formazione in oggetto si sia depositata in un ambiente marino della zona neritica interna.

Per quanto riguarda l'età essa può ricavarsi indirettamente in base ai rapporti di eteropia con i Conglomerati di Gambassi Terme riferiti al Pliocene Inferiore (Zancleano).

6.2.5. – *Formazione di Serrazzano (SRZ)*

Essa affiora nella porzione nord-orientale del Bacino di Lustignano (compresa nel foglio).

Il suo litotipo prevalente è rappresentato da argille grigie, talvolta sabbiose, con spesso all'interno frequenti ciottoli sparsi. Fra i banchi di argille, che raggiungono anche i trenta metri di spessore, si rinvencono banchi di conglomerati e paraconglomerati, spesso ben stratificati, che sfumano a sabbie argillose, determinando delle sequenze *fining up* (SRZ).

Lo spessore nell'area della Leccia dove affiora la base è variabile da un minimo di 120 metri ad un massimo di 300 metri.

Nell'area del foglio la formazione poggia sui Conglomerati di Gambassi Terme ed è sormontata dalla Formazione di Lustignano e dalle Argille azzurre, con le quali è anche parzialmente eteropica.

In questa formazione scarso è il contenuto in macrofossili rappresentato soprattutto da *Neopycnodonte navicularis* (BROCCHI). I Foraminiferi esprimono un contenuto bentonico e planctonico in genere ricco, generalmente rappresentato dalle seguenti specie: *Globorotalia margaritae*, *G. punctulata*, *G. planispira*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerina apertura*, *G. decoraperta*, *G. falconensis*, *Globigerinoides elongatus*, *G. extremus*, *Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina*, *Ammonia beccarii beccarii*, *Astrononion stelligerum*, *Bigenerina nodosaria*, *Bolivina aenariensis*, *B. apenninica*, *Bulimina costata*, *B. minima*, *B. subulata*, *Cassidulina neocarinata*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Dorothia gibbosa*, *Florilus boueanus*, *Gyroldina soldanii*, *Lenticulina cultrata*, *Marginulina costata*, *Melonis soldanii*, *Neoeponides schreibersii*, *Planulina ariminensis*, *Siphonina planoconvexa*, *Textularia soldanii*, *Uvigerina peregrina*, *U. rutila*, *Valvulineria bradyana*.

Per quanto riguarda i nannofossili calcarei è da rilevare che le associazioni più ricche sono risultate quai sempre costituite da diffusi *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus dornicoides*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra* spp. e *Umbilicosphaera sibogae* cui si associano, a seconda dell'intervallo biostratigrafico, altrettanto frequenti *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Sphenolithus abies* e rari (fino a comuni) *Discoaster asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. mendombensis*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis*, *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus neoabies* e *Syracosphaera histrica*.

Le caratteristiche sedimentologiche dei conglomerati, unitamente alle informazioni batimetriche fornite dagli organismi bentonici, suggeriscono che tale unità si sia accumulata per flussi gravitativi in ambiente marino appartenente alla zona neritica esterna più o meno profonda.

Dal punto di vista biostratigrafico la formazione è riferibile agli intervalli Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l - Zona a *Globorotalia punctulata* dei Foraminiferi, Zona a *Discoaster variabilis* s.l. (parte superiore) – Zona a *D. tamalis* (parte inferiore) dei nannofossili e quindi, in termini cronostatigrafici, allo

Zancleano.

6.2.6. – *Formazione di Lustignano (LST)*

L'unità affiora in corrispondenza e nei pressi dell'abitato omonimo, oltre che nelle zone fra Poggio Vacchereccia e Pod. il Bagno.

Essa è composta prevalentemente da conglomerati di colore grigio-verde, ben cementati, caotici, spesso non stratificati, più raramente invece organizzati in strati di 30-40 cm di spessore. La dimensione dei ciottoli è generalmente piccola (2-15 cm) ma può arrivare eccezionalmente anche a 50 cm. I ciottoli sono soprattutto di calcari ed arenarie.

A partire dalla zona di Lustignano e procedendo verso NE i banchi di conglomerato si alternano a potenti banchi di sabbie argillose, dal colore rosso intenso o arancio, all'interno delle quali si rinvengono clasti a spigoli vivi (**LST₁**).

Lo spessore della formazione è variabile: massimo nell'area di Lustignano dove raggiunge i 200 metri, sempre superiore a 50 metri nelle altre località.

L'unità giace sui Conglomerati di Gambassi Terme, sulle Calcareniti di S. Mariano, sulla Formazione di Serrazzano e sulle Argille azzurre. E' ricoperta, in discordanza, dalla Formazione di S. Dalmazio e da piccoli lembi di depositi alluvionali terrazzati.

I macrofossili sono assenti. Quando presente, il contenuto in microfossili è risultato costituito da foraminiferi bentonici e planctonici. Tra i primi si ricordano *Ammonia beccarii beccarii*, *Bigenerina nodosaria*, *Bolivina alata*, *B. dilatata*, *B. punctata*, *Bulimina costata*, *B. subulata*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Cibicides ungerianus*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Gyroidina soldanii*, *Lenticulina calcar*, *Martinottiella communis*, *Planulina ariminensis*, *Textularia aciculata*, *Uvigerina rutila*, *Valvulineria bradyana*; tra i secondi *Globigerina apertura*, *G. decoraperta*, *G. falconensis*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *G. extremus*, *Neogloboquadrina acostaensis*.

Scarsamente rappresentate anche le associazioni a nannofossili. Tra i rari o rarissimi taxa sono da ricordare *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus doronicoides*, *Gephyrocapsa* spp, *Pseudoemiliania lacunosa* e *Reticulofenestra* spp.

Le informazioni provenienti dai fossili suggeriscono che questi corpi conglomeratici si sono sedimentati in ambiente marino generalmente contenuto nei limiti della zona neritica interna; comunque, se da una parte non mancano evidenze per profondità riconducibili alla zona neritica esterna (anche se non profonde) dall'altra sono presenti elementi indicanti un ambiente di acque dolci (Gasteropodi a guscio liscio e sottile).

Per quanto riguarda l'età non sono stati individuati elementi cronologicamente significativi; un riferimento alla Zona a *Discoaster tamalis*, come è deducibile dalle associazioni a nannofossili, non consente infatti di discriminare tra una attribuzione al Pliocene Inferiore o un'altra al Pliocene Medio. In base alla posizione stratigrafica è comunque possibile assegnare all'unità un'età pliocenica inferiore.

6.2.7. – Sabbie di S. Vivaldo (SVV)

Questa formazione è presente, con i più estesi affioramenti, a NO di Montebamboli ed in altre zone al margine del bacino pliocenico di Lustignano.

Il litotipo principale è rappresentato da sabbie argillose e da sabbie, di colore giallo in alterazione e grigio chiaro in sezione fresca, con rari ciottoli immersi nella massa sabbiosa. Subordinatamente compaiono conglomerati, facenti parte di corpi lenticolari, i cui ciottoli provengono dal substrato pre-neogenico ed hanno dimensioni variabili da 1 cm a 15 cm. Associate ai conglomerati si ritrovano anche arenarie grossolane cementate.

Lo spessore di questa formazione è di almeno 150 m nella zona di Montebamboli, molto più ridotto e variabile nelle altre zone.

Questa unità poggia sulle Argille a palombini, sulla Formazione di Monteverdi Marittimo, sul Conglomerato di Montebamboli e sulla Formazione di Gambassi Terme con la quale è anche eteropica. E' per lo più sormontata dalla formazione delle "Argille azzurre".

Nelle Sabbie di S. Vivaldo sono stati notati solo scarsi frammenti di Ostreidi e Pettinidi. La maggior parte dei campioni prelevati in questa unità è risultata priva di contenuto fossilifero; in pochi casi, tuttavia, sono state riscontrate associazioni a Foraminiferi bentonici (rappresentati perlopiù da *Ammonia beccarii*, *Florilus boueanus*, *Protelphidium granosum*, *Criboelphidium decipiens*, *Cibicides lobatulus*, *Asterigerinata planorbis*, *Rosalina globularis*, *Cribrononion punctatum*, *Elphidium crispum*, *Buccella frigida granulata*, *Aubignyna perlucida*) e Ostracodi (essenzialmente costituite da *Aurila tenuipunctata*, *A. convexa*, *Xestoleberis communis*, *Ruggieria tetraptera*, *Miocyprideis italiana*, *Paracytheridea triquetra*).

In base ai rapporti di eteropia con i Conglomerati di Gambassi Terme e con le Argille azzurre è possibile riferire le Sabbie di S. Vivaldo al Pliocene Inferiore (Zancleano).

Le associazioni a foraminiferi e ad ostracodi indicano un ambiente marino della zona neritica interna talora con acque a salinità ridotta per apporti continentali.

6.2.8. –"Argille azzurre" (FAA)

Affiorano per lo più nel Bacino di Lustignano e in corrispondenza di più limitati affioramenti nelle aree di Montebamboli e di Perolla.

Questa unità è prevalentemente costituita da argilla, talvolta sabbiosa, di colore grigio chiaro, contenente spesso frequenti cristalli di gesso, frustoli carboniosi e comuni macrofossili (fra questi prevale *Turritella*).

Nel Bacino di Lustignano, ad O di Poggio Pelato, nella porzione stratigraficamente più bassa della formazione, affiorano alternanze di strati calcarenitici ed argille (FAA_c). Le calcareniti sono per lo più a grana grossa e talvolta sono sostituite da conglomerati. Nell'area di Montebamboli compaiono al suo interno lenti di conglomerato e di sabbie; quest'ultime sono grossolane, di colore giallo-ocra, contengono ciottoli di dimensioni inferiori a 2 cm e risultano suddivise in strati da 3 a 10 cm.

Lo spessore massimo della formazione è di circa 200 m.

Le Argille azzurre poggiano in continuità sulle Arenarie di Perolla, sulle Sabbie di S. Vivaldo, sui Conglomerati di Gambassi Terme; con queste ultime due formazioni è anche in rapporti eteropici.

Per le analisi micropaleontologiche sono stati considerati numerosi campioni. Le associazioni a Foraminiferi sono risultate alquanto diverse sia dal punto di vista qualitativo che da quello quantitativo. Da associazioni prive di plancton e con benthos costituito da un numero limitato di specie (*Ammonia beccarii beccarii*, *Asterigerinata planorbis*, *Buccella frigida granulata*, *Aubignyna perlucida*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Florilus boueanus*, *Reussella spinulosa*) si passa ad altre dove il plancton (*Globigerinoides elongatus*, *G. extremus*, *G. quadrilobatus*, *Globorotalia planispira*, *G. margaritae*, *G. puncticulata*, *Globigerina apertura*) ed il benthos (*Anomalinoidea ornatus*, *Baggina gibba*, *Bigenarina nodosaria*, *Bolivina placentina*, *B. italica*, *B. punctata*, *Bulimina subulata*, *B. costata*, *B. minima*, *Dorothia gibbosa*, *Globocassidulina subglobosa*, *Cibicides ungerianus*, *Cibicoides pseudoungerianus*, *Marginulina costata*, *Gyroidina soldanii*, *Melonis soldanii*, *Oridorsalis stellatus*, *O. sp.*, *Siphonina reticulata*, *Uvigerina peregrina*, *U. rutila*) sono abbondanti. Anche il contenuto in nannofossili, quando presente, mostra caratteri qualitativi e quantitativi assai variabili. Laddove è meglio rappresentato i taxa maggiormente diffusi risultano *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenalithus doronicoides*, *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Reticulofenestra* spp. e *Umbilicosphaera sibogae*; a questi si associano, negli intervalli biostratigrafici di pertinenza, *Gephyrocapsa* spp., *Pseudoemiliania lacunosa*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, e *Sphenolithus abies*. Pur rari sono da ricordare *Discoaster asymmetricus*, *D. brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis*, *Pontosphaera japonica*, *Rhabdosphaera procera*, e

Scyphosphaera spp..

I contenuti qualitativi e quantitativi delle associazioni a Foraminiferi indicano batimetrie comprese tra la parte superiore della zona neritica interna e la porzione più profonda della zona neritica esterna.

Dal punto di vista biostratigrafico la formazione risulta inquadrabile nell'intervallo biostratigrafico Zona a *Globorotalia margaritae*-Zona a *G. aemiliana* dei Foraminiferi planctonici, in quello Zona ad *Amaurolithus tricorniculatus*-Zona a *Discoaster tamalis* (Sottozona a *Gephyrocapsa* spp.) dei nannofossili. L'unità appartiene quindi ai piani Zancleano (con l'esclusione della sua porzione iniziale) e Piacenziano (p.p.).

6.2.9. – *Formazione di S. Dalmazio (SDA)*

Affiora nella zona del Rio Guardigiano, presso Pod. Volla e Pod. La Torre, dove costituisce i primi depositi trasgressivi del secondo ciclo pliocenico. Si compone di due membri: **SDA₁** (Calcarea di Pomarance) - rappresentato da areniti calcaree e biocalcareni gialle ben cementate in strati in genere di 20÷40 cm, talvolta intercalate a *silts*, sabbie e subordinatamente argille; **SDA₂** (Sabbie di Casetta) - rappresentato da sabbie ed argille grigio gialle in corpi lenticolari all'interno delle calcareniti. Frequenti i microconglomerati ben cementati, con ciottoli che rarissimamente raggiungono i 30÷40 cm di diametro.

Lo spessore è variabile dai 20 m di Pod. Volla ai circa 100 m della zona del Rio Guardigiano.

Questa formazione giace discordante su più formazioni del Pliocene Inferiore; nella zona di Rio Guardigiano è sormontata dalla formazione medio-pliocenica dei Conglomerati di Lago Boracifero.

Frequente è il rinvenimento di Gasteropodi e di Ostreidi (spesso in lumachelle anche di grandi dimensioni). In lenti argillose eteropiche delle areniti calcaree del membro **SDA₂** sono state rinvenute associazioni a Foraminiferi, con i bentonici in quantità maggiore rispetto ai planctonici. Tra i primi si segnalano *Ammonia beccarii beccarii*, *Amphistegina gibbosa*, *Asterigerinata planorbis*, *Astrononion stelligerum*, *Bigenerina nodosaria*, *Bolivina aenariensis*, *B. apenninica*, *B. dilatata*, *B. punctata*, *Buccella frigida granulata*, *Bulimina costata*, *B. subulata*, *Bulminella* gr. *aldrovandii*, *Cancris auriculus*, *Cassidulina neocarinata*, *Cibicides floridanus*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Coryphostoma perforata*, *Cribrononion punctatum*, *Dorothia gibbosa*, *Elphidium complanatum*, *Florilus boueanus*, *Globobulimina affinis*, *Gyroidina soldanii*, *Gyroidinoides umbonatus*, *Hanzawaia boueana*, *Heterolepa bellincionii*, *Martinottiella communis*, *Melonis soldanii*, *Oridorsalis stellatus*, *Orthomorphina tenuicostata*, *Planorbulina mediterranen-*

sis, *Planulina ariminensis*, *Pullenia bulloides*, *Reussella laevigata*, *Sphaeroidina bulloides*, *Spiroplectamina wrighti*, *Textularia aciculata*, *T. aff. jugosa*, *Uvigerina peregrina*, *Valvulineria bradyana*. Per i secondi si ricordano *Globigerina apertura*, *G. bulloides*, *G. decoraperta*, *G. falconensis*, *Globigerinoides elongatus*, *G. extremus*, *Globorotalia bononiensis*, *G. planispira*, *Hastigerina siphonifera*, *Neogloboquadrina acostaensis* *Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina*.

Le associazioni a nannofossili calcarei sono risultate scarsamente rappresentate, sia nel numero dei taxa (*Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Crenolithus doronicoides*, *Gephyrocapsa* spp, *Helicosphaera carteri*, *Pseudoemiliana lacunosa*, *Reticulofenestra* spp., *Umbilicosphaera sibogae*) che degli individui, o addirittura assenti.

Le associazioni microfossilifere bentoniche riconosciute nei due membri della Formazione di S. Dalmazio sono indicative di un ambiente marino e costiero; quelle provenienti dalle intercalazioni argillose della parte inferiore dell'unità testimoniano invece batimetrie maggiori anche se non lontane dal limite zona neritica interna/zona neritica esterna.

In considerazione della giacitura trasgressiva e discordante dell'unità su sedimenti del Pliocene Inferiore, l'unità è da riferire alla Zona a *G. aemiliana* dei Foraminiferi e a quella a *D. tamalis* dei nannofossili (Sottozona a *Gephyrocapsa* spp.); quindi al Pliocene Medio (Piacenziano).

6.2.10. – *Conglomerati di Lago Boracifero (CLB)*

La formazione affiora nelle zone di Lago Boracifero (3 km ad Ovest di Monterotondo Marittimo), Poggio agli Aspidi e Poggio Le Cerrete.

E' composta da conglomerati di colore grigio-verde, raramente arrossati, talvolta non stratificati, ben cementati, disorganizzati, altre volte organizzati in strati di 20-60 cm di spessore. I ciottoli sono in prevalenza di dimensioni piccole (2-15cm) ma possono arrivare eccezionalmente anche a un diametro di 50 cm; in genere sono di calcari e di arenarie "tipo Macigno", raramente di eurite, sono ben elaborati, soprattutto quelli di dimensioni minori, e talvolta appiattiti; in quest'ultimo caso sono rilevabili embriciature N 40. Talvolta sono interessati da fori di Litodomi.

Lo spessore dell'unità è variabile in relazione all'andamento ondulato (movimentato) del substrato su cui giace; è massimo nell'area di Pod. Zuccantine dove raggiunge i 100 metri.

I Conglomerati del Lago Boracifero giacciono discordanti sulle Argille a palombini, su diverse unità mioceniche e sulle Argille azzurre dello Zancleano; con quest'ultima formazione tuttavia presentano anche rapporti di eteropia. Giac-

cione inoltre in perfetta concordanza sulla Formazione di S. Dalmazio. Essi sono ricoperti da piccoli depositi alluvionali terrazzati.

Negli affioramenti meridionali dell'unità sono stati rinvenuti rari Ostreidi. Per quanto riguarda le analisi micropaleontologiche, sono state riscontrate associazioni a soli organismi bentonici, Foraminiferi ed Ostracodi, con limitato numero di specie: *Ammonia beccarii beccarii*, *Asterigerinata mamilla*, *Buccella frigida granulata*, *Elphidium crispum*, *Protelphidium granosum* tra i primi, *Loxococoncha elliptica* e *Cyprideis* sp. tra i secondi.

Per quanto riguarda l'ambiente di sedimentazione i microfossili indicano un ambiente marino di modesta profondità o addirittura di tipo lagunare interessato da apporti di acque continentali.

L'assenza di plancton calcareo non consente un inquadramento bio-cronostratigrafico diretto della formazione; una sua età medio-pliocenica è comunque deducibile sulla base dei rapporti giacitureali.

6.2.11. – *Travertini di Massa Marittima (TMM)*

Affiorano a Massa Marittima, dove costituiscono il terreno di fondazione della cittadina, sul M. Arsentì, sul Poggio al Montone, in prossimità della miniera di pirite abbandonata del Torrente Carsia e sul culmine di altri piccoli rilievi della zona. Sono quasi sempre ubicati a quote molto più alte degli attuali fondovalle.

In corrispondenza di tagli naturali è possibile osservare le facies a cui essi sono riferibili:

- Facies stromatolitica, costituita da alghe che formavano tappeti o praterie (stromatoliti) le quali conferiscono alla roccia una marcata anisotropia planare a lamine più o meno ondulate;

- Facies fitoermale, nella quale risultano evidenti le strutture vegetali ancora in posizione di crescita, per cui le incrostazioni più comuni sono "tubiformi" da verticali ad oblique;

- Facies fitoclastica, costituita invece da steli erbacei, alghe e fusti di piante incrostati, rimossi dalla originaria posizione ed accumulati a breve o brevissima distanza, assumendo in tal modo una disposizione caotica. I bioclasti talvolta sono ben evidenti e la roccia presenta un'elevata porosità. Altre volte i processi di rideposizione della calcite sono stati così ingenti da occludere completamente i pori.

Di queste facies la prevalente è la fitoclastica, presente estesamente in tutti gli affioramenti, mentre quella stromatolitica è visibile quasi esclusivamente a Monte Arsentì e a Poggio al Montone. Due condizioni di affioramento particolari si verificano in prossimità dello stadio di Massa Marittima ed in corrispondenza

della miniera di pirite abbandonata del Torrente Carsia. Nella prima località alla facies fitoclastica si alterna un travertino di colore beige molto compatto, nella seconda gli strati di travertino si intercalano a strati di sabbie calcaree che in taluni punti diventano prevalenti. Presso la galleria di scolo si rinvencono forme di erosione costituite da doline ed inghiottitoi. I depositi di travertino sono inoltre interessati da sistemi di fratture subverticali orientate N 20-30 e N 120-130.

Lo spessore di questa formazione è variabile nei diversi affioramenti. Il valore massimo lo assume in corrispondenza delle aree di Massa Marittima e di Perolla, dove raggiunge i 70 m.

Questa unità poggia per lo più su formazioni appartenenti alla Successione Ligure ed, in limitati casi, alla Successione Toscana ed al Neoautoctono Toscano. E' a sua volta ricoperta dalle pleistoceniche Argille sabbiose di Pod. Bellavista.

I fossili rinvenuti in questa formazione sono rappresentati da Gasteropodi d'acqua dolce e impronte di foglie. BRANDI *et alii* (1968) vi ricordano la presenza di reperti vegetali attribuibili alle specie *Cinnamophyllum polymorphum* (BRAUN) e *Fagus silvatica* LINNEO.

Il ritrovamento di Gasteropodi d'acqua dolce, unitamente a quello di argille sabbiose, sabbie, e travertini di colore scuro, suggeriscono che la formazione in esame si sia depositata in un ambiente continentale di tipo lacustre nel quale confluivano acque termominerali ricche in bicarbonato di calcio.

BRANDI *et alii*, (1968) in base ai reperti vegetali sopra riportati collocano i Travertini di Massa Marittima nel Villafranchiano inferiore.

6.2.12. – Argille di Casa Ghiaccino (GHI)

Questa formazione affiora alcune centinaia di metri a NE della località Montioni.

E' composta di argille e argille sabbiose di colore per lo più giallastro, all'interno delle quali si rinvencono raramente clasti a spigoli vivi ed arrotondati di rocce appartenenti alle liguridi e clasti di gesso. Intercalate a più livelli nelle argille si rinvencono lenti di bioareniti calcaree e travertini (GHI_t), in maggior misura appartenenti alla facies fitoclastica.

La potenza massima di queste argille, seppur sempre parziale, è di circa 25 m.

L'unità poggia, con contatto stratigrafico discordante, su formazioni appartenenti alle successioni toscana e ligure e sul Conglomerato di Montebamboli.

Le caratteristiche delle argille, peraltro a volte molto scure, e le frequenti interdigitazioni con lenti di travertini o bioareniti calcaree fanno propendere per un ambiente di deposizione di tipo palustre-lacustre.

COSTANTINI *et alii* (1995), sulla base di considerazioni di carattere geomorfologico e di correlazioni con formazioni continentali datate, suggeriscono per questa formazione un'età plio-pleistocenica.

6.2.13. – *Calcari ed argille del Fosso Zanca (FZA)*

La formazione affiora per limitata estensione lungo il *talweg* del Fosso Zanca.

Sotto la denominazione formazionale vengono accorpate diverse litofacies che a partire dall'alto stratigrafico sono:

- a) sottili alternanze di sabbie calcaree giallastre, argille e calcari detritici giallastri con Gasteropodi d'acqua dolce;
- b) argille con Gasteropodi d'acqua dolce e sabbie calcaree listate;
- c) calcari con Gasteropodi e resti di vegetali;
- d) calcari arenacei friabili.

Lo spessore totale dell'unità è stimabile nell'ordine dei 15-20 metri.

Questa formazione poggia sulla Breccia di Grotti ed è sormontata, in discordanza, dalle Argille sabbiose di Pod Bellavista.

Gli unici fossili rinvenuti al suo interno sono Gasteropodi d'acqua dolce e vegetali carbonizzati.

In base al contenuto fossilifero ed al rinvenimento di livelli di lignite si può desumere un ambiente deposizionale di tipo lacustre.

In base alla posizione stratigrafica l'unità può essere attribuita ad un intervallo compreso tra il Miocene Superiore ed il Pleistocene; anche LOTTI (1893) attribuì la successione ad un generico Pliocene.

6.2.14. - *Argille sabbiose di Pod. Bellavista (PBL)*

Affiorano circa 3 km ad est di Massa Marittima, nei pressi del podere omonimo; e si ritrovano inoltre in due limitati affioramenti ubicati vicino all'abitato di Massa Marittima e nell'area del Monte Arsentì.

L'unità è rappresentata da argille sabbiose, talora con livelletti di ciottoli minuti (1-2 cm). A questo litotipo sono associate, molto subordinatamente, sabbie argillose giallo-rossastre e livelli lenticolari di conglomerato ben cementato con ciottoli di dimensioni da 2 a 15 cm.

Lo spessore delle Argille sabbiose di Pod. Bellavista è intorno ai 25 m.

Esse poggiano con contatto stratigrafico discordante sulla Breccia di Grotti e sui Calcari ed argille del Fosso Zanca e sono sormontate, sempre in discordanza,

dalle Sabbie e ciottolami di Pod. Belvedere.

Nei campioni prelevati in questa formazione sono stati rinvenuti Gasteropodi di piccole dimensioni e rispettivi opercoli, rari oogoni di *Characeae* ed Ostracodi (*Candona neglecta*, *Ilyocypris gibba*, *Paralymnocythere* sp. e *Potamocypris* sp.)

I fossili rinvenuti sono indicativi di un ambiente lacustre.

Gli Ostracodi sopra riportati sono noti a partire dal Pleistocene. Considerazioni di carattere generale riguardanti le unità pleistoceniche della zona portano a ritenere del tutto attendibile il riferimento di questi depositi a tale intervallo.

6.2.15. - *Sabbie e ciottolami di Pod. Belvedere* (BED)

La formazione affiora in prossimità dell'omonimo podere e del Piano del Gabellino (Prata).

E' composta essenzialmente di sabbie argillose all'interno delle quali si rinengono ciottoli per lo più di rocce ricche in silice (calcarei silicizzati, radiolariti, arenarie quarzoso-feldspatiche provenienti dal Macigno, arenarie delle Argille a palombini, quarziti) e di dimensioni variabili da 2 a 20 cm.

Lo spessore dell'unità è valutabile in circa 15 metri.

Essa poggia, con contatto stratigrafico discordante, al di sopra delle Argille sabbiose di Pod. Bellavista ed è sormontata dalle Sabbie e ciottolami della Ghirlanda.

Nell'ambito di questa formazione sono stati prelevati campioni risultati privi di microfossili. Assenti anche i macrofossili.

Il rinvenimento di clasti di arenarie del Macigno a più di 3 km dalla più vicina area d'affioramento di questa unità induce a ritenere, anche in considerazione dell'elevata erodibilità della roccia, che tali clasti si siano accumulati non molto distanti dall'area sorgente probabilmente in corrispondenza di un *alluvial fan*.

Indicazioni cronologiche sull'unità sono fornite dai rapporti stratigrafici che intercorrono tra questa e le altre formazioni; in particolare dalla sua giacitura in discordanza sopra le Argille sabbiose di Pod. Bellavista, sono risultate verosimilmente del Pleistocene.

6.2.16. - *Sabbie argillose e ciottolami della Ghirlanda* (GRL)

L'unità affiora sul margine orientale del Piano della Ghirlanda e nella depressione immediatamente ad oriente di Poggio al Montone.

Essa è composta da sabbie debolmente argillose e di colore rosso-arancio; al loro interno si rinengono clasti minuti (1-2 cm), a spigoli vivi, provenienti dalle

Argille a palombini oppure ciottoli poco assortiti di calcari, siltiti ed arenarie. Nel deposito si sono impostati alfuoli con caratteristiche pedogenetiche abbastanza “spinte” (struttura prismatica, patine di ferro e manganese).

Le Sabbie argillose e ciottolami della Ghirlanda mostrano uno spessore che non supera i 15 m.

La formazione poggia su formazioni preneogene e neogene ed è sormontata dai depositi eluvio-colluviali e dai depositi del Piano della Ghirlanda.

In essa non sono stati rinvenuti fossili.

Le caratteristiche litologiche suggeriscono un ambiente di tipo lacustre.

Suoli con le caratteristiche riscontrate in questi depositi sono conosciuti in Toscana nel Pleistocene medio (Rosario Napoli com. orale). E' probabile, quindi, che le Sabbie argillose e ciottolami della Ghirlanda siano da riferire al Pleistocene inferiore-medio?.

6.2.17. – *Conglomerato di Pod. S. Luigi (PSL)*

Per tale formazione viene indicata, come area tipo, la collina di San Luigi, ubicata circa 3 Km a NE di Follonica.

Essa compare ad ovest dei rilievi di Montioni e si compone di conglomerati clasto-sostenuti con scarsa matrice sabbiosa di colore giallo. Al suo interno è stata distinta una litofacies carbonatica avente forma lenticolare (**PSL₁**).

Lo spessore del Conglomerato di Pod. S. Luigi è esiguo non superando i dieci metri.

In prevalenza esso si trova sovrapposto al Conglomerato di Montebamboli, del quale spesso ha “riciclato” grossi ciottoli che appaiono, comunque, sempre dilavati della patina rosso-ematite che li caratterizza nel sedimento originario. Dal Conglomerato di Montebamboli si distingue anche perchè presenta sempre ben conservata la superficie piatta di chiusura della sedimentazione, elemento morfologico che è ormai completamente perduto nella formazione sottostante.

Nel conglomerato in questione non sono stati rinvenuti fossili.

Il suo ambiente deposizionale è di tipo fluviale.

L'unità è stata attribuita al Pleistocene medio per la sua posizione immediatamente sottostante alle Sabbie rosse di Val di Gori, datate a questo intervallo perchè contenenti industrie del Paleolitico inferiore (COSTANTINI *et alii*, 1995).

6.2.18. – *Sabbie rosse di Val di Gori (VDG)*

La formazione affiora tre km a NE di Suvereto (Poggio Forno) e, meno este-

samente, cinque km ad Ovest di Montioni.

Si tratta di un sedimento prevalentemente sabbioso, ma con notevole quantità di argilla, di colore rosso più o meno vivo; talora contiene piccoli livelli di breccie o di conglomerati minuti.

Il suo spessore è diverso nelle due zone di affioramento: pochi metri in quello ad ovest di Montioni e 15-20 m in quello di Poggio Forno; ciò è da mettere in relazione al fatto che il sedimento si è impostato su un substrato morfologicamente accidentato.

Le Sabbie rosse di Val di Gori poggiano sia sul Conglomerato di Montebamboli, sia sulle Argille a palombini.

L'unità, priva di fossili, ha fornito manufatti di tipo clactoniano e un bifaciale, strumenti del Paleolitico inferiore (SAMMARTINO, 1985).

“La prevalenza di dimensioni fini dei granuli di sabbia, l'abbondanza di limo suggeriscono per la maggior parte di questo sedimento un'origine eolica” (COSTANTINI *et alii*, 1995). La presenza di piccoli livelli di breccie e conglomerati minuti viene messa in relazione con temporanei episodi di esondazioni torrentizie (BARTOLETTI *et alii*, 1985).

L'attribuzione cronologica di questo sedimento è stata eseguita sulla base della presenza delle industrie clactoniana e acheuleana, ben rientranti nel quadro del Pleistocene medio (GALIBERTI *et alii*, 1982). Gran parte di questo sedimento ha subito un'intensa pedogenesi con suoli riferibili ad *Alfisuoli palexeralfs* che richiedono un'evoluzione in un clima caldo-umido, verosimilmente corrispondente ad un interglaciale pretirreniano (MAZZANTI & SANESI, 1987). La deposizione del sedimento sarebbe stata anteriore e verosimilmente riferibile al Pleistocene medio.

6.2.19. - Sabbie rosso-arancio di Donoratico (DOT)

L'unità è stata riconosciuta e descritta nella zona di Donoratico (MAZZANTI *et alii*, 1980), ma è un costituente comune in tutte le pianure con “Panchina” nel sottosuolo, come ad esempio nella piana di Rosignano Solvay - Vada.

Essa affiora circa cinque km ad Ovest di Montioni ed è composta quasi esclusivamente da sabbie massive di colore rosso-arancio.

Il suo spessore è di difficile valutazione dal momento che affiora solo la base. Lo spessore osservabile è comunque di circa 15 m.

Le Sabbie rosso-arancio di Donoratico giacciono sulle Argille a palombini e sul Conglomerato di Montebamboli. Risultano prive di fossili ma contengono spesso manufatti litici di tipo mousteriano.

Esse esprimono un ambiente continentale variabile tra l'eolico e il colluviale

e quello di piana di esondazione fluviale (BARTOLETTI *et alii*, 1985).

L'età pleistocenica superiore di questa formazione, oltre che dalla giacitura al di sopra di sedimenti del Pleistocene superiore e/o medio è indicata dalla presenza di industrie del Paleolitico medio (COSTANTINI *et alii*, 1995).

6.2.20. – Sabbie calcaree e travertini del F. Pecora (FPE)

La formazione affiora lungo il corso del F. Pecora, a SO di Massa Marittima, e nell'area di Valpiana; essa è stata indicata con la denominazione "Travertini recenti" e con la sigla t1 nel Foglio 119 della Carta Geologica d'Italia (BRANDI *et alii*, 1969).

Si tratta sostanzialmente di sabbie e sabbie argillose gialle ricche di accumuli di foglie e di rami incrostati da travertino. Nella parte bassa dell'unità la distribuzione spaziale dei rami testimonia l'esistenza di fluidi capaci di isorientarli; nella parte sommitale invece i prodotti vegetali incrostati si rinvencono ancora in posizione di crescita. Localmente, a questi litotipi si associano travertini della facies fitoclastica e, subordinatamente, di quella fitostromale. Si rinvencono ancora nell'unità argille e conglomerati, riconducibili a migrazioni di barre fluviali all'interno di una zona palustre.

Questi depositi riempiono delle paleovalli e pertanto presentano spessori variabili da zona a zona: 10 m nel Piano del Padule, 40 metri nel tratto a monte di Casa Padule Morela e nell'area di Valpiana.

Essi poggiano sul substrato preneogenico (Calcere Cavernoso e Argille a palombini) oppure su formazioni neogeniche (Conglomerato di Collacchia, Argille del Torrente Foschi e Conglomerato di Montebamboli).

I fossili fin qui rinvenuti, per lo più Gasteropodi limnici, non sono in buone condizioni di conservazione e pertanto difficilmente determinabili.

I dati di campagna ed i fossili suggeriscono un ambiente fluviale che evolve verso un ambiente palustre.

Questi depositi sono da attribuire almeno in parte al Pleistocene medio e/o superiore (BOSSIO *et alii*, 1993).

7. - DEPOSITI CONTINENTALI RECENTI

7.1. - TRAVERTINI (f₁)

Affiorano lungo il Fosso Zanca, presso il Pod. Carboli (3 km a SO di Monte-

rotondo Marittimo), il Poggio Castellaccia e a circa 2,5 km a SE di Suvereto.

Essi si presentano come un calcare bianco compatto in frattura fresca. Negli affioramenti meridionali del Fosso Zanca numerosi sono i ciottoli rimasti intrappolati nella massa calcarea.

Lo spessore dei Travertini non supera in genere la decina di metri.

Essi appoggiano su più formazioni della Successione toscana, sulle Argille a palombini, sui Conglomerati di Gambassi Terme; sono sormontati dai depositi alluvionali terrazzati.

Non vi sono stati rinvenuti fossili

Età: Olocene

7.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (**b_n**)

Si rinvencono essenzialmente in corrispondenza dei principali corsi d'acqua dell'area (fiumi Cornia e Pecora, torrenti Milia, Lodano, Pavone e Carsia) e dei loro affluenti. Lungo la valle del Torrente Lodano sono riferibili ad almeno tre ordini di terrazzi; lungo le valli del Torrente Cornia e del Torrente Massera, gli ordini sono in numero minore. Sono costituiti per lo più da sabbie e ghiaie.

7.3. - DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI (**b₂**)

Coperture detritiche costituite da clasti, in genere di piccole dimensioni, eterometrici e spigolosi, immersi in una matrice sabbiosa o argillosa. Sono dovute ad alterazione *in situ* e successiva mobilizzazione a cura di processi di versante.

7.4. - DEPOSITI ALLUVIONALI (**b**)

Sono costituiti da sabbie e ghiaie dalla granulometria molto varia e sono situate in corrispondenza dei principali fondivalle.

7.5. - DEPOSITI DI VERSANTE (**a**)

Costituiscono accumuli detritici sui versanti a cui concorrono litotipi provenienti da più formazioni.

7.6. - DISCARICHE ED ACCUMULI DI ORIGINE ANTROPICA (**h₁**)

Sono ubicati principalmente in corrispondenza delle zone minerarie o delle cave e sono costituiti da accumuli di materiale scartato nel corso della lavorazione. Nell'area di Monteverdi Marittimo, presso Poggiciola, sono relativi a lavori di spietramento effettuati nel dopoguerra.

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

Le conoscenze sull'assetto tettonico dell'area in esame, acquisite attraverso rilevamenti e studi strutturali di superficie, sono state integrate da quelle derivanti dall'esame delle prospezioni sismiche e dei sondaggi, effettuati dall'ENEL nella parte settentrionale del foglio e dalla SOLMINE in quella meridionale: nella prima per la ricerca e lo sfruttamento dei fluidi endogeni, nella seconda delle mineralizzazioni a solfuri misti.

Il quadro strutturale è estremamente articolato e complesso ed è il risultato di più eventi deformativi caratterizzati da stili tettonici diversi. Le formazioni affioranti non sono più antiche del Permo-Carbonifero e sono state interessate da deformazioni pre, sin e post collisionali dell'Orogenesi alpina.

Alcuni sondaggi profondi, eseguiti nel settore settentrionale del foglio e nel soprastante foglio Pomarance, hanno permesso di definire la successione dei vari complessi che costituiscono il cosiddetto "Basamento metamorfico" nel sottosuolo della Regione Boracifera di Larderello e Travale, fino a profondità di quasi quattro chilometri dal piano di campagna. Alcuni di questi complessi non affiorano nell'area del foglio né in altre località dell'Appennino Settentrionale e pertanto i loro rapporti ed il loro assetto strutturale non sono conosciuti nel dettaglio.

Come in tutta la Toscana Meridionale, anche nell'area in esame gli effetti della tettonica distensiva post-collisionale si sovrappongono decisamente a quelli degli eventi tettonici precedenti, rendendoli in alcuni casi del tutto incomprensibili. Appare pertanto necessario, nella illustrazione dell'assetto strutturale della

regione, iniziare dalla descrizione degli elementi tettonici più recenti e che maggiormente concorrono a definire l'assetto morfostrutturale dell'area. Ciò renderà più facile la descrizione degli aspetti deformativi, riferibili ad eventi tettonici più antichi, laddove essi siano ancora riconoscibili.

1. - LA TETTONICA DISTENSIVA POSTCOLLISIONALE

I recenti studi sul Tirreno Settentrionale (BARTOLE, 1995 *cum bibl.*), le nuove interpretazioni sui depositi epiliguri della Toscana Meridionale (CARMIGNANI *et alii*, 1995; ELTER & SANDRELLI, 1995; FORESI *et alii*, 1997) e la recente attribuzione ad un regime distensivo delle deformazioni duttili sin-metamorfiche 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 detti elementi implicano che nel versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale la collisione continentale si sia conclusa nell'Aquitaniense e che gli eventi deformativi successivi si siano sviluppati in regime di distensione a partire dalla fine del Miocene inferiore (CARMIGNANI *et alii*, 1995; 1996). Da questo momento il Tirreno Settentrionale e la parte interna dell'Appennino Settentrionale sono stati interessati, fino al Quaternario, da una intensa tettonica distensiva accompagnata da attività magmatica.

Nella Regione Boracifera di Larderello, che rientra nel settore del F° 306 – Massa M.ma, BERTINI *et alii* (1991) hanno riconosciuto nel processo distensivo due eventi principali che si sono susseguiti nel tempo: durante il primo, collocabile in un intervallo di tempo fra il Miocene inferiore ed il Tortoniano superiore, si è prodotta una estensione di almeno il 60%, con imponenti elisioni nell'edificio a falde formatosi nella precedente fase collisionale; durante il secondo, che inizia nel Tortoniano superiore, il grado di estensione è valutato intorno al 7%, ed è caratterizzato dall'attivazione di faglie che dislocano tutte le strutture precedentemente realizzatesi.

1.1. - LA TETTONICA FRAGILE NEOGENICO-QUATERNARIA

Come si può osservare nello schema tettonico di fig.9, le faglie dirette riferibili a questo intervallo di tempo costituiscono un motivo strutturale di primaria importanza in tutta l'area del foglio. Dallo schema tettonico risulta che esse possono essere riunite in tre gruppi, sulla base della direzione prevalente (N160-N180, N120-N150, N45-N60).



Fig. 9 - Schema Tettonico del Foglio 306 - Massa Marittima con le indicazioni dei principali allineamenti strutturali presenti nell'area.

Le faglie a direzione N160-N180 caratterizzano il settore centro-orientale del foglio.

In particolare le faglie mineralizzate di Fenice Capanne costituiscono il prolungamento verso Nord di quelle che bordano una struttura rialzata, affiorante pochi chilometri più a sud e caratterizzata dalla presenza dell'intrusione monzogranitica di Gavorrano e di quella, non affiorante, di Castel di Pietra (MARINELLI, 1961; ARISI ROTA & VIGHI, 1977; BOCCALETTI & CONTICINI, 1985). Quest'ultima è stata incontrata dai sondaggi, pochi chilometri a NE di Gavorrano ad una profondità di 689 m dal piano di campagna (quota di imbocco m 106,70 s.l.m.).

Più a nord questo fascio di faglie con una disposizione *en echelon*, arriva ad interessare il distretto minerario di Niccioleta. Anche in quest'area è stata ipotizzata la presenza di un corpo granitico il cui tetto si troverebbe ad una profondità variabile fra 1300 e 2500 metri. La presenza di questo corpo è messa in evidenza: a) da una estesa e marcata anomalia magnetica negativa; b) da un accentuato minimo gravimetrico; c) da un *pattern* di segnali, derivanti dalla sismica a riflessione, riferibile ad un corpo roccioso isotropo (RICCERI & STEA, 1992).

I caratteri geometrici di queste faglie sono ben conosciuti attraverso i dati emersi dai sondaggi e dai lavori minerari effettuati per la ricerca e lo sfruttamento di giacimenti minerari nelle zone di Fenice-Capanne e di Niccioleta. Le sezioni geologiche eseguite nelle aree minerarie mostrano, nei tratti esplorati, immersioni verso est e verso ovest, con prevalenza delle prime; inclinazioni di circa 45-50 gradi e rigetti dell'ordine di alcune centinaia di metri (fig. 10).

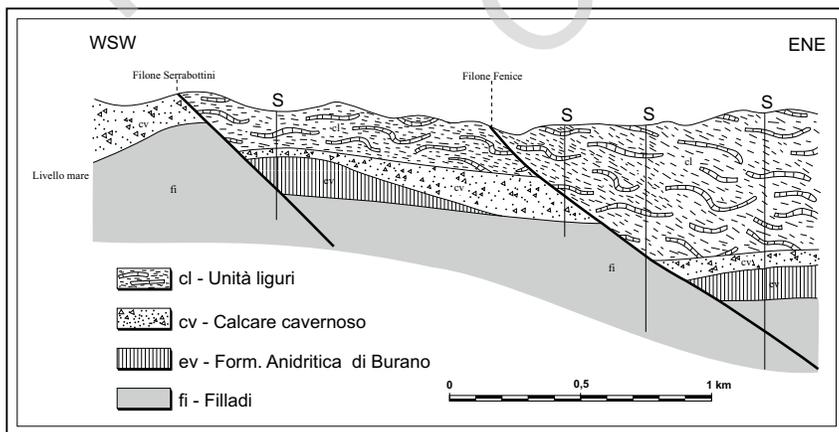


Fig. 10 - Zona Fenice Capanne. Sezione trasversale sul lato orientale della struttura, interessato dalle faglie mineralizzate di Serrabottini e di Fenice (da ARISI ROTA et alii, 1971 modificato).

In alcuni casi, come ad es. a Niccioleta, le faglie sono associate a formare delle gradinate, nelle quali il rigetto complessivo è dell'ordine di 400-500 metri.

ROSSETTI *et alii* (2001) identificano l'allineamento strutturale Gavorrano – Capanne Vecchie con un'importante zona di taglio a decorso circa meridiano ed a cinematica trascorrente destra.

Secondo gli Autori l'evento tettonico riferibile a questo tipo di struttura sarebbe contemporaneo al raffreddamento dell'intrusione monzogranitica di Gavorrano (4.9 – 4.4 Ma) la cui messa in posto sarebbe stata favorita da meccanismi deformativi di tipo trascorrente.

L'età di questo evento sarebbe quindi da collocare al passaggio fra il Messiniano ed il Pliocene.

- Faglie a direzione N130-N150

Le faglie a direzione N130-N150 sono quelle che maggiormente condizionano il quadro geomorfologico dell'area in esame e che danno l'impronta più rilevante al suo assetto strutturale.

Questo sistema consiste essenzialmente in una gradinata di faglie, immergenti verso NE, che separano blocchi ruotati verso SO. In corrispondenza della parte più innalzata dei blocchi (cioè del muro) compaiono in affioramento le formazioni più profonde e più antiche di tutto il foglio. Così, come chiaramente indicato nello schema tettonico di fig. 9, da SO verso NE si possono rilevare i seguenti allineamenti strutturali:

a – Struttura di Campiglia – Montioni, lungo la quale affiorano le formazioni dell'Unità della Falda toscana dal Calcarea massiccio del Lias inferiore al Macigno oligocenico.

b – Struttura di Frassine – Carboli – Fenice-Capanne, lungo la quale affiorano, al di sotto delle liguridi, il Calcarea cavernoso della Falda toscana e formazioni triassico-paleozoiche dell'Unità di Monticiano-Roccastrada.

c – Struttura di Monterotondo-Prata, ugualmente caratterizzata da affioramenti della Falda toscana e dell'Unità di Monticiano-Roccastrada.

d – Struttura di Castelnuovo Val di Cecina – Cornate di Gerfalco, ancora con estesi affioramenti della Falda toscana.

Ciascuno di questi blocchi presenta un ringiovanimento delle formazioni verso SO ed una generale immersione degli strati neogenici verso i quadranti sud-occidentali, come si può osservare negli affioramenti pliocenici del Bacino di Lustignano.

Il sistema di faglie N130-N150 interferisce con quello N160-N180, precedentemente descritto, sovrapponendosi ad esso.

La gradinata di faglie, che dalla struttura di Campiglia-Montioni immerge verso NE, termina poco a nord dell'area in esame con la faglia di Anqua, cartografata e descritta nel F° 295 – Pomarance e nella relativa nota illustrativa (FORESI *et alii*, in stampa).

Bossio *et alii* (1996) osservano che la Faglia di Anqua “determina, sul blocco ribassato, una profonda depressione, nel tratto fra Anqua e Montalcinello, all'interno della quale la base del Pliocene Medio è situata oltre 100 m sotto il livello del mare”. Gli stessi Autori sostengono anche che la “faglia ha agito durante il Villafranchiano ed è ancor'oggi probabilmente attiva e responsabile dell'alta sismicità della zona”.

La geometria di questo sistema di faglie è ben conosciuta attraverso l'esame delle sezioni sismiche e la stratigrafia dei sondaggi profondi eseguiti dall'ENEL nella parte settentrionale del Foglio (vedere Sezioni in cornice al foglio): sono faglie a geometria listrica, normalmente immergenti verso NE. In superficie esse hanno una inclinazione in genere superiore ai 60°; approfondendosi, diminuiscono di inclinazione finché si appiattiscono ad una profondità media di circa 5000 m sotto il livello del mare. Intorno a questi valori di profondità si concentrano gli ipocentri dei terremoti e le sezioni sismiche rivelano un orizzonte riflettente molto marcato, ben conosciuto nella letteratura con il nome di orizzonte K (BATINI *et alii*, 1978; CAMELI *et alii*, 1993). Su di esso ritorneremo più avanti in un apposito paragrafo. Il rigetto di queste faglie può raggiungere il migliaio di metri.

- Faglie a direzione N45-N60

Le faglie a direzione N45 - N60 si dispongono trasversalmente ai sistemi sopradescritti e sono rappresentati da segmenti che, almeno in alcuni casi, sembrano essersi sviluppati come faglie di trasferimento.

In particolare i segmenti rilevati nella parte settentrionale del foglio (Val di Cornia) potrebbero essere riferiti ad un elemento strutturale di importanza regionale da tempo conosciuto, nella letteratura geologica, con il nome di “Linea Piombino-Faenza” (LAZZAROTTO & SANDRELLI, 1983); nella sez. A-A' è rappresentata una delle strutture attribuite a tale zona di deformazione; quelli presenti nella parte meridionale appartenerebbero invece ad un altro elemento strutturale, più meridionale, noto con i nomi di “Linea Follonica-Val Marecchia” (GELMINI, 1994) o di “Linea Arbia-Val Marecchia” (LIOTTA, 1990; 1991). Sul significato cinematico di queste linee e di altre che, come queste, tagliano la catena nord-appenninica dal Tirreno all'Adriatico, sono state avanzate più interpretazioni. BARTOLINI *et alii* (1983) rilevano che non si tratta di dislocazioni lineari semplici,

ma di fasci di faglie parallele e vicarianti, che determinano evidenti discontinuità in senso trasversale alla catena, separando settori ad evoluzione tettonica e paleogeografica diversa. GELMINI (1994) ritiene che la Linea Follonica – Val Marecchia, corrispondente per buona parte alla linea tettonica trasversale Grosseto – Val Marecchia di FAZZINI & GELMINI (1982), “rappresenterebbe uno degli svincoli meccanici trasversali alle direttrici tettoniche principali dell’Appennino, sviluppatesi durante le fasi compressive dell’orogenesi, e lungo i quali si sarebbe realizzata la rotazione antioraria della catena con andamento di tipo pendolare avente il fulcro grossomodo nel Mar Ligure, prima dell’instaurarsi della fase distensiva che ha portato alla formazione dei bacini neogenici e pleistocenici”.

Su alcune di queste linee sono stati condotti lavori specifici (BORTOLOTTI, 1966; LAZZAROTTO & SANDRELLI, 1983; LIOTTA, 1991) dai quali emerge che si tratta di dislocazioni che interessano l’intero spessore della crosta e che hanno agito in tempi diversi ad iniziare, almeno, dal Giurassico inferiore. Nel versante tirrenico dell’Appennino Settentrionale, soggetto nel Neogene e nel Quaternario ad un regime tettonico distensivo, tali discontinuità avrebbero assunto un ruolo passivo agendo come faglie di raccordo (*transfer faults* di GIBBS, 1984) tra settori a diversa entità di estensione (fig.11).

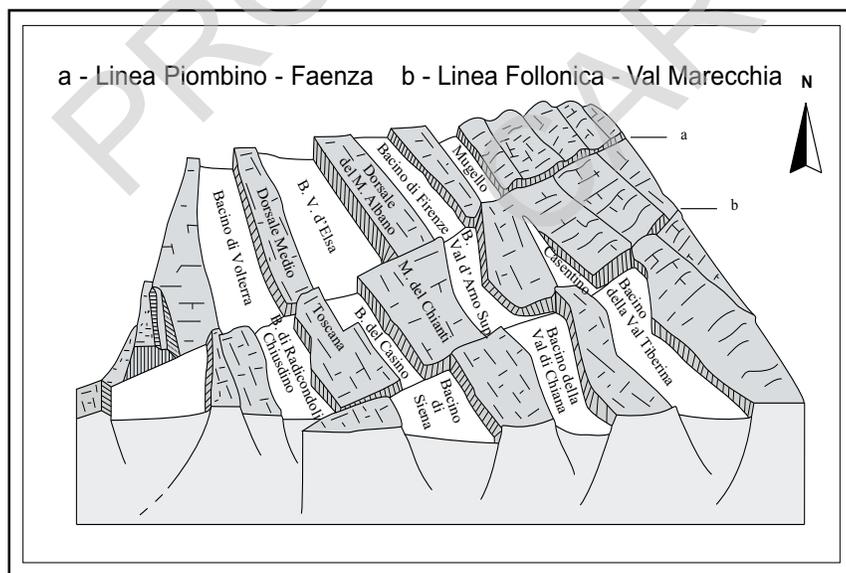


Fig. 11 - Stereogramma strutturale schematico e non in scala, mostrante i probabili rapporti delle linee trasversali dell’Appennino Settentrionale con le strutture rigide distensive e con quelle plicative.

1.1.1. - *La tettonica distensiva plio-pleistocenica*

I depositi marini pliocenici, presenti nell'area del F° 306, costituiscono affioramenti discontinui e poco estesi e rappresentano i resti di un intenso processo erosivo, iniziato alla fine del Pliocene Medio, per un generale sollevamento che ha interessato gran parte della Toscana Meridionale.

Gli affioramenti più estesi appartengono alla parte meridionale del Bacino di Lustignano e solamente su di essi è possibile fare delle osservazioni relative ad alcuni aspetti tettonici che li caratterizzano.

Analogamente a quanto documentato nelle aree di Pomarance, S. Dalmazio-Anqua, Radicondoli-Belforte e Chiusdino (BOSSIO *et alii*, 1992a,b,c,d; FORESI *et alii*, in stampa) anche nel Bacino di Lustignano è stato riconosciuto che l'evoluzione sedimentaria pliocenica si è realizzata attraverso due cicli riferibili rispettivamente al Pliocene Inferiore (zona a *Sphaerodinellopsis seminulina* s.l. – zona a *Globorotalia punctulata* p.p.) ed al Pliocene Medio (zona a *Globorotalia aemiliana*).

Come vedremo i due cicli sono separati da una discontinuità stratigrafica, talvolta accompagnata da una evidente discordanza angolare.

Nella parte meridionale del bacino i sedimenti pliocenici affioranti hanno giaciture caratterizzate da direzione appenninica ed immersione verso SO. Questo aspetto indica che detti sedimenti hanno subito, successivamente o contemporaneamente alla loro deposizione, una rotazione verso il sistema di faglie della struttura Frassine – Carboli - Fenice-Capanne.

All'attività del sistema di faglie N130-N150 è riferibile la struttura a blanda anticlinale di P.gio ai Venti sulla destra del F. Cornia. Tale struttura deriva dall'attivazione in tempi diversi di due faglie, a geometria listrica, contrapposte, come è stato dimostrato da COSTANTINI *et alii* (1995) (fig.12).

La faglia più meridionale, immergente verso NE, avrebbe agito durante la deposizione dei sedimenti del Pliocene Inferiore, quella più settentrionale, verosimilmente, durante la deposizione dei sedimenti del Pliocene Medio.

I rapporti geometrici tra i depositi neogenici, che riempiono la depressione tettonica compresa tra queste due faglie, indicano una storia deformativa che può essere riassunta nei seguenti punti fondamentali:

- la sedimentazione dei depositi di un primo ciclo ha inizio, nell'ambito della Sottozona a *Ceratolithus acutus* (Zona a *Amaurolithus tricorniculatus*), in un bacino costituito da un *semigraben* la cui evoluzione è legata all'attività di una faglia sinsedimentaria, con direzione appenninica e immersione NE, che rimarrà attiva per tutto il Pliocene Inferiore, portando alla formazione di un cuneo sedimentario che si rastrema verso NE (fig. 12, A e B);

- verso la fine del Pliocene Inferiore ha inizio una fase di regressione dovuta

ad una generale ripresa dei movimenti di sollevamento; ne consegue l'erosione di parte dei sedimenti del primo ciclo (fig. 12, C);

- con la ripresa della subsidenza nella Sottozona a *Reticulofenestra* spp.

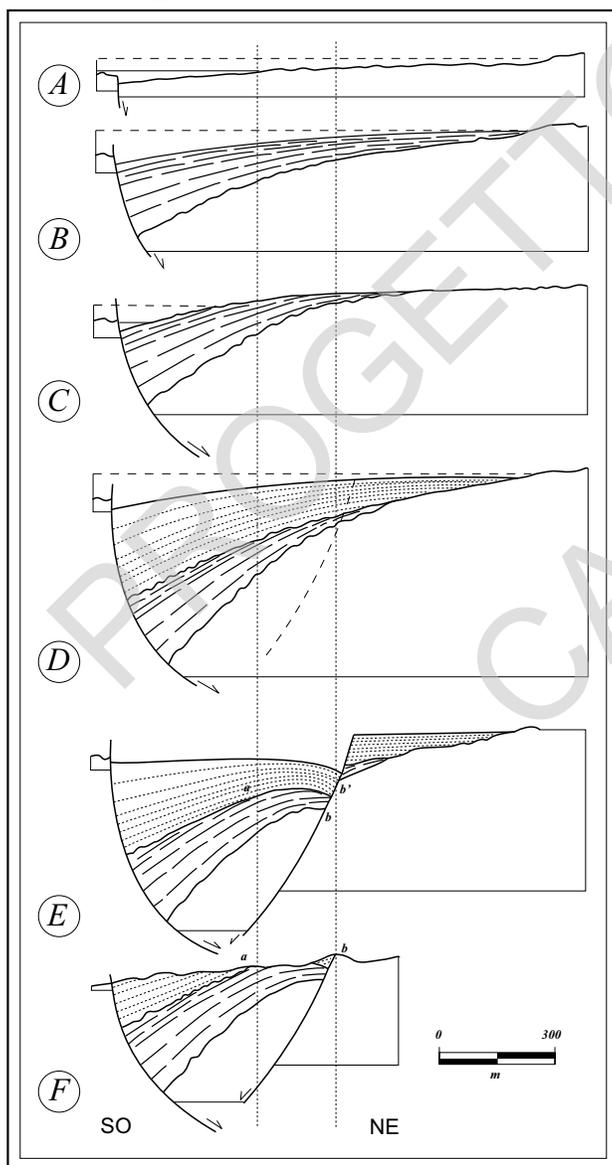


Fig. 12 - Modello dell'evoluzione di una struttura anticlinale come conseguenza dell'attività di due faglie dirette a geometria listrica. La struttura è stata ricostruita nell'area di Poggio ai Venti - Poggio Ghirlanda tra il Rio Guardigiano ed il Fiume Cornia (da COSTANTINI et alii, 1995).

(Zona a *Discoaster tamalis*), corrispondente alla Zona a *Globorotalia aemiliana*, riprende la sedimentazione con depositi del secondo ciclo pliocenico, trasgressivi e discordanti sui depositi del primo ciclo: la sedimentazione è ancora una volta influenzata dall'attività della prima faglia sinsedimentaria che porterà alla formazione di un secondo cuneo sedimentario che si rastrema verso NE (fig. 12, D);

- dopo la fine del secondo ciclo pliocenico si manifesta l'attività della faglia di C. S. Giuliano, avente direzione appenninica e immersione verso SO, la quale determina la rotazione degli strati dei depositi pliocenici (fig. 12, E);

- la successiva fase di sollevamento porta alla situazione attuale rappresentata dalla sezione geologica passante per Poggio ai Venti (fig. 12, F) (COSTANTINI *et alii*, 1995).

Strutture analoghe sono state descritte in altre aree della Toscana Meridionale: LIOTTA & SALVATORINI (1994) nel Bacino di Radicofani, BOSSIO *et alii* (1996) nella zona di Pomarance etc..

Da altri Autori le pieghe nei depositi neogenici, unitamente alle discordanze riconosciute nell'intervallo Miocene superiore - Pliocene, vengono attribuite ad eventi compressivi che a partire dal Miocene superiore si sarebbero alternati ad eventi distensivi, condizionando l'evoluzione sedimentaria dei bacini neogenici (BONINI *et alii*, 1994; BOCCALETTI *et alii*, 1995; BONINI & MORATTI, 1995; BOCCALETTI *et alii*, 1997).

Sulla base delle numerose sezioni sismiche che interessano la Regione Bora-cifera 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" (BATINI *et alii*, 1978; BERTINI *et alii*, 1991 *cum bibl.*).

Secondo recenti interpretazioni l'orizzonte K costituirebbe il tetto di una zona di taglio, sismicamente attiva, che si collocherebbe in corrispondenza dell'attuale passaggio reologico fra il dominio fragile ed il dominio duttile della crosta (BERTINI *et alii*, 1991; CAMELI *et alii*, 1993).

L'esame delle sezioni sismiche nell'area geotermica di Larderello-Travale, ha permesso inoltre di ricostruire l'andamento di questa superficie, che presenta alti e bassi morfologici, con profondità variabili fra i 3 ed i 6 km sotto il l.m., e che si approfondisce rapidamente ai margini dall'area geotermica stessa (fig. 13).

1.1.2. - La tettonica distensiva del Miocene superiore

I sedimenti del Miocene superiore presentano i più estesi affioramenti nella

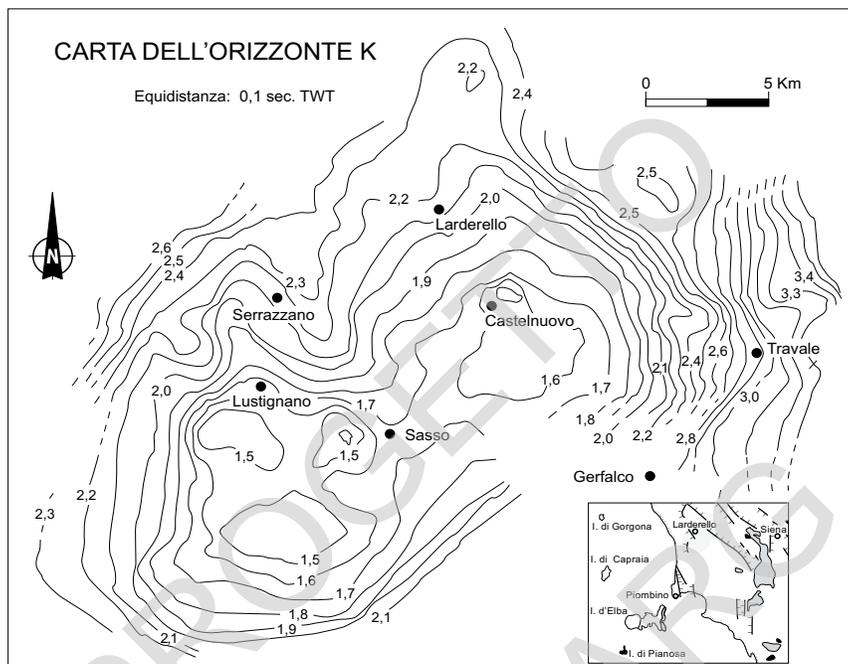


Fig. 13 - Da BALDI *et alii* (1994): carta dell'Orizzonte K nell'area geotermica di Larderello - Travale.

parte meridionale del Bacino di Lustignano e nel bacino della Marsiliana. Più limitati e discontinui sono gli affioramenti di Niccioleta e del Bacino di Perolla.

Nella parte meridionale del Bacino di Lustignano la successione lacustre basale del Turoliano presenta una generale immersione verso occidente con valori angolari che arrivano a 35° ; su di essa poggia in netta discordanza il Conglomerato di Montebamboli che, a sua volta, è sormontato in discordanza dai sedimenti del Pliocene Medio. Come si può osservare nella sez. di fig. 14 e nella Carta geologica la faglia, a direzione circa meridiana, che passa in prossimità del Pod. Castiglioni, è responsabile della forte inclinazione degli strati della successione lacustre e della forte variazione del suo spessore a tetto rispetto al muro.

Essa è pertanto riferibile ad un episodio deformativo, piuttosto intenso, verificatosi nel Messiniano, prima della deposizione del Conglomerato di Montebamboli.

Un quadro strutturale del tutto simile è ricostruibile nel bacino della Marsiliana (Bossio *et alii*, 1994b). Anche in questo caso il Conglomerato di Montebamboli sigilla un quadro deformativo che vede coinvolte in una tettonica di stile

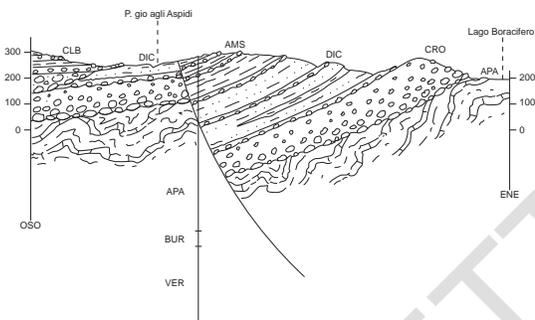


Fig. 14 - Sezione mostrante la variazione di spessore dei sedimenti lacustri del Miocene superiore a tetto ed a muro della faglia. (Area a SO di lago Boracifero). Per la spiegazione delle sigle vedere didascalia della fig. 15.

rigido distensivo, con faglie a direzione prevalentemente meridiana, formazioni, di ambiente da lacustre a marino e nuovamente lacustre, rispettivamente del Tortoniano superiore – Messiniano inferiore e Messiniano superiore p.p. (figg.15 e 16).

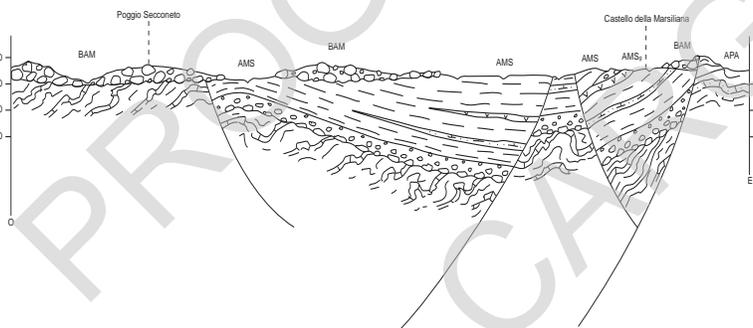


Fig. 15 - Sezione ricostruita attraverso il Bacino della Marsiliana. (Area della Marsiliana). Spiegazione delle sigle: APA - Argille a Palombini; CRO - Conglomerati rossi di Collacchia; DIC - Sabbie di Casa Diaccialone; AMS - Argille della Marsiliana; AMSg - Gessi; BAM - Conglomerato di Montebamboli; CLB - Conglomerato di Lago Boracifero.

Detto episodio deformativo, da collocarsi all'interno del Messiniano superiore, era già stato segnalato ed illustrato in varie località della Toscana Meridionale da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1965).

Le formazioni del Miocene superiore sono talvolta deformate in blande sinclinali ed anticlinali, come è stato notato anche in altri affioramenti della Toscana Meridionale. Come già detto, queste pieghe sono state riferite da alcuni Autori ad eventi compressivi. BALDI *et alii* (1994) ritengono viceversa che le pieghe del Miocene superiore siano da attribuire all'attività di faglie dirette mioceniche, a geometria articolata, per lo più immergenti verso est.

morfico toscano. Queste situazioni, ben osservabili nel settore centro-orientale del foglio, e messe in evidenza anche dai sondaggi, esprimono fenomeni tettonici di omissione di successione stratigrafica e sono quindi interpretabili come effetti di faglie dirette.

Un riesame dei rapporti fra le Liguridi *l.s.* ed il loro substrato (Falda toscana e “basamento”), nelle Colline Metallifere, è stato effettuato negli ultimi anni da BERTINI *et alii* (1991) e da DECANDIA *et alii* (1993): il fenomeno della “serie ridotta” viene collegato all’attività di faglie dirette con geometria complessa, del tipo *flat-ramp-flat*; i *flat* si trovano in corrispondenza dei livelli poco competenti mentre le *ramps* dei livelli competenti (fig. 17).

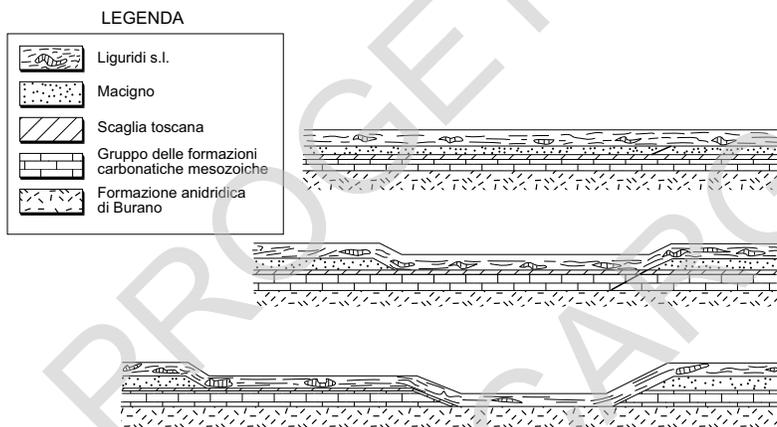


Fig. 17 - Da BERTINI *et alii* (1991): meccanismo semplificato di formazione della “serie ridotta” tramite superfici di scorrimento alla base delle liguridi e lungo i livelli incompetenti della successione toscana.

La giacitura diretta delle Liguridi sulla Formazione anidritica di Burano costituisce la situazione più comune nell’area a “serie ridotta”, tuttavia sono riportati in letteratura vari esempi di una giacitura sub-orizzontale delle Liguridi anche sulla Scaglia toscana e sulle Marne a *Posidonia*-Diaspri, rappresentando queste formazioni dei livelli incompetenti all’interno della successione toscana.

BERTINI *et alii* (1991) ritengono che il processo distensivo che ha dato origine alla “serie ridotta” abbia avuto entità di estensione di almeno il 60% mentre l’estensione legata al successivo sviluppo di fosse tettoniche nel corso del Miocene superiore - Pliocene sia stata dell’ordine del 7%; ne consegue che la “serie ridotta” rappresenta il fenomeno distensivo più importante verificatosi nella Toscana Meridionale. Per quanto riguarda la sua età, i limiti temporali sono ancora piuttosto ampi. Il limite inferiore è costituito dall’età della messa in posto

delle Unità liguri ed subliguri sul Macigno della Successione toscana che, nella Toscana Meridionale, si è verificata nell'Aquitaniense; il limite superiore è rappresentato dall'età dei primi sedimenti che si sono depositi nelle fosse tettoniche, classicamente riferita al Tortoniano superiore. Una definizione più precisa del limite inferiore è legata alla soluzione di diversi problemi, tra i quali uno dei più importanti è il significato paleo-tettonico dei depositi marini epiliguri miocenici, dei quali pochi e limitati affioramenti compaiono oggi nella Toscana Meridionale. Per un esame dettagliato dei vari aspetti di questo problema rimandiamo a DECAN-DIA *et alii* (1993), ad ELTER & SANDRELLI (1995), a CARMIGNANI *et alii* (1995).

1.2. - CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA DISTENSIVA

I recenti studi sulla tettonica distensiva della Regione Boracifera di Larderello hanno permesso anche di ricostruire i caratteri evolutivi dell'assetto strutturale di quest'area (BALDI *et alii*, 1994; DALLMEYER *et alii*, 1996): gli eventi deformativi, verificatisi dopo la fine della fase collisionale, sono stati schematicamente fissati in tre momenti significativi tramite la retrodeformazione di una sezione costruita in direzione E-O, attraverso l'area di Serrazzano – Larderello, pochi chilometri a nord del foglio in esame (fig. 18). Nell'evento più antico le faglie dirette tendono ad orizzontalizzarsi in una zona di taglio localizzata nel livello delle anidriti triassiche: durante questo evento si sarebbe sviluppata nella Toscana Meridionale la “serie ridotta” (fig. 18,C). In un momento più recente, localizzabile probabilmente nel Miocene superiore, le faglie dirette tendono ad orizzontalizzarsi in corrispondenza del livello delle filladi paleozoiche (fig. 18,B). Infine nella situazione attuale, acquisita durante il Pliocene ed il Quaternario, le faglie dirette, che delimitano le fosse tettoniche plioceniche (fig. 18,A), si esauriscono in corrispondenza dell'attuale passaggio fra il dominio fragile e quello duttile, evidenziato dall'orizzonte K.

DALLMEYER *et alii* (1996) rilevano come il “protrarsi della tettonica distensiva ha quindi favorito, nella zona di Larderello, il processo di sollevamento ed esumazione determinando, conseguentemente, la migrazione del passaggio fragile/duttile verso livelli crostali geometricamente sempre più profondi. Questa evoluzione strutturale è avvalorata sia dai dati geocronologici presenti in bibliografia sia dai risultati di nuove analisi geocronologiche (40Ar/39Ar) condotte su campioni provenienti da sondaggi profondi; l'insieme di questi dati mette infatti in evidenza quattro diverse età di raffreddamento delle miche di cui la più antica è riferibile alla fine della fase di collisione (27-25 Ma) mentre la seconda (?-12 Ma), la terza (10-7 Ma) e la quarta (3,8-1,6 Ma) sono invece riferibili ad eventi di esumazione collegati alla tettonica distensiva post-collisionale”.

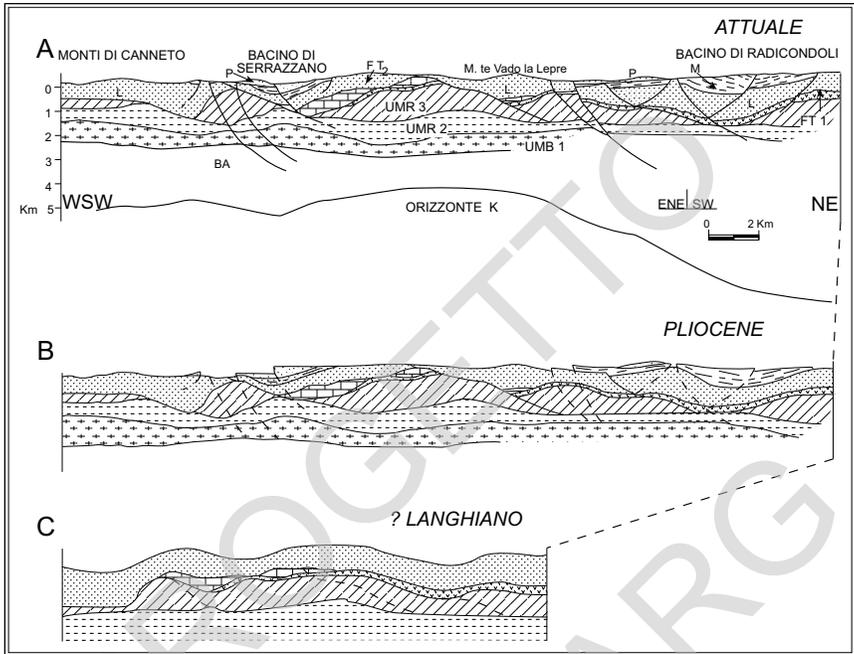


Fig. 18 - da BALDI et alii, 1994 - Sezione geologica "Canneto - Radicondoli". A) ATTUALE: I sedimenti del Pliocene sono deformati da faglie dirette listriche. Queste faglie dislocano tutte le strutture precedentemente formatesi. Spiegazione dei simboli: P - sedimenti pliocenici; M - sedimenti del Miocene superiore; L - Liguridi; Falda toscana: FT2 - successione triassico-oligocenica; FT1 - anidridi triassiche; Unità di Monticiano-Roccastrada: UMR3 - gruppo del Verrucano triassico e delle formazioni paleozoiche; UMR2 - gruppo filladico quarzítico; UMR1 - gruppo dei Micascisti. BA: complesso degli Gneiss. B) PLIOCENE: questa sezione è stata costruita eliminando l'effetto delle faglie dirette del terzo evento distensivo; la trasgressione pliocenica avviene sui sedimenti messiniani già deformati. C) ?LANGHIANO: questa sezione è stata costruita eliminando l'effetto delle faglie dirette del secondo evento distensivo ed ottenendo così la condizione strutturale alla fine dell'evento distensivo che ha originato la "serie ridotta".

In fig. 19 è presentato, attraverso isolinee, il sollevamento che ha subito la superficie limite Pliocene Inferiore - Pliocene Medio. Si può osservare come, allontanandosi dalla fascia costiera tirrenica, tale sollevamento abbia raggiunto valori di alcune centinaia di metri, con massimi intorno ai 900 metri, lungo la fascia Amiata - Radicofani - Cetona.

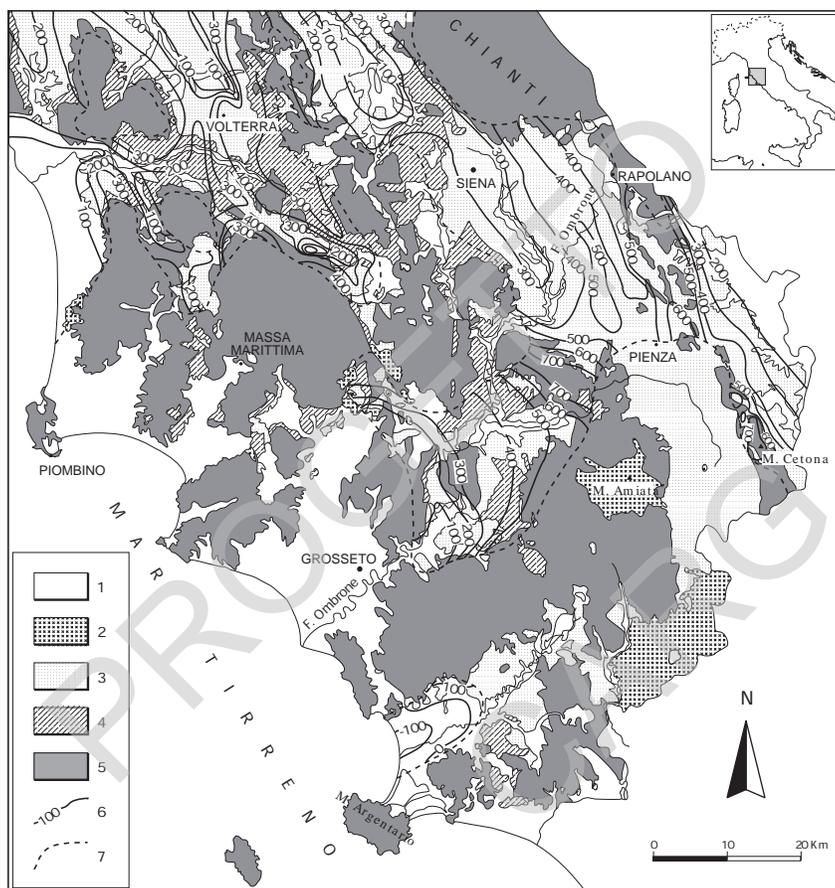


Fig. 19 - da Bossio et alii (1996): Carta del sollevamento dei sedimenti medio-pleocenici (in questa figura non si tiene conto della compattazione dei sedimenti). Legenda: 1 - depositi del Quaternario; 2 - rocce di origine magmatica; 3 - depositi del Pliocene; 4 - depositi del Tortoniano superiore-Messiniano; 5 - substrato pre-Tortoniano superiore; 6 - curve di ugual sollevamento (equidistanza 100 m); 7 - limite delle aree sicuramente sommerse durante il Pliocene medio (nella parte sommersa sono state tracciate le curve di ugual sollevamento).

2. - LA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SINCOLLISIONALE

2.1. - INTRODUZIONE

Gli effetti della tettonica compressiva, riferibile alla chiusura dell'Oceano Ligure ed alla collisione dei margini europeo ed africano, sono osservabili, nelle aree in esame, nelle coperture di facies ligure, subligure e toscana, che risultano piegate ed accavallate l'una sull'altra, costituendo un importante edificio a falde. Conoscenze, sia pure meno dettagliate, si hanno anche sul cosiddetto "basamento metamorfico toscano" che compare in superficie in limitati affioramenti nell'area di Frassine, in Val di Cornia, a Fontalcinaldo e nell'alta Valle del T. Mersino, a sud delle Cornate di Gerfalco, a Fenice-Capanne, a Sud di Massa M.ma; esso tuttavia è stato attraversato per migliaia di metri da numerosi sondaggi effettuati dall'ENEL, nella Regione Boracifera di Larderello – Travale, per la ricerca e lo sfruttamento dei fluidi geotermici, e dalla SOLMINE nei distretti minerari di Boccheggiano e di Fenice-Capanne.

La disposizione delle Unità tettoniche, ricostruita attraverso i rilevamenti di superficie e lo studio dei sondaggi, prevede la seguente successione dall'alto al basso (fig. 20):

UNITÀ LIGURI

Unità ofiolitifera delle Argille a palombini

Unità ofiolitifera di Monteverdi M.mo-Lanciaia

Unità di S.Fiora

UNITÀ SUBLIGURE

Unità delle Argille e calcari

UNITÀ TOSCANE

Unità della Falda Toscana

Unità di Monticiano – Roccastrada

UNITÀ DEGLI GNEISS

Si può osservare, relativamente alle Unità liguri, che nel F° 306 manca completamente l'Unità di Montaione presente invece nel F° 295-Pomarance, mentre l'Unità di Lanciaia compare solo con tre piccolissimi affioramenti al margine settentrionale del foglio (Monti di Canneto).

LAZZAROTTO & MAZZANTI (1978) hanno messo in evidenza come a nord e a sud di una linea congiungente Castagneto Carducci con la Montagnola Senese (cioè in pratica al limite fra i due fogli sopraindicati), le Unità liguri presentino successioni e condizioni di giacitura diverse. In sintesi si possono distinguere:

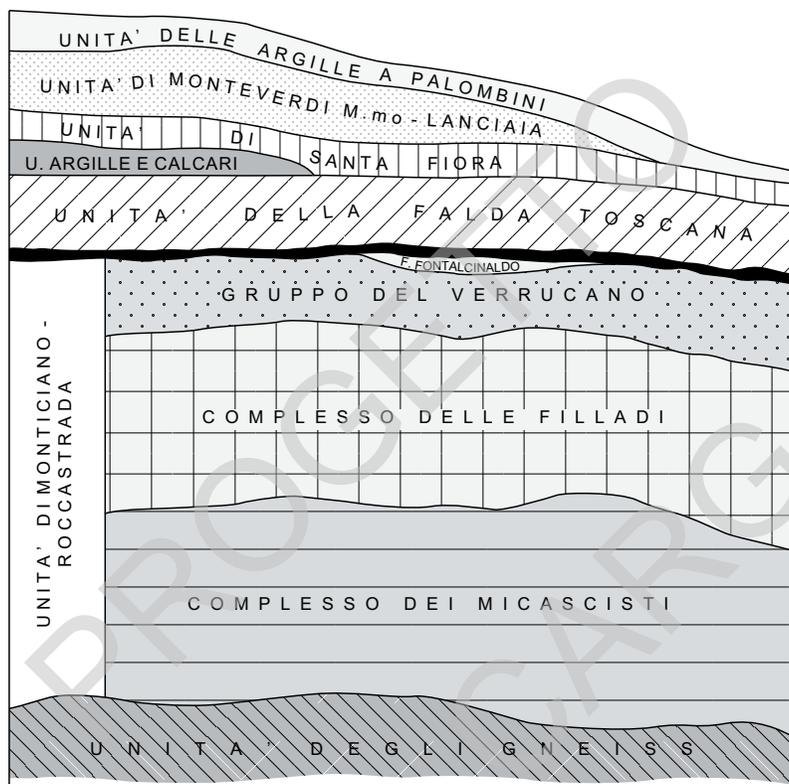


Fig. 20 - Successioni delle unità tettoniche nell'area del foglio.

1) un'area settentrionale caratterizzata dalla presenza di cospicue masse di rocce ofiolitiche e dalla Formazione di Lanciaia che permette di identificare due complessi ofiolitiferi, uno inferiore ed uno superiore;

2) un'area centro-meridionale in cui le masse ofiolitiche sono più scarse e frazionate e nella quale la Formazione di Lanciaia è del tutto assente. In questo secondo caso non esistono elementi per la distinzione di due complessi ofiolitiferi.

L'omogeneità delle successioni liguri, a sud di detta linea, induce ad escludere che la mancanza dell'Unità ofiolitifera di Montaione e dell'Unità ofiolitifera di Lanciaia sia da attribuire ad elisioni verificatesi per effetto della tettonica disten-

siva neogenica (“serie ridotta”). E’ più verosimile che la strutturazione dell’insieme delle Unità liguri, ricostruibile nell’area del F° 306, sia da attribuire ad eventi tettonici coincidenti con la chiusura del Dominio ligure (Eocene medio-superiore).

2.2. - ESAME ANALITICO DELLE STRUTTURE DELLE SINGOLE UNITÀ

2.2.1. - *Unità ofiolitifera delle Argille a palombini*

Questa unità affiora estesamente nell’area del foglio dove è rappresentata, in netta prevalenza, da argilliti e calcari (**APA**) e dal membro pelitico-arenaceo (**APA₂**) della Formazione delle Argille a palombini. Essa è caratterizzata da un grado di tettonizzazione molto spinto, che spesso le conferisce un aspetto caotico. Le strutture sono talvolta costituite da pieghe molto strette, per lo più troncate da superfici di scorrimento. Spesso si giunge ad una totale disarticolazione delle strutture con dispersione disordinata di frammenti di strati calcarei in una pasta argillosa; fra questi frammenti sono state osservate anche cerniere di pieghe completamente isolate. A questo tipo di deformazione ha decisamente contribuito la presenza di litofacies a dominante pelitica, responsabili del comportamento reologico plastico d’insieme dell’unità.

Tale assetto determina una forte dispersione degli assi di pieghe, pur essendo prevalenti tre direzioni principali N70-N90, N120-N130 e N150-N180 (vedere *stereonets* nella cornice del foglio).

2.2.2. - *Unità ofiolitifera di Monteverdi M.mo - Lanciata*

L’Unità di Monteverdi M.mo è presente quasi esclusivamente nei settori nord-occidentale e nord-orientale del foglio. Le associazioni litologiche della formazione di Monteverdi M.mo, prevalentemente costituite da litotipi marnosi e marnoso-calcarei, le hanno conferito un comportamento relativamente poco plastico. Le deformazioni tettoniche che si sono verificate in regime compressivo hanno sviluppato sistemi a pieghe con direzioni assiali piuttosto regolari. Come infatti è osservabile dallo schema tettonico e dalle proiezioni stereografiche in cornice del foglio, gli assi delle pieghe sono per lo più orientati in direzione N160-N170 e, subordinatamente N5-N25. Ad esse è associato, a luoghi, un clivaggio la cui spaziatura è funzione della competenza dei litotipi e dell’entità della deformazione. Nei litotipi marnoso-calcarei si esprime come clivaggio di fratturazione e

forma un grande angolo con la superficie di strato, sia in cerniera, sia nei fianchi delle pieghe. Le superfici di clivaggio sono generalmente lisce e planari e soltanto localmente ondulate. Spesso lungo le interfacce degli strati più competenti sono osservabili strie che denotano uno scorrimento “strato su strato” conseguente a fenomeni di *flexural slip*.

Le pieghe, a geometria non cilindrica, sono caratterizzate da ampie cerniere e fianchi in genere debolmente inclinati. Gli assi si seguono in genere per poche decine di metri, raramente per centinaia. In alcune aree sono osservabili porzioni di strati con giaciture a polarità diritta ed altre con polarità rovescia; esse sono verosimilmente riconducibili a fianchi dritti e rovesciati di megapieghe delle quali non sono direttamente osservabili le cerniere, perché tranciate a seguito dei movimenti traslativi.

Su questa formazione poggia un complesso ofiolitifero fortemente corrugato comprendente grandi blocchi disarticolati di ofioliti accompagnati dai resti della loro originaria copertura sedimentaria e da un potente corteo di breccie ofiolitifere. Su tale complesso poggia, con contatto stratigrafico ma in netta discordanza, la Formazione di Lanciaia.

2.2.2.1. - Struttura del T. Massera

L'assetto strutturale dell'Unità di Monteverdi M.mo è più chiaramente esposta nel settore occidentale del foglio, dove essa è compiutamente rappresentata dalle unità litostratigrafiche che la compongono e che sono, nell'ordine stratigrafico dall'alto al basso le seguenti:

Formazione di Monteverdi M.mo
Argilliti e calcari di P.gio Rocchino
Argille a palombini.

L'assetto strutturale dell'Unità è illustrato nella sez.C-C₁ in cornice al foglio, costruita, in direzione SO-NE, nell'area del T. Massera. Si tratta di una sinforme con chiusura periclinale a nord, che coinvolge il fianco rovescio di una piega coricata e troncata da una superficie di sovrascorrimento. Detto fianco rovescio si può seguire ancora per circa 5 km ad est del F. Cornia fino alla struttura di P.gio alla Pietra. Sulla base dei dati di campagna non è stato possibile definire la vergenza della piega.

2.2.3. - Unità di Santa Fiora

Gli affioramenti più estesi di questa unità compaiono sul margine sud-occi-

dentale del foglio. L'unità è rappresentata da due formazioni:

Formazione di Monte Morello

Formazione di Santa Fiora

La frammentarietà degli affioramenti e le cattive condizioni di esposizione non consentono di ricostruire in maniera accurata la geometria delle strutture maggiori nelle quali sono coinvolte le sopraindicate formazioni. Tuttavia la presenza di grossi banchi calcarei e calcareo marnosi nella Formazione di Monte Morello, nei pressi dell'abitato di Suvereto, consente di delineare la struttura interna dell'unità in esame: questa è caratterizzata da pieghe piuttosto strette che si estendono per uno, due chilometri in direzione media NNO-SSE (vedi proiezioni stereografiche nella cornice del foglio).

La superficie assiale di queste pieghe immerge verso i quadranti occidentali con valori di inclinazione che oscillano fra 60° e 80°.

2.2.4. - *Unità delle Argille e calcari*

L'unità, costituita dalle sole Argille e calcari di Canetolo, compare in affioramenti isolati, in genere dove sono presenti i termini superiori (Macigno e Formazione di Brolio) dell'Unità della Falda Toscana sulla quale essa poggia con contatto tettonico. Gli affioramenti più estesi ed in buone condizioni di esposizione compaiono nel settore nord-orientale del foglio, tra i Monti di Castelnuovo V.C. e Poggio Ritrovoli.

Malgrado la costituzione litologica, caratterizzata da un abbondante frazione argilloso-siltitica, la formazione delle Argille e calcari di Canetolo non appare interessata dallo stato di intensa deformazione che caratterizza le unità soprastanti; essa mostra al contrario uno stile deformativo più simile a quello che interessa la sottostante formazione del Macigno dell'Unità della Falda Toscana. Nell'area dei Monti di Castelnuovo (Aia dei Diavoli) l'unità costituisce una blanda anticlinale, a direzione assiale NO-SE, della quale sono conservati la cerniera ed il fianco sud-occidentale che immerge con una inclinazione di circa 40°. Sempre con la stessa direzione assiale, il prolungamento verso SE di questa struttura compare presso Poggio Ritrovoli dove il fianco occidentale dell'anticlinale immerge verso SO, con una inclinazione di circa 30°. Altrove gli affioramenti sono più limitati e discontinui ma sembrano conservare lo stesso stile deformativo e le stesse direttrici tettoniche.

2.2.5. - *Unità della Falda toscana*

Questa unità presenta gli affioramenti più significativi nel settore sud-occi-

dentale del foglio ed in quello nord-orientale. La sequenza sedimentaria riflette una evoluzione legata ad ambienti prima evaporitici (Formazione anidritica di Burano), poi di piattaforma carbonatica (Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* del Retico, Calcare massiccio del Lias inferiore), di bacino pelagico (Calcare rosso ammonitico del Sinemuriano-Pliensbachiano, Calcare selcifero del Lias medio-superiore, Marne a *Posidonomya* del Dogger, Diaspri del Malm, Formazione di Brolio, Scaglia del Cretacico-Oligocene) ed infine di avanfossa subsidente (Macigno dell'Oligocene superiore-Aquitano). La Falda toscana, sfruttando il livello plastico delle anidriti triassiche, ha abbandonato nell'Oligocene superiore-Aquitano il proprio basamento ed è sovrascorsa sull'Unità di Massa (Unità di Monticiano-Roccastrada).

A causa dell'intensa tettonica distensiva che ha interessato l'edificio orogentico, le strutture compressive riferibili alla tettonogenesi appenninica sono state in gran parte obliterate dalle faglie dirette ad alto e basso angolo; tuttavia gli effetti della compressione oligo-miocenica sono ancora ben riconoscibili nelle formazioni della Falda toscana, soprattutto in corrispondenza dei nuclei di più estese dimensioni.

Nelle linee generali le principali strutture compressive che interessano questa unità sono blandi motivi plicativi ad ampio raggio di curvatura che si estendono prevalentemente in direzione appenninica (vedi proiezioni stereografiche nella cornice del foglio), coinvolgendo tutti i termini della successione stratigrafica: si tratta di anticlinali e sinclinali, con fianchi che raramente raggiungono i 50° di inclinazione. Più in dettaglio si possono fare le seguenti osservazioni:

lo stile deformativo nella Successione Toscana non è omogeneo ma si possono individuare due principali livelli tettonici: uno superiore, rappresentato dalla formazione del Macigno, ed uno inferiore, rappresentato dalle formazioni carbonatico-argilloso-silicee di età giurassica. La Formazione del Macigno è per lo più interessata da blande strutture plicative mentre il livello inferiore può essere interessato anche da faglie inverse e sovrascorrimenti. Ne è un esempio la faglia inversa a nord di Monterotondo M.mo, messa in evidenza, come è illustrato nella sez. di fig. 21, da una ripetizione al livello Diaspri-Calcare selcifero.

La Formazione di Brolio, per la sua natura litologica, costituisce un orizzonte plastico di scollamento che svincola il livello superiore da quello inferiore; essa risulta interessata da un fitto sistema di mesopieghie molto evolute, con direzioni assiali prevalenti N30-N50 e N120-N150. Il contatto Macigno-Scaglia è normalmente di natura tettonica, come indicano le discordanze angolari tra le giaciture delle due formazioni ed il contatto stesso, e solo raramente è stato possibile individuare l'originario contatto stratigrafico, testimoniato da un'alternanza di litotipi argillitici ed arenacei.

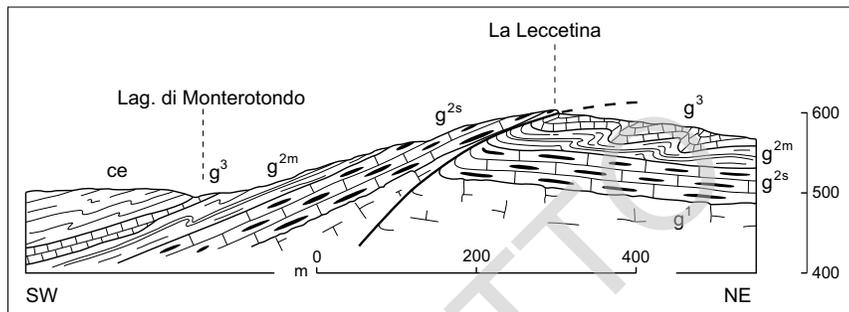


Fig. 21 - da LAZZAROTTO (1967): *Faglia inversa nella zona di Monterotondo M.mo. Spiegazione delle sigle: g1= Calcare massiccio; g2s = Calcare selcifero; g2m = Marne a Posidonomya; g3 = Diaspri; ce = Scaglia.*

2.2.6. - Unità di Monticiano-Roccastrada

A partire dall'alto vi appartengono:

2.2.6.1. - Formazione di Fontacinaldo

Costituisce un piccolissimo affioramento a SE di Fontacinaldo, lungo l'alta valle del T. Ritorto. Consiste di calcescisti e marmi inglobati, in forma di scaglie tettoniche, nel Calcare cavernoso (OLIVERO, 1963; PANDELI *et alii*, 1988).

2.2.6.2. - Gruppo del Verrucano

Compare in affioramento in una ristrettissima area in località Allumiere, pochi chilometri a NNE di Frassine. I litotipi affioranti sono interessati da una intensa alterazione idrotermale che rende impossibile ogni osservazione di carattere strutturale. Sulla base dei dati dei sondaggi, è stato possibile riconoscere nel Gruppo del Verrucano una complessa strutturazione a scaglie tettoniche che coinvolge anche la Formazione anidritica di Burano e formazioni paleozoiche (ELTER & PANDELI, 1990; PANDELI *et alii*, 1991).

Dal punto di vista petro-strutturale, questo gruppo presenta sempre tre eventi deformativi; ai primi due sono associati due eventi metamorfici, sincinematici ed in facies di scisti verdi (COSTANTINI *et alii*, 1988; ELTER & MECCHERI, 1994; ELTER & PANDELI, 1990, 1993, 1996).

2.2.6.3. - Complesso delle Filladi

- Formazione delle filladi e quarziti del Torrente Mersino

Compare in affioramento nell'area di Fenice-Capanne e nell'alta valle del T. Mersino. Dal punto di vista strutturale sono ben individuabili sia alla scala macroscopica che microscopica due eventi deformativi alpini che hanno dato origine a due sistemi di scistosità (S_1 e S_2) entrambi molto penetrativi e traspositivi ed un evento crenulante tardivo (C_3) (ELTER, 1993; COSTANTINI *et alii*, 1994; ELTER *et alii*, 1994). L'evoluzione strutturale di questa formazione è caratterizzata dall'assenza di eventi deformativi-metamorfici più antichi.

- Gruppo filladico-quarzitico

Tale gruppo presenta un quadro deformativo alpino analogo a quello definito per il Complesso dei Micascisti (ELTER & PANDELI, 1994). Più in particolare sono stati distinti due eventi tettono-metamorfici (D_1 e D_2) ed un blando evento deformativo duttile tardivo (D_3).

All'evento D_1 è associata una scistosità continua molto penetrativa (S_1) verosimilmente legata a pieghe di tipo isoclinale, talora osservabili anche alla scala delle carote. La S_1 nei litotipi filladico-quarzitici è costituita da quarzo+sericite (+muscovite)+clorite+albite+opachi (grafite, opachi titaniferi). Nei livelli metabasitici è tipico l'allineamento dell'epidoto e della titanite in "treni" lungo i piani dell' S_1 . I litotipi carbonatici, invece, presentano solo raramente l'isorientazione dei blasti probabilmente a causa degli intensi fenomeni di ricristallizzazione tardiva.

All'evento D_2 sono associati sistemi di crenulazioni spaziate (C_2) che spesso evolvono in una vera e propria scistosità penetrativa (S_2), la quale può arrivare a trasporre quasi completamente le precedenti strutture.

Lungo le crenulazioni C_2 tendono spesso ad allinearsi gli opachi (grafitosi e di titanio), così come può concentrarvi il rutilo; nel caso della scistosità S_2 ai suddetti componenti si aggiunge la blastesi orientata di sericite, talora accompagnata da quarzo e clorite. Nei litotipi metavulcanici è comune anche la riorientazione di epidoto e titanite lungo i piani S_2 .

All'evento deformativo D_3 corrispondono blandi clivaggi di crenulazione e *kink* parallelamente ai quali talvolta può essere osservata una certa isorientazione dei componenti opachi.

A questi eventi segue una fase di ricristallizzazione statica con blastesi di biotite verde e bruna, in qualche caso accompagnata da muscovite. Nei litotipi carbonatici impuri e nelle metavulcaniti si nota anche la neoformazione di tremolite, epidoto e titanite, mentre nei Micascisti è tipico il granato.

Tali eventi blastico-deformativi ben si inquadrano nell'evoluzione tettono-

metamorfica alpina già delineata da precedenti autori in altre successioni metamorfiche toscane (cfr. BOCCALETTI *et alii*, 1985; CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990; COSTANTINI *et alii*, 1988; ELTER & PANDELI, 1990, 1991, 1993; CONTI *et alii*, 1991).

Di particolare interesse, per la collocazione stratigrafica del Gruppo filladico-quarzitico è il locale rinvenimento, nei litotipi filladico-metarenacei, di foliazioni relitte disposte circa ortogonalmente alla S1 e costituite da muscovite +clorite+grafite+quarzo+albite. Tali relitti intrafoliari costituiscono un importante marker cronologico in quanto sono stati riconosciuti solo nelle unità infra- e pre-carbonifere del basamento toscano e attribuiti all'evento tettono-metamorfico sudetico dell'orogenesi ercinica (ELTER & PANDELI, 1990, 1991; CONTI *et alii*, 1991; PANDELI *et alii*, 1994).

2.2.6.4. - Complesso dei Micascisti

Esso presenta un articolato quadro strutturale-metamorfico, caratterizzato da tre eventi deformativi di età alpina e due eventi di età prealpina. Questi ultimi sono riscontrabili in relitti nei quali sono riconoscibili scistosità ascrivibili ad un metamorfismo polifasico di tipo barroviano (ELTER & PANDELI, 1996). Una datazione radiometrica con il metodo Rb/Sr su muscovite sincinemica all'evento barroviano ha fornito un'età di 285±11 Ma. (DEL MORO *et alii*, 1982; FERRARA & TONARINI, 1985); i primi due eventi deformativi alpini sono caratterizzati da metamorfismo sincinemico mentre il terzo non ha prodotto metamorfismo. Le condizioni metamorfiche ascrivibili ai due eventi metamorfici sono inquadrabili nelle facies degli scisti verdi. Il Complesso dei Micascisti risulta inoltre interessato da un evento metamorfico statico di alta T generato dalla messa in posto di leucograniti a cordierite datato 3.2 Ma. (DEL MORO *et alii*, 1982).

2.2.7. - Unità degli Gneiss

Costituisce l'unità più profonda incontrata da alcuni sondaggi nelle aree di Larderello e di Travale - Radicondoli. Presenta evidenze strutturali e petrologiche di una evoluzione tettono-metamorfica policiclica, caratterizzata da due stadi metamorfici prealpini, seguita da un evento termometamorfico pliocenico. Gli stadi prealpini sono rappresentati da un evento in facies anfibolitica di pressione intermedia e da una successiva riequilibrio in condizioni di medio grado e bassa pressione ($T \cong 550^{\circ}\text{--}600^{\circ}\text{C}$; $P = 2\text{--}3.5$ kbar, BERTINI *et alii*, 1994a,b; ELTER & PANDELI, 1996). Il quadro strutturale metamorfico di questa unità è differente

da quello che caratterizza la soprastante Unità di Monticiano-Roccastrada come hanno fatto rilevare ELTER & PANDELI (1990). In questo lavoro viene messo in evidenza che: “L’unico aspetto comune fra i due gruppi è la presenza di specie mineralogiche sia inquadrabili in condizioni di facies anfibolitica di tipo barro-viano” sia riferibili “ad un successivo evento metamorfico di media T / bassa P”. Nel Complesso dei Micascisti il primo tipo di specie mineralogiche è stato successivamente deformato dagli eventi alpini, mentre nell’Unità degli Gneiss tali rapporti sono assenti. Inoltre, come è stato notato da ELTER & PANDELI (1996) e da BERTINI *et alii* (1994a,b), il contatto fra l’Unità dei Micascisti e l’Unità degli Gneiss è caratterizzato da orizzonti milonitici ben marcati. BERTINI *et alii* (1991) hanno interpretato l’Unità degli Gneiss come parte del basamento dell’avampaese umbro-marchigiano, sottocorso al Dominio toscano.

3. - LA TETTONICA DISTENSIVA MESOZOICA NEL DOMINIO TOSCANO

Le successioni giurassiche di facies toscana hanno rivelato nell’area in esame alcune anomalie che sono state spiegate invocando una paleogeografia guidata da una tettonica sinsedimentaria di carattere rigido e distensivo (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978).

Tra gli indizi diretti della tettonica distensiva giurassica, possiamo citare i “filoni sedimentari” che sono stati osservati, nella parte alta del Calcere massiccio, soprattutto presso le Cornate di Gerfalco e a Poggio Mutti. Di essi si trovano citazioni anche in SIGNORINI (1969) relativamente all’area sud occidentale delle Cornate di Gerfalco. Si tratta di fratture beanti, ad andamento irregolare, di 10-20 cm di larghezza, riempite di un calcare a grana fine, fortemente arrossato, o, più raramente, di materiale siliceo brecciato; normalmente presentano le pareti tappezzate di calcite spatica. La maggior parte di questi filoni si interrompono al passaggio con il Calcere rosso ammonitico; altri alla sommità della successione giurassica.

Gli effetti più evidenti della tettonica distensiva, che ha interessato il Margine appenninico a partire dal Lias inferiore, sono documentabili, ad ogni modo, nelle rapide variazioni laterali, soprattutto per quanto riguarda gli spessori, delle successioni giurassiche della Falda Toscana, affioranti nell’area del foglio: alcuni termini di dette successioni sono localmente assenti, altri sono rappresentati da pochi metri di sedimento. Ciò è stato osservato a Monte Peloso (Serie condensata SC) e sul versante sud-occidentale delle Cornate di Gerfalco.

La maggior parte degli Autori concorda sull’ipotesi che le condensazioni di serie e le lacune, che interessano le sequenze giurassiche di successione toscana, si siano verificate in ambiente sottomarino ad opera di correnti che negli alti mor-

fologici impedivano la sedimentazione o rimobilizzavano i sedimenti, trasportandoli nelle zone depresse che fungevano da trappole sedimentarie. I dislivelli dovevano essere, salvo casi eccezionali poco accentuati ma si conservavano per effetto di una subsidenza tettonica differenziata. Tali fenomeni sono stati attribuiti alla cosiddetta “tettonica sinsedimentaria mesozoica” che ha interessato i margini continentali, europeo ed africano, nella fase di apertura dell’Oceano Tetidico (GIANNINI *et alii*, 1971 *cum bibl.*; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978; BERNOULLI *et alii*, 1979 *cum bibl.*; COSTANTINI *et alii*, 1995).

PROGETTO
CARG

VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'area della Toscana Meridionale compresa nel Foglio ricade per la maggior parte della sua estensione nel territorio provinciale di Grosseto e, per parti minori, in quelli di Livorno, Pisa e Siena. Il paesaggio è tipicamente collinare ad eccezione del settore nord-orientale dove vi sono rilievi che si elevano fino oltre i 1000 metri sul livello del mare: 758 m il P.gio delle Macie, ad ovest di Sasso Pisano; 875 m l'Aia dei Diavoli, a Sud di Castelnuovo Val di Cecina; 764 m i Monti di S. Croce; 786 P. gio Mutti; 848 P. gio Croce di Prata; 1014 P. gio Ritrovoli; 1060 Le Cornate di Gerfalco.

La porzione di territorio toscano che rientra nel Foglio ricade in ben cinque differenti bacini imbriferi (fig. 2). Le linee di spartiacque di tali bacini vengono a contatto nell'area del Poggio Croce di Prata, a nord dell'abitato omonimo; a partire da questo rilievo infatti i rispettivi corsi d'acqua si dipartono a raggiera.

I due terzi del territorio ricadono nel bacino imbrifero del Fiume Cornia, che è anche il corso d'acqua più importante presente nel foglio: in esso confluiscono i torrenti Milia, Lodano, Massera, Turbone ed altri affluenti minori. Le porzioni, nord-orientale e nord-occidentale del Foglio appartengono invece al bacino imbrifero del Fiume Cecina, nel quale scorrono i torrenti Pavone e Sterza. Nella porzione sud-orientale sono invece presenti le parti apicali dei bacini dei fiumi Pecora e Bruna, i cui principali corsi d'acqua sono rappresentati dal Torrente Carsia e dal Fosso Zanca. Infine una piccola porzione di territorio, quella ad ovest del Poggio Croce di Prata, ricade nel bacino imbrifero del Fiume Merse.

L'evoluzione geomorfologica dell'area, successivamente al ritiro del mare,

avvenuto alla fine del Pliocene Medio, può essere sintetizzata come segue. Nell'area di Massa Marittima iniziò una sedimentazione in ambiente lacustre, testimoniata da lembi di successione, talvolta esigui, risparmiati dall'erosione. I più estesi sono quelli dei travertini di Massa Marittima che, oltre a formare il substrato dell'omonima località, si ritrovano sulla cima di Monte Arsentì, al Pod. di Monte Arsentì, sul Poggio al Montone e a nord di Perolla.

LOTTI (1893) studiando le "masse sparse di travertino dei dintorni di Massa" afferma che " un tempo esse abbiano dovuto formare una sola coperta la quale sarebbe discesa dal Monte Arsentì verso SE passando pel Poggio di Massa".

Allo stato attuale non è possibile specificare se questi affioramenti facevano parte di uno o più bacini lacustri. Un primo dato di fatto riguarda lo scarso numero di faglie associate ai travertini in oggetto. Secondariamente le superfici di appoggio dei vari lembi di travertino immergono verso i quadranti meridionali, ma con direzioni diverse. Sulla base dell'andamento di queste, è stato ipotizzato quello presunto della superficie di base che avrebbe potuto raccogliarli tutti; ciò ovviamente nel caso che essi avessero fatto parte di un unico bacino e che, successivamente alla loro deposizione, non si siano verificati sollevamenti od abbassamenti differenziali. Ne risulterebbe una porzione di bacino la cui linea di costa settentrionale doveva correre in senso E-O, circa all'altezza di Niccioleta, con un fondale che degradava verso Sud.

Dal momento della deposizione di tali sedimenti ad oggi la morfologia della zona è profondamente cambiata; non sono infatti più visibili i rilievi che bordavano il bacino o i bacini lacustri di allora. Si è verificata un'inversione del rilievo che ha determinato l'affiorare, sull'alto dei colli, di depositi (Travertini di Massa) che, come visto, si accumulavano nel basso di depressioni.

Questa intensa modificazione della morfologia è testimoniata dalla sovrapposizione della formazione di Pod. Bellavista sia sui travertini di Massa, sia sui Calcari e argille del Fosso Zanca. In quest'ultimo caso, nell'ipotesi che i travertini di massa avessero costituito un'unica coltre, si deve invocare la loro totale erosione, per lo meno in alcune zone. Successivamente, all'interno di una zona depressa ubicata a NE di Massa Marittima, che si protrarrà fino ai giorni nostri, si imposta un altro bacino lacustre (Sabbie argillose e ciottolami di Ghirlanda) i cui depositi saranno parzialmente erosi (vedi scarpata di erosione nei pressi del Torrente Carsia. Di quest'ultimo bacino resterà, fino in tempi storici, un piccolo specchio d'acqua in corrispondenza della piccola depressione della Ghirlanda., successivamente prosciugato nel corso delle bonifiche settecentesche.

Le grandi masse di sabbie calcaree e travertini del Fiume Pecora, affioranti nel Piano del Padule e di Valpiana risalgono, almeno in parte, al Pleistocene medio e/o superiore.

TONGIORGI (1957) mise in evidenza numerose variazioni di tracciato nei tratti

superiori dei fiumi Pecora e Bruna, dovuti a fenomeni di cattura e tracimazione dei loro corsi d'acqua. Per questo autore il bacino del F. Bruna si è ingrandito a spese di quello del Pecora che, in origine, riceveva le acque di un suo ramo proveniente dal Piano della Ghirlanda e dal Pian di Mucini a nord ed est di Massa Marittima. Tale variazione del reticolo è avvenuta verosimilmente dopo la deposizione dei travertini di Massa Marittima e delle sabbie lacustri di Poggio Belvedere e della Ghirlanda e quindi successivamente al Pleistocene medio.

Più di recente Bossio *et alii* (1994) segnalano la migrazione verso sud del percorso del Torrente Asina, un affluente di sinistra del Fiume Bruna, nella confinante area di Ribolla. Tale migrazione sarebbe collegata al sollevamento dell'area Massa Marittima-Boccheggiano avvenuto durante il Pleistocene. A tale sollevamento sarebbe connessa la messa in posto del batolite segnalato da RICCERI & STEA (1992) nel sottosuolo di Niccioleta.

Ai margini dei fiumi Cornia e Pecora e lungo il Torrente Carsia sono presenti depositi alluvionali terrazzati disposti a quote anche 40 m più alte degli attuali *talweg*. Tali depositi costituiscono anche tre ordini di terrazzi. In essi non sono stati rinvenuti reperti fossili o paleontologici utili per determinarne l'età.

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - ZONE INTENSAMENTE SILICIZZATE

Sono localizzate in corrispondenza di grossi sistemi di faglie o di aree intensamente fratturate (zona di Fenice Capanne, di Frassine e di Montioni).

2. - ZONE DI OSSIDAZIONE

Sono presenti come lembi al di sopra della formazione delle Filladi e quarziti del Torrente Mersino (**FTM**) affiorante nell'area di Serrabottini e sopra la Formazione di Fontalcinaldo. In loro corrispondenza si è realizzato un processo di sostituzione dovuto alla risalita di fluidi ricchi in solfuri. Tale processo ha interessato principalmente la formazione del Calcare Cavernoso variandone le caratteristiche cromatiche; la roccia infatti si presenta con un intenso colore rosso ruggine.

3. - RISORSE MINERARIE

a cura di Marcello Mellini

Il foglio "Massa Marittima" ricade nella parte meridionale della zona mineraria delle Colline Metallifere, delle quali per secoli ha rappresentato il centro eco-

nomico. L'attività mineraria è attestata a partire almeno dal Medio Evo (LOTTI, 1893; ARISI ROTA & VIGHI, 1971; BALDINACCI & FABRETTI, 1989), mediante il famoso Codice Minerario Massetano del 1325, codice che costituisce una delle più antiche regolamentazioni minerarie europee. Lavori di miniera ancora più antichi, risalenti al periodo etrusco, sono stati spesso proposti da storici e archeologi (BADII, 1931); le evidenze capaci di discriminarli da lavorazioni medioevali successive sono però estremamente scarse.

In sintesi, il territorio massetano ha visto attività estrattiva importante per quanto riguarda i solfuri misti (i filoni di Fenice Capanne correlati con il famoso filone quarzoso-cuprifero di Boccheggiano, appena fuori carta), la pirite (Niccioleta e, di nuovo appena fuori carta, Campiano), la lignite (Montebamboli). Queste attività sono oggi sospese per esaurimento o non economicità dei giacimenti. Sono stati presentati due progetti, tesi a recuperare la memoria archeologica, storica, geologica e mineralogica: il "Parco Archeologico Minerario del Lago dell'Accesa", centrato sul locale insediamento etrusco, e il "Parco Archeologico Minerario delle Colline Metallifere", articolato sull'intero territorio massetano (Regione Toscana, 1994). Una loro anteprima può già oggi essere fruita nei tre musei massetani: Museo Archeologico, Museo della Miniera, Museo di Arte e Storia della Miniera.

Nella parte settentrionale del foglio prosegue invece lo sfruttamento dei campi geotermici di Sasso Pisano-Monterotondo Marittimo, mediante raccolta dei vapori ad alta temperatura intercettati dalle perforazioni e loro trasformazione in energia elettrica (BURGASSI & BURGASSI, 1981; BURGASSI & CATALDI, 1987); per quella che è la sua importanza attuale, tale voce viene trattata separatamente.

Ulteriori notizie di dettaglio su natura ed ubicazione delle mineralizzazioni esistenti nella zona possono essere tratte dallo "Inventario del patrimonio minerario e mineralogico in Toscana", pubblicato dalla Regione Toscana nel 1991.

3.1. - MINIERE ANTICHE ED ESTENSIONE DELLE MINERALIZZAZIONI

La presenza di tracce di lavorazioni antiche per piombo, argento e rame è ubiquitaria nel territorio massetano (Poggio Mutti presso Montieri, Poggio Dolago, Rocchette-Cugnano, Podere Bruscoline, Monte Arsentì, Valle dello Stregaiò, Niccioleta, Valdaspra, Poggio Benedetto, Prata, Poggio al Montone, Poggio Donzellino, Val Castrucci, Montoccoli, Serrabottini, Molinpresso, Poggio Altini, ecc.; LOTTI, 1893). Essa non deve però essere fraintesa a implicare la presenza, attuale o passata, di concentrazioni di minerali economicamente interessanti anche per gli standard attuali giacimentologici. Infatti, in epoca medioevale il prezzo di rame e argento era elevato rispetto agli altri beni di consumo, la produ-

zione europea era limitata, il costo della mano d'opera e delle spese di impianto erano irrilevanti se non inesistenti, ragione per cui quantità oggi trascurabili assumevano grande valore nell'economia locale. Famose miniere del passato, quali le argentiere di Montieri, non avrebbero oggi alcun interesse economico.

Detto questo, non è possibile sottovalutare l'importanza geologica e giacimentologica rappresentata da così numerose evidenze. I diffusi lavori di miniera testimoniano infatti un processo di mineralizzazione pervasivo sull'intero territorio, dovuto sostanzialmente al campo di faglie di distensione con orientazione appenninica, formatesi parallelamente alla messa in posto di ammassi magmatici di rocce granitoidi (DESSAU *et alii*, 1975) legati al magmatismo tardo terziario toscano (MARINELLI, 1985), nonché all'azione mobilizzante e mineralizzante associata ai convogli tardo magmatici idrotermali.

3.2. - SOLFURI MISTI

Oltre che nel vicino filone quarzoso cuprifero di Boccheggiano, in epoca industriale l'attività mineraria per solfuri misti si è concentrata nella zona a SE di Massa, in particolare nei complessi minerari di Fenice Capanne (produzione di rame) e Accesa (piombo e zinco) (ARISI ROTA & VIGHI, 1971).

Il campo di faglie mineralizzate qui rappresenta un alto strutturale, formato da calcare cavernoso e sottostanti filladi. Di particolare importanza giacimentologica sono la faglia di Serrabottini (che ospitava un filone a sfalerite, galena e calcopirite, con estensione chilometrica e spessore di qualche metro) e la faglia di Fenice (che passa da mineralizzazione a rame prevalente, nella zona nord, a mineralizzazione a zinco prevalente e piombo, nella zona sud, con estensione di qualche chilometro e spessore di una decina di metri). Le due faglie mineralizzate confluiscono tra loro nella zona di Carpignone, presso il Lago dell'Accesa.

La miniera dell'Accesa è stata costituita dall'accorpamento delle miniere Serrabottini (valle Pozzoia) e Carpignone; con varie interruzioni e riprese, legate al prezzo internazionale dei metalli, la miniera dell'Accesa rendeva il 12% in zinco, il 4% in rame, il 2,5% in piombo e lo 0,0008% in argento. La mineralizzazione era impostata in filoni lungo faglie aventi immersione est, e consisteva di colonne mineralizzate (in ganga a quarzo, calcedonio e silicati) alternate a zone povere di minerale. In affioramento la faglia appare come un imponente filone quarzoso, arrossato da abbondanti ossidi di ferro.

Le mineralizzazioni filoniane di Fenice sono state interpretate come mineralizzazioni idrotermali formatesi per azioni di convogli mineralizzanti risalite lungo le zone brecciate delle faglie, con sostituzione dei carbonati ad opera di silice e solfuri. Attualmente, la maggiore persistente evidenza della passata atti-

vità mineraria di Fenice Capanne è rappresentata dalla immensa distesa sterile dei fanghi delle laverie.

3.3. – PIRITE

Come altrove in Toscana Meridionale, anche i corpi mineralizzati a pirite sono impostati in zone di alto strutturale, delimitate da faglie di distensione di notevole sviluppo, formate parallelamente alla messa in posto di ammassi magmatici di rocce granitoidi (DESSAU *et alii.*, 1975).

L'estrazione della pirite (fino a quel momento ritenuta appariscente ma poco utile, e usata solo come acciarino e per bigiotteria di poco valore) trova il suo massimo sviluppo a partire dal 1910, quando la Montecatini converte in tale direzione la miniera a solfuri misti di Boccheggiano. Lo scopo è quello di fornire alla nascente industria chimica italiana la materia prima necessaria per la produzione di acido solforico (DE MICHELE & OSTROMAN, 1987). In pochi anni vengono così aperte le miniere di Boccheggiano, Gavorrano, Ravi (tutte poco fuori dal foglio Massa Marittima) e Niccioleta. In questa ultima località la produzione parte nel 1930, raggiungendo le 600.000 tonnellate/anno, con un tonnellaggio totale estratto dell'ordine dei 20-30 milioni di tonnellate; trattandosi di ammassi mineralizzati di grandi dimensioni, venne adottato il metodo di coltivazione a fette orizzontali discendenti, con scoscendimento del tetto, al fine di evitare la formazione di grandi spazi vuoti pericolosi per il seguito dei lavori. L'estrazione termina all'inizio degli anni '90.

Anche la mineralizzazione di Niccioleta (e del vicino cantiere di Ritorto) si origina per la risalita di fluidi pneumatolitico-idrotermali legati a quel magmatismo acido terziario bene evidente a Gavorrano, Campiglia e nell' Arcipelago Toscano, lungo un sistema di faglie che interessa le rocce triassiche della Serie Toscana (scisti filladici, anidriti di Burano, calcare cavernoso). Gli ammassi di pirite si localizzano in particolare al contatto tra filladi e calcare cavernoso, oppure all'interno delle evaporiti intercalate nelle filladi, formandosi quindi per sostituzione metasomatica delle rocce carbonatiche o solfatiche della serie evaporitica triassica (calcari e dolomie, anidriti). Nelle zone profonde del giacimento, di particolare interesse è poi la presenza di rocce a *skarn*, che evidenziano la interazione metasomatica tra sedimenti calcareo-argillosi e masse magmatiche profonde, analoghe a quelle presenti in affioramento a Gavorrano. Uguale significato hanno i fenomeni di metamorfismo termico osservati in campioni carotati ad una profondità di diverse centinaia di metri s.l.m., aventi caratteristiche affini alle cornubianiti di Gavorrano.

Più in particolare, nel giacimento di Niccioleta si distinguono ammassi al

contatto filladi-cavernoso e ammassi nelle filladi. Nel primo caso, la mineralizzazione si estendeva in direzione N-S, su una lunghezza di 1200 metri, con larghezza variabile tra 50 e 200 metri, localizzata sia al contatto di faglia che al contatto stratigrafico filladi-cavernoso. Il passaggio filladi-pirite è netto nel caso di contatto stratigrafico e un poco diffuso con pirite disseminata nel caso di contatto per faglia; viceversa, molto più disperso e graduale appare il contatto pirite-cavernoso. La pirite è massiva, con minime quantità di galena, calcopirite e pirrotina. Nel caso degli ammassi nelle filladi, la pirite sostituisce le lenti evaporitiche, associata a *skarn* a hedenbergite e andradite o *skarn* a epidoto, hedenbergite e clorite. Il corpo mineralizzato aveva una estensione di 2000 metri in lunghezza, 300 in larghezza, sviluppandosi su un dislivello di circa 250 metri (ARISI ROTA & VIGHI, 1971).

Più recentemente LATTANZI & TANELLI (1981) hanno rivisto le evidenze geologiche e geochemiche, proponendo una ipotesi interpretativa che vede genesi primaria esalativo sedimentaria per il cosiddetto Niccioleta A (ammassi nelle filladi) e riformazione e mobilizzazione durante gli eventi tettonici e magmatici per Niccioleta B (contatto filladi-cavernoso); tale ipotesi ha però trovato opinioni non sempre totalmente concordanti (p.e., MARINELLI, 1985; LATTANZI & TANELLI, 1985; TANELLI & LATTANZI, 1986; LATTANZI *et alii*, 1987).

3.4. - MINERALIZZAZIONI MINORI

Nel passato sono stati lavorati anche depositi di lignite (Montebamboli), riferibili a ligniti picee, racchiuse tra i sedimenti del Miocene superiore e del Pliocene, quindi a quegli stessi depositi che, più imponenti, venivano coltivati nelle vicine miniere di Ribolla e Casteani (ARISI ROTA e VIGHI, 1971; CAROBBI & RODOLICO, 1976).

Mineralizzazioni epitermali associate al campo geotermico e consistenti in scarsa stibina e pirite in ganga quarzosa, con presenza sporadica di microgranuli d'oro, sono segnalate in località Frassine.

In passato, si è infine registrata produzione di allume (vetriolo) in varie località: Monterotondo Marittimo ("lagoni"), Lago sulfureo e dintorni, Monteleo, Carboli, Sasso Pisano. Le allumiere più importanti sono state quelle di Montioni, dove la silicizzazione dei calcari ad opera dello idrotermalismo tardo terziario ha portato a formazione di alunite e caolinite.

I travertini affiorano massicciamente nei dintorni di Massa. Con il nome di “tufo calcareo” sono stati in passato prodotti blocchetti squadri della varietà meno pregiata di travertino; le cave relative sono bene visibili nella zona della Marsiliana.

PROGETTO
CARG

VIII – IDROGEOLOGIA

(a cura di Piero Barazzuoli,
Roberto Rigati & Massimo Salleolini)

1. - ASPETTI IDROLOGICI ED IDROGEOLOGICI

L'area del Foglio Massa Marittima insiste su vari Bacini idrografici e segnata-
mente, in ordine di rilevanza areale nel Foglio medesimo: Fiumi Cornia, Pecora,
Bruna, Cecina e Ombrone (sottobacino del F. Merse) (fig. 22). Tale situazione

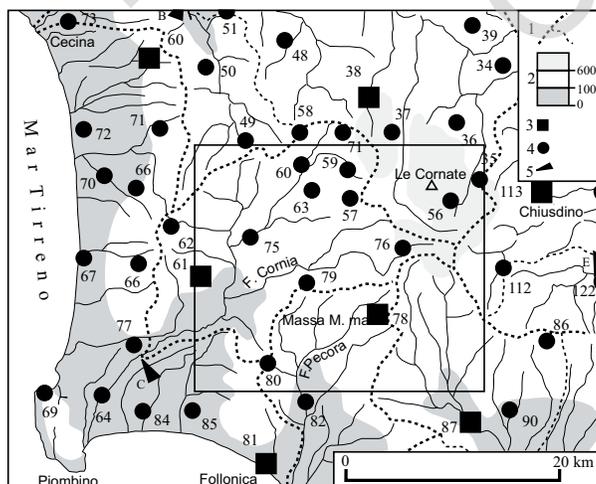


Fig. 22 - Limiti del Foglio Massa Marittima in rapporto ai bacini idrografici su cui insiste (da BARAZZUOLI & SALLEOLINI, 1993): 1) spartiacque morfologico; 2) fasce altimetriche (valori espressi in m s.l.m.); 3) stazioni termo-pluviometriche; 4) stazioni pluviometriche; 5) stazioni idrometrografiche.

idrologica rende particolarmente difficile il compito di analizzare sinteticamente e compiutamente l'idrologia e l'idrogeologia del Foglio in esame.

1.1. - IL CICLO DELL'ACQUA ED IL BILANCIO IDRICO

Con riferimento territoriale a tale Foglio e con riferimento temporale all'Anno Idrologico medio (A.I.) 1967-1996, è possibile analizzare il ciclo naturale dell'acqua che in esso si manifesta attraverso l'analisi dei parametri che concorrono a definirne il bilancio idrico:

$$P = Er + D + Ie$$

dove:

P = precipitazioni medie nell'A.I.;

Er = evapotraspirazione reale media nell'A.I.;

D = deflusso medio nell'A.I.;

Ie = infiltrazione efficace media nell'A.I.;

i valori di detti parametri sono normalmente ragguagliati all'area esaminata ed espressi in mm/anno.

Precipitazioni (fig. 23)

Nel Foglio in oggetto le precipitazioni ammontano mediamente a 865 mm/anno, con valori massimi poco superiori ai 1000 mm/anno registrati nel suo margine orientale e con valori minimi poco inferiori a 750 mm/anno rilevati in corrispondenza delle stazioni poste nella parte sud-occidentale dell'area in esame.

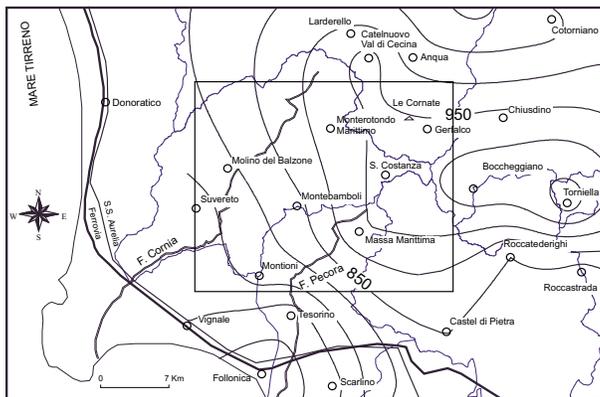


Fig. 23 - Carta delle precipitazioni medie annue nell'area in esame (A.I.1967-1996) - (da A.A.T.O. 6, 1998)

Evapotraspirazione reale (figg. 25a e 25b)

Con questo termine si intende la quantità d'acqua effettivamente restituita all'atmosfera sotto forma di vapore, sia per evaporazione diretta che per traspirazione delle piante. La sua valutazione è stata eseguita facendo ricorso alla metodologia proposta da THORNTHWAITHE & MATHER (1957); con questa, basata sui valori medi mensili nell'A.I. di temperature (in fig. 24a è mostrato l'andamento delle temperature medie annue) e precipitazioni (vedi fig. 23), è stato ricavato

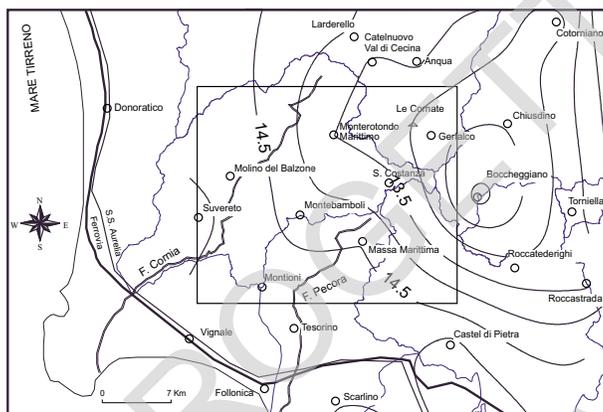


Fig. 24a – Carta delle temperature medie annue nell'area in esame (A.I.1967-1996) - (da A.A.T.O. 6, 1998)

un valore medio annuo delle perdite evapotraspiratorie pari a 560 mm, corrispondenti a quasi il 65% delle relative precipitazioni.

Da un'analisi più dettagliata dell'andamento dell'Er nell'area in esame, riportata fig. 24b, si rileva come tale parametro abbia una scarsa variabilità, rispetto al valore medio, nel foglio considerato; si rileva infatti un massimo pari a 580

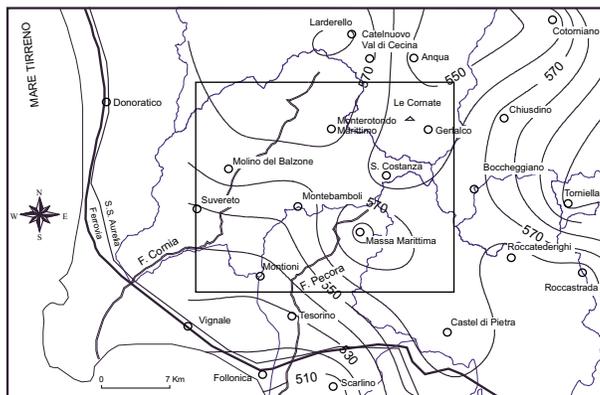


Fig. 24b - Carta dell'evapotraspirazione reale media annua nell'area in esame (A.I.1967-1996) - (da A.A.T.O. 6, 1998)

mm/anno nella zona di Massa M.ma ed un minimo nel settore sud occidentale del foglio che non arriva a 530 mm/anno.

1.2. - LE RISORSE IDRICHE

Eccedenza Idrica

Scrivendo l'equazione del bilancio nella forma $P-Er = D+Ie$, si ha che il termine di sinistra rappresenta le precipitazioni efficaci (P_e) e quello di destra costituisce l'eccedenza idrica (Water Surplus degli autori anglosassoni, W_s). Quest'ultimo parametro rappresenta pertanto la somma di tutti quei volumi d'acqua che confluiscono nel deflusso superficiale (D) e nel deflusso sotterraneo ($D_s=Ie$) in uscita da un bacino idrografico; esso rappresenta quindi la risorsa idrica totale potenziale, vale a dire il massimo volume d'acqua (superficiale e sotterranea) teoricamente utilizzabile nell'area esaminata. Se da esso si escludono le perdite apparenti per via sotterranea (I_e , spesso di poco rilievo) rimane il Deflusso superficiale che da solo rappresenta in genere la quasi totalità dell'eccedenza idrica, cioè la risorsa rinnovabile dell'intero bacino comprensiva dell'apporto di origine superficiale (il ruscellamento, R) e del contributo delle acque sotterranee di circolazione interna (I_{si}), frazione preponderante dell'infiltrazione totale interna (I_{ti}) riemergente all'interno del bacino medesimo (BARAZZUOLI & SALLEOLINI, 1992).

Come già detto, sul foglio in esame insistono diversi bacini idrografici ed è quindi problematico giungere univocamente ad una corretta valutazione delle risorse idriche superficiali e sotterranee dato che a tal fine risulta fondamentale disporre di misure di deflusso che, come è noto, sono riferibili solamente a bacini idrografici e non a porzioni qualsiasi di territorio. L'eccedenza idrica risulta quindi l'unico parametro che può dare indicazioni, seppur generiche, sull'insieme della risorsa acqua nell'area in oggetto. L'andamento del parametro di cui trattasi nel Foglio Massa Marittima (dove assume un valore medio nell'A.I. pari a 305 mm), è riportato in fig. 25; in essa si può vedere come le maggiori disponibilità idriche potenziali si ritrovino nel settore orientale, in corrispondenza dei maggiori rilievi, e coincidano con le zone di massimo pluviometrico. Le entità minori della risorsa potenziale sono invece riscontrabili in corrispondenza della porzione della piana alluvionale costiera ubicata nella parte sud-occidentale del foglio.

Le valutazioni delle risorse nei vari bacini idrografici

Valutazioni di questo tipo sono possibili solo per quelle porzioni di bacino idrografico controllate da stazioni idrometrografiche che forniscono, come è noto, il valore del Deflusso in uscita dagli stessi. Come in precedenza ricordato, la misura e/o la valutazione anche indiretta del deflusso è quindi cosa estremamente

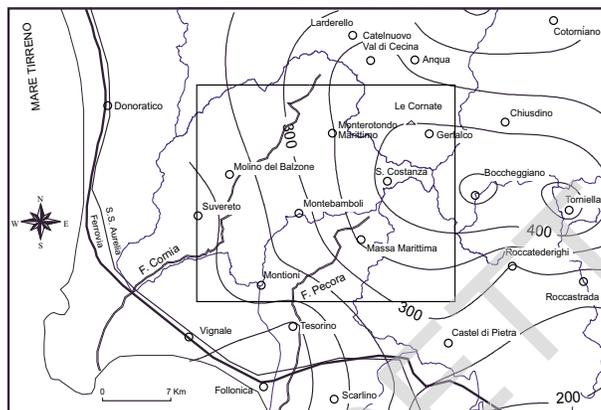


Fig. 25 - Carta dell'eccezione idrica (W_s) media annua nell'area in esame (A.I.1967-1996) - (da A.A.T.O. 6, 1998)

importante anche perché l'interpretazione dei suoi valori (in vario modo espressi) può fornire utili indicazioni circa la situazione idrogeologica generale del bacino esaminato. Questo, con riferimento al Foglio Massa Marittima, è possibile farlo solo su due dei bacini idrografici che vi insistono in quanto controllati da un idrometrografo; questi sono il Bacino del F. Cornia a S.S. Aurelia e quello del F. Bruna a Lepri. Per questi, attraverso l'analisi dei grafici riportati in fig. 26a e 26b inerenti i relativi regimi di deflusso, possiamo fare le seguenti considerazioni:

BACINO DEL F. CORNIA A S.S. AURELIA

a - grafico portate max min e medie

Il loro relativo andamento indica che nel bacino è presente una stretta dipendenza tra l'andamento del deflusso e quello delle piogge; e questo non solo, come ovvio, per i valori max e medi, ma anche per quelli minimi che sono sempre assai bassi o addirittura nulli; sintomo, quest'ultimo, di uno scarsissimo contributo delle acque di origine sotterranea al deflusso.

b - contributi unitari medi

La notevole variazione di questo parametro (quasi nullo nel periodo estivo) nel corso dell'A.I. medio, è anch'essa indice di una modesta quota di contributo di acqua sotterranea al deflusso.

c - curva caratteristica delle portate

Il suo andamento è tipico di un corso d'acqua avente un regime di portata di tipo torrentizio; infatti, la portata media annua viene superata meno di 60 giorni all'anno e la sua portata caratteristica (quella cioè superata per 182 giorni all'anno) è solo 1/10 di quella media. Tutto questo indica come il deflusso del bacino avvenga molto rapidamente entro quei pochi giorni nei quali si verificano

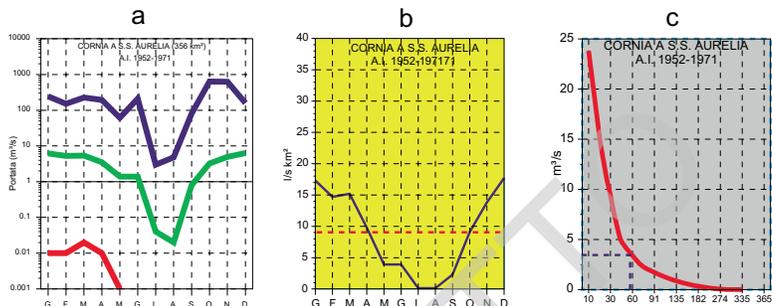


Fig. 26a - Elementi caratteristici risultati dall'analisi delle portate del F. Cornia a S.S. Aurelia (da BARAZUOLI & SALLEOLINI, 1993).

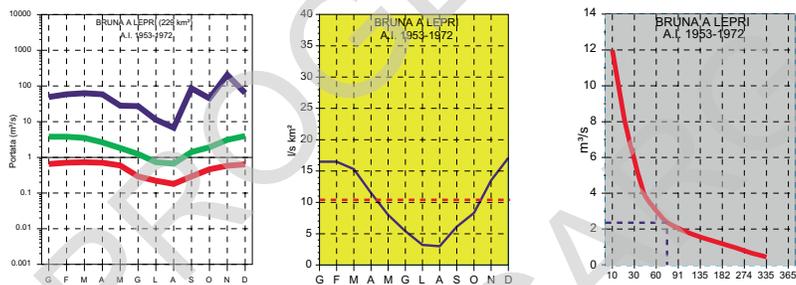


Fig. 26b - Elementi caratteristici risultati dall'analisi delle portate del F. Bruna a Lepri (da BARAZUOLI & SALLEOLINI, 1993).

le precipitazioni più intense e le conseguenti ondate di piena.

BACINO DEL F. BRUNA A LEPRI

a - grafico portate max min e medie

Il loro relativo andamento indica che nel bacino è presente una dipendenza tra l'andamento del deflusso e quello delle piogge; soprattutto per i valori max e medi, mentre per quelli minimi si riscontra una minor variabilità, sintomo di uno sensibile contributo delle acque di origine sotterranea al deflusso superficiale.

b - contributi unitari medi

La modesta variazione di questo parametro nel corso dell'A.I. medio, è anch'essa indice di un discreto contributo di acqua sotterranea al deflusso.

c - curva caratteristica delle portate

Il suo andamento è, anche se in maniera meno marcata, ancora tipico di un corso d'acqua avente un regime di portata di tipo torrentizio; infatti, la portata media annua viene superata per poco meno di 80 giorni all'anno e la sua portata caratteristica (quella cioè superata per 182 giorni all'anno) è la metà di quella media. Tutto questo indica come il deflusso del bacino avvenga non solo in quei pochi giorni nei quali si verificano le precipitazioni più intense, ma che sia mantenuto sempre a livelli accettabili dal discreto contributo delle acque sotterranee.

1.3. - LA RISORSA IDRICA RIFERITA AI BACINI IDROGRAFICI

Alla base di ogni ricerca idrogeologica vi è la valutazione delle risorse idriche che viene notoriamente effettuata attraverso l'accurata redazione del bilancio idrico del bacino idrografico esaminato. Il bilancio idrico consente infatti di effettuare un'attendibile, seppur approssimata, valutazione della potenzialità idrica superficiale e sotterranea di un territorio.

1.3.1. - *Risorse rinnovabili*

Come già accennato, l'entità della risorsa idrica rinnovabile è rappresentata dall'eccedenza idrica media annua (W_s) che corrisponde alla captazione integrale delle portate (superficiali e sotterranee) in uscita e la cui distribuzione nell'area in esame è rappresentata in fig. 25.

Ma lavorando avendo come riferimento territoriale i bacini idrografici, oltre che alla valutazione dell'eccedenza idrica, i calcoli di bilancio idrico consentono di trarre informazioni quantitative circa la sua ripartizione in risorse superficiale e sotterranea.

Nelle figg. 27a, b, c che seguono, sono riportate le valutazioni relative ai bacini per i quali si disponeva di misure dirette o determinazioni indirette del deflusso superficiale.

L'analisi di detti calcoli, opportunamente letti, consente di evidenziare per i bacini in esame i seguenti caratteri:

- BACINO DEL F. CORNIA A S.S. AURELIA (fig. 27a)

una W_s pari a 338 mm/anno che si ripartisce in una risorsa superficiale R, pari a 239 mm/anno (ca. 70% di W_s) ed in una sotterranea, Iti, pari a 100 mm/anno (ca. 30% W_s). Di quest'ultima risorsa, quasi la metà viene persa per via sotterranea verso altri bacini ($I_e=47$ mm/anno) e la restante riemerge internamente al

Bilancio idrologico con l'utilizzo del		Deflusso Fisiografico (Df)												
		BACINO DEL FIUME						CORNIA A S.S. AURELIA						
Anno Idrologico:		1951-1980						Sup. kmq 356,0						
		Gen.	Feb.	Mar.	Apr.	Mag.	Giu.	Lug.	Ago.	Set.	Ott.	Nov.	Dic.	Anno
P	mm	91,0	83,0	79,0	73,0	64,0	47,0	28,0	44,0	80,0	107,0	116,0	99,0	911
T	°C	6,8	7,6	9,5	12,4	16,4	20,2	23,1	23,1	20,1	15,6	11,2	8,0	14,5
i		1,59	1,88	2,64	4,0	6,04	8,28	10,15	10,15	8,22	5,60	3,99	2,04	63,93
Ep	mm	18	21	29	43,0	66	90	110	110	89	61	37	22	696
K		0,81	0,82	1,02	1,1	1,26	1,28	1,29	1,20	1,04	0,95	0,81	0,77	
Epc	mm	15	17	30	48,2	83	115	142	132	93	58	30	17	779
P-Epc	mm	76	66	49	24,8	-19	-68	-114	-88	-13	49	86	82	132
D.Id.C	mm	0	0	0	0,0	-19	-87	-201	-289	-302	0	0	0	
r	mm	100	100	100	100,0	82	41	13	5	5	54	100	100	
Er	mm	15	17	30	48,2	82	88	56	52	81	58	30	17	573
Ws	mm	76	66	49	24,8	0	0	0	0	0	0	40	82	338
da	mm	0	0	0	0,0	1	27	86	80	12	0	0	0	207
Df	mm	47,7	37,3	42,5	25,9	10,4	10,4	0,0	0,0	6,2	24,9	37,3	48,8	291,5
le	mm	29	28	7	-1	-10	-10	0	0	-6	-25	2	33	47

1,499323

(b)

VALUTAZIONE DELLE RISORSE IDRICHE		mm	Mmc	mc/s
Infiltrazione totale	Iti	99,8	35,5	1,126
Infiltrazione efficace	Ie	46,8	16,7	0,526
Contributo sorgenti interne	Isi	53,0	18,9	0,598
Ruscamento	R	238,6	84,9	2,693
Deflusso da contributi interni	Di	291,5	103,8	3,291
Contributo sorgenti esterne	Ise	0,0	0,0	0,000
Contributo sorgenti totale	Is	53,0	18,9	0,598
Deflusso naturale	Dn	291,5	103,8	3,291
Apporti idrici esterni Antropici	Aa	0,0	0,0	0,000
Deflusso totale	Dt	291,5	103,8	3,291
Consumi idrici Antropici	Ca	0,0	0,0	0,000
Deflusso strumentale	Ds	291,5	103,8	3,291

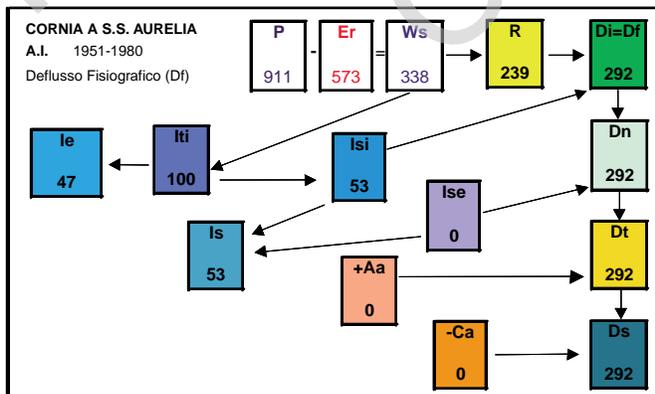


Fig. 27a - Schema del bilancio idrico e valutazione delle risorse idriche superficiali e sotterranee nei Bacini esaminati tramite i calcoli di bilancio (da BARAZZUOLI & SALLEOLINI, 1993 e A.A.T.O. 6, 1998); tabella di bilancio (secondo THORNTON & MATHER, 1957) e schemi esplicativi dei criteri di calcolo utilizzati per la stima delle risorse idriche superficiali e sotterranee a livello di bacino idrografico (secondo BARAZZUOLI & SALLEOLINI, 1992; BARAZZUOLI et alii, 1994a, 1995) per l'A.I. 1967-1996; P = afflussi; T = temperatura media dell'aria; i = indice calorico; E_p = evapotraspirazione potenziale; K = coefficiente di correzione astronomica; E_{pc} = evapotraspirazione potenziale corretta; $D_{id.C}$ = deficit idrico potenziale cumulato; r = riserva idrica del suolo; E_r = evapotraspirazione reale; W_s = eccedenza idrica (o precipitazione efficace P_e), rappresenta la risorsa totale potenziale interna al bacino ($P-E$, oppure $R+I_i$); d_a = deficit agrario; D_i = deflusso interno in uscita dal bacino attraverso la rete idrografica. In prima approssimazione, questa grandezza può essere valutata direttamente con le misure rilevate nella stazione idrometrografica (D_i ; $I = D_i$). In realtà, esso rappresenta il quantitativo idrico di deflusso, dovuto sia a ruscellamento superficiale che al contributo di acqua sotterranea, direttamente riconducibile alle precipitazioni interne al bacino (del quale costituisce quindi la risorsa totale interna, $R + I_{si}$). Esso può essere valutato per mezzo della stima del coefficiente di deflusso effettuata in funzione ad alcune caratteristiche fisiografiche e climatiche dell'area esaminata (D_f); I_e = infiltrazione efficace, calcolata con la differenza $W_s - D_f$, rappresenta la porzione di I_{fi} che alimenta falde emergenti all'esterno del bacino (nel caso di coincidenza tra spartiacque morfologico ed idrogeologico e in assenza di intervento antropico sul ciclo dell'acqua, I_e è uguale a zero e quindi $W_s = D_f$); I_{fi} = infiltrazione totale interna, valutata con la somma dei valori mensili positivi d'infiltrazione ricavati dal bilancio o con l'ausilio dei coefficienti di infiltrazione potenziale ($I_e + I_{si}$), è la risorsa totale potenziale sotterranea interna; I_{si} = infiltrazione delle emergenze interne, valutata con la somma dei valori mensili negativi d'infiltrazione ricavati dal bilancio o con l'ausilio dei coefficienti di infiltrazione potenziale, rappresenta il contributo delle acque sotterranee interne (sorgenti, falde che emergono direttamente verso corsi d'acqua, ruscellamento ipodermico) al deflusso del bacino, assumendo così le caratteristiche di reale risorsa sotterranea interna; R = ruscellamento superficiale, stimato con la differenza $W_s - I_{fp}$, corrisponde alla porzione di W_s che alimenta direttamente la rete idrografica (costituisce cioè la risorsa totale superficiale interna); I_{se} = emergenze da infiltrazione esterna, calcolato con la differenza $D_n - D_f$, corrisponde all'eventuale contributo di acque sotterranee al deflusso provenienti da falde alimentate in bacini adiacenti; I_s = contributo totale di acqua sotterranea al deflusso, valutato con la somma $I_{si} + I_{se}$; D_n = deflusso naturale in uscita dal bacino attraverso la rete idrografica, determinato direttamente con le misure rilevate nella stazione idrometrografica, è la risorsa totale del bacino ($D_i + I_{se}$ oppure $R + I_{si} + I_{se}$); A_a = apporto idrico esterno di origine antropica al deflusso del bacino, rappresenta un quantitativo d'acqua da sottrarre al deflusso strumentale (D_s , cioè misurato) per ricavare quello naturale ($D_f - D_n$); D_t = deflusso totale, che è costituito dai contributi naturali (sia interni D_i che esterni I_{se} , cioè D_n) con l'aggiunta dell'apporto esterno antropico A_a e che coincide con il deflusso strumentale (D_s) in assenza di consumo interno antropico C_a ($D_n + A_a$ oppure $D_i + I_{se} + A_a$ oppure $R + I_{si} + I_{se} + A_a$); C_a = consumo idrico interno di origine antropica, rappresenta un quantitativo idrico da sommare al deflusso strumentale (D_s , cioè misurato) per ricavare quello naturale ($D_f - D_s$); D_s = deflusso strumentale, misurato alla stazione idrometrografica posta alla sezione di chiusura del bacino, il cui valore deriva dal saldo di tutte le interferenze naturali ed antropiche al bacino (sia interne che esterne) e che corrisponde al deflusso naturale residuo (cioè, D_n al netto dei consumi C_a) sommato agli apporti A_a ($D_f - C_a$ oppure $D_n - C_a + A_a$ oppure $D_i + I_{se} - C_a + A_a$ oppure $R + I_{si} + I_{se} - C_a + A_a$).

bacino stesso ($I_{si}=53$ mm/anno) e rappresenta il contributo interno di acque sotterranee al Deflusso.

- BACINO DEL F. BRUNA A LEPRI (fig. 27b)

una W_s pari a 312 mm/anno che si ripartisce in una risorsa superficiale R , pari a 179 mm/anno (57% di W_s) ed in una sotterranea, I_{ti} , pari a 133 mm/anno (43% W_s). Di quest'ultima risorsa, oltre la metà viene persa per via sotterranea verso altri bacini ($I_e=68$ mm/anno) e la restante riemerge internamente al bacino stesso ($I_{si}=65$ mm/anno) alimentando il Deflusso.

- BACINO DEL F. PECORA (fig. 27c)

una W_s pari a 230 mm/anno che si ripartisce in una risorsa superficiale R , pari a 123 mm/anno (53% di W_s) ed in una sotterranea, I_{ti} , pari a 107 mm/anno (47% W_s). Di quest'ultima risorsa, quasi una metà viene persa per via sotterranea verso altri bacini ($I_e=50$ mm/anno) e la restante riemerge internamente al bacino stesso ($I_{si}=57$ mm/anno) andando a costituire il contributo interno di acque sotterranee al Deflusso.

1.4. - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Il non rilevante contributo di acque sotterranee al deflusso testè evidenziato (pur nella variabilità delle situazioni idrologiche analizzate) è in generale avvalorato dalla situazione idrogeologica riscontrabile nel foglio Massa Marittima (fig. 28). In esso affiorano, infatti, in prevalenza terreni poco permeabili rappresentati da successioni in prevalenza flyschoidi costituiti da formazioni argillose, arenacee e marnose dominanti; meno consistente è la rilevanza areale dei terreni a buona ed elevata permeabilità costituiti da successioni carbonatiche, prevalentemente triassiche, per le quali il locale assetto strutturale suggerisce un legame con circuiti idrogeologici regionali assai profondi che poco interferiscono con l'idrogeologia più superficiale con ciò comportando una scarsa e poco significativa presenza di manifestazioni sorgive normali nel foglio in questione.

E' invece importante la presenza di manifestazioni geotermiche a media ed elevata entalpia massicciamente sfruttate nella parte nord-orientale in quest'area, ma queste sono legate a circuiti idrici profondi di tipo regionale (prima ricordate) che poco interferiscono con le risorse idriche del area del foglio Massa Marittima.

Bilancio idrologico con l'utilizzo del		Deflusso Strumentale (Ds)												
		BACINO DEL FIUME						BRUNA A LEPRI						
Anno Idrologico:		1967-1996						Sup. kmq						233
		Gen.	Feb.	Mar.	Apr.	Mag.	Giu.	Lug.	Ago.	Set.	Ott.	Nov.	Dic.	Anno
P	mm	79,7	79,6	73,3	79,1	65,5	38,9	23,7	54,8	81,1	111,6	104,6	86,4	878
T	°C	6,4	7,1	9,2	11,8	16,1	19,7	23,3	23,3	19,9	15,5	10,5	7,2	14,2
i		1,44	1,71	2,53	3,7	5,87	7,95	10,26	10,25	8,06	5,55	3,08	1,73	62,12
Ep	mm	17	20	29	41,0	65	87	111	111	88	61	35	20	685
K		0,81	0,82	1,02	1,1	1,26	1,28	1,29	1,20	1,04	0,95	0,81	0,77	
Epc	mm	14	16	30	45,9	82	111	143	133	92	58	28	15	769
P-Epc	mm	66	63	44	33,1	-16	-72	-119	-78	-10	54	76	71	110
D.Id.C	mm	0	0	0	0,0	-16	-88	-207	-285	-295	0	0	0	
r	mm	100	100	100	100,0	85	41	12	6	5	59	100	100	
Er	mm	14	16	30	45,9	81	83	52	62	82	58	28	15	566
Ws	mm	66	63	44	33,1	0	0	0	0	0	0	35	71	312
da	mm	0	0	0	0,0	1	29	91	72	10	0	0	0	202
Ds	mm	33,0	32,9	30,8	24,0	16,3	9,7	6,0	5,6	10,9	16,1	25,4	32,8	243,7
le	mm	33	30	13	9,1	-16	-10	-6	-6	-11	-16	10	38	68

1,469933

(b)

VALUTAZIONE DELLE RISORSE IDRICHE		mm	Mmc	mc/s
Infiltrazione totale	Iti	133,0	30,9	0,981
Infiltrazione efficace	le	68,3	15,9	0,503
Contributo sorgenti interne	Isi	64,8	15,1	0,478
Ruscigliamento	R	178,9	41,6	1,320
Deflusso da contributi interni	Di	243,7	56,7	1,798
Contributo sorgenti esterne	Ise	0,0	0,0	0,000
Contributo sorgenti totale	Is	64,8	15,1	0,478
Deflusso naturale	Dn	243,7	56,7	1,798
Apporti idrici esterni Antropici	Aa	0,0	0,0	0,000
Deflusso totale	Dt	243,7	56,7	1,798
Consumi idrici Antropici	Ca	0,0	0,0	0,000
Deflusso strumentale	Ds	243,7	56,7	1,798

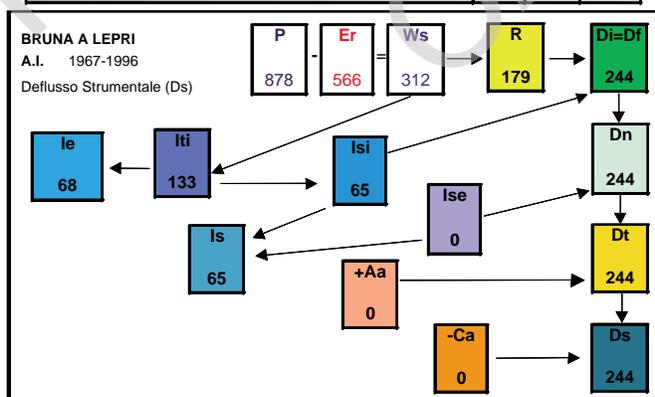


Fig. 27b - Schema del bilancio idrico e valutazione delle risorse idriche superficiali e sotterranee nei Bacini esaminati tramite i calcoli di bilancio (da BARAZZUOLI & SALLEOLINI, 1993 e A.A.T.O. 6, 1998): Per la legenda vedasi la fig. 28a.

Bilancio idrologico con l'utilizzo del		Deflusso Fisiografico (Df)												
		BACINO DEL FIUME						PECORA E MINORI TOTALE						
Anno Idrologico:		1967-1996						Sup. kmq 229,1						
	mm	Gen.	Feb.	Mar.	Apr.	Mag.	Giu.	Lug.	Ago.	Set.	Ott.	Nov.	Dic.	Anno
P	mm	72,7	68,4	62,1	69,2	51,4	32,9	17,6	48,1	75,2	105,3	91,0	75,1	769
I	C	7,2	8,0	9,9	12,4	16,6	20,1	23,5	23,6	20,2	16,1	11,3	8,0	14,7
I		1,72	2,03	2,83	3,9	6,15	8,21	10,42	10,48	8,28	5,88	3,43	2,02	65,39
Ep	mm	18	22	30	42,0	66	88	112	113	89	63	37	22	702
K		0,81	0,82	1,02	1,1	1,26	1,28	1,29	1,20	1,04	0,95	0,81	0,77	
Epc	mm	15	18	31	47,0	83	113	144	136	93	60	30	17	785
P-Epc	mm	58	50	31	22,1	-32	-80	-127	-87	-17	45	61	58	-16
D.Id.C	mm	0	0	0	0,0	-32	-112	-239	-326	-343	0	0	0	
r	mm	100	100	100	100,0	72	32	9	4	3	49	100	100	
Er	mm	15	18	31	47,0	79	73	41	53	76	60	30	17	539
Ws	mm	58	50	31	22,1	0	0	0	0	0	0	10	58	230
da	mm	0	0	0	0,0	4	40	104	82	17	0	0	0	246
Df	mm	24,3	24,2	22,7	17,7	12,0	7,2	4,4	4,2	8,1	11,9	18,7	24,1	179,4
le	mm	34	26	9	4	-12	-7	-4	-4	-8	-12	-9	34	50

1,523201

(b)

VALUTAZIONE DELLE RISORSE IDRICHE			
	mm	Mmc	mc/s
Infiltrazione totale	Iti	107,2	0,779
Infiltrazione efficace	Ie	50,5	0,367
Contributo sorgenti interne	Isi	56,8	0,412
Ruscigliamento	R	122,7	0,891
Deflusso da contributi interni	Di	179,4	1,303
Contributo sorgenti esterne	Ise	0,0	0,000
Contributo sorgenti totale	Is	56,8	0,412
Deflusso naturale	Dn	179,4	1,303
Apporti idrici esterni Antropici	Aa	0,0	0,000
Deflusso totale	Dt	179,4	1,303
Consumi idrici Antropici	Ca	0,0	0,000
Deflusso strumentale	Da	179,4	1,303

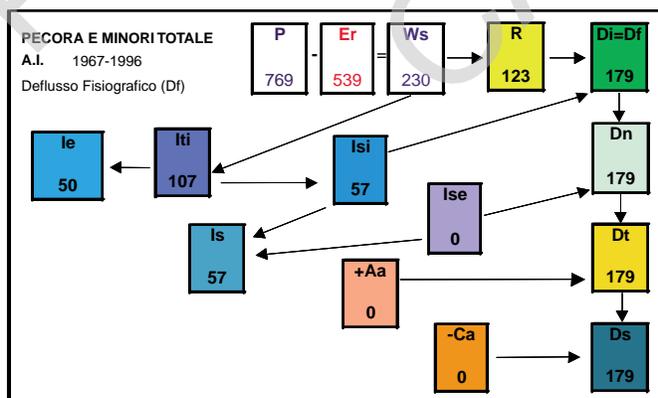


Fig. 27c -Schema del bilancio idrico e la valutazione delle risorse idriche superficiali e sotterranee nei Bacini esaminati tramite i calcoli di bilancio (da BARAZZUOLI & SALLEOLINI, 1993 e A.A.T.O. 6, 1998): Per la legenda vedasi la fig. 28a.

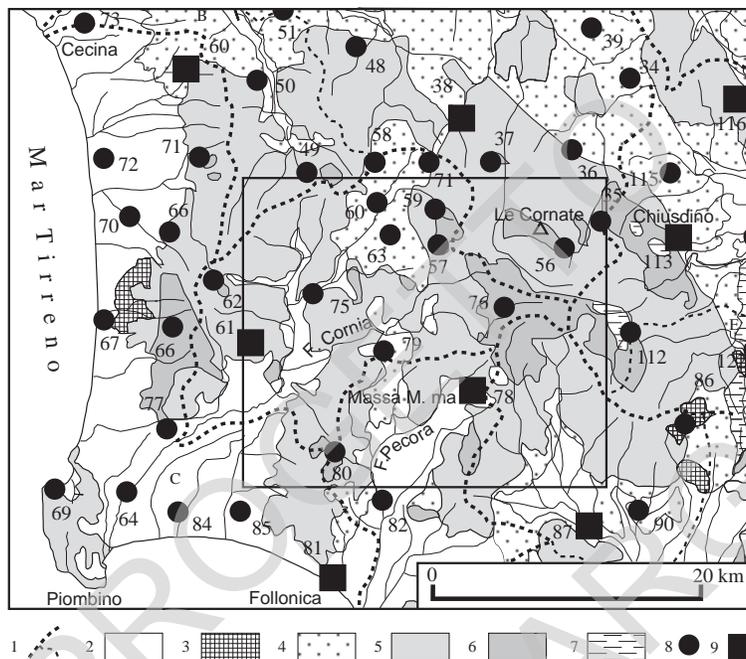


Fig. 28 - Schema idrogeologico dell'area in esame (da BARAZZUOLI & SALLEOLINI, 1993): 1) spartiacque morfologico; 2) depositi prevalentemente continentali costituiti da ghiaie, sabbie, argille, calcareniti (Pliocene-Quaternario); 3) rocce vulcaniche (Pliocene-Quaternario); 4) depositi marini e continentali composti da conglomerati, sabbie, argille, calcareniti (Miocene-Pliocene); 5) successioni prevalentemente flyschoidi costituite da formazioni argillose, arenacee e marnose dominanti, con irregolari intercalazioni di livelli calcarei, ofiolitici, ecc. (Cretaceo-Miocene); 6) successioni carbonatiche, talvolta con alternanze marnose e siliciche (Triassico-Eocene). In questo gruppo è stata inserita una formazione conglomeratica ad elementi di Calcare Cavernoso, di ambiente lacustre e di età Miocene sup., affiorante prevalentemente ad occidente di Siena (area M. Maggio-Montagnola Senese); 7) rocce plutoniche (Pliocene-Quaternario) e metamorfiche (Carbonifero-Triassico); 8) sorgente termominerale (con relativo numero d'ordine); 9) gruppo di sorgenti termominerali (con relativo numero d'ordine).

Il complesso 2) è caratterizzato da un variabile grado di infiltrazione delle acque meteoriche (che avviene sia direttamente che indirettamente dal reticolo fluviale) e da una discreta circolazione sotterranea, epidermica o profonda; il complesso 3) si distingue per un'elevata infiltrazione ed una notevole circolazione sotterranea che alimenta molte sorgenti, delle quali diverse con discrete portate di magra (M. Amiata); il complesso 6) presenta un'elevata infiltrazione ed una notevole circolazione sotterranea che, oltre ad alimentare alcune sorgenti con discrete portate di magra, costituisce la ricarica idrica dei serbatoi geotermici; i restanti complessi sono invece caratterizzati da una limitata circolazione sotterranea con numerose manifestazioni sorgentizie generalmente di scarsa consistenza e, spesso, con caratteri di intermittenza.

Si ringrazia la Società ERGA di Pisa per i dati di sottosuolo forniti ed utilizzati per la realizzazione delle sezioni geologiche.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- A.A.T.O. 6 (1998) - *Valutazione del bilancio idrico ed idrogeologico dell'Ambito Territoriale Ottimale n°6 "Ombrone": relazione finale*. Rapporto inedito a cura del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Siena, 66 pp.
- ABBATE E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria Orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 923-1014.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1984) - *Le unità dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e delle interpretazioni dal 1970 in poi*. Cento anni di geologia italiana. Vol. Giub. **1** Cent. Soc. Geol. It., 214-240.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosinclinal sequences*. Sedimentary Geology **4**: 251-340.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It. **24**:115-126.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PRINCIPI G., PASSERINI P. & TREVES B. (1988) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the Western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., **31** (1986): 23-44.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTI O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini toscano-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., **1**: 573-580.
- ANDRI E. & FANUCCI F. (1973) - *Osservazioni sulla litologia e stratigrafia dei Calcari a Calpionelle Liguri (Val Graveglia, Val di Vara)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**:161-192.
- ANDRI E. & FANUCCI F. (1975) - *La risedimentazione dei Calcari a Calpionelle liguri*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 915-925.
- ANDRI E. & FANUCCI F. (1980) - *Caratteri sedimentologici e inquadramento paleogeografico di alcune serie pelagiche giurassico-cretacee: 1) I Diaspri di Monte Alpe (Liguria orientale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **87**: 39-59.
- ARISI ROTA F., BRONDI A., DESSAU G., FRANZINI M., MONTE AMIATA S.M.P.A., STABILIMENTO MINERARIO DEL SIELE S.P.A., STEA B. & VIGHI L. (1971) - *I Giacimenti minerari*. In "La Toscana meridionale". Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **37** (volume speciale): 357-544.
- ARISI ROTA F. & VIGHI L. (1971) - *Le manifestazioni cuprifere nelle rocce verdi*. In "La Toscana meridionale", Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., XXVII, Fascicolo speciale: 361-422
- ARISI ROTA F. & VIGHI L. (1977) - *Segnalazione del ritrovamento di un plutone di tipo granitico con due sondaggi perforati a Castel di Pietra, in provincia di Grosseto*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (2), (1974): 469-473.
- AUBOUIN J. (1964) - *Réflexions sur les facies <<Ammonitico Rosso>>*. Boll. Soc. Geol. Franc., 475-501.
- AZZAROLI A. & CITA M.B. (1967) - *Geologia stratigrafica*. La Goliardica. Milano.
- BADII G. (1931) - *Le antiche miniere del massetano (Massa Metallorum)*. Studi Etruschi, 455-473.
- 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 Geologici Camerti, vol. spec. **1994/1**: 139-150.
- BALDACCII F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei*

tipo "Macigno" dell'Appennino Settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., **6**.

- BALDINACCI S. & FABRETTI G. (1989) - *L' arte della coltivazione del rame e dell' argento a Massa Marittima nel XIII secolo*. Firenze, Cantini ed., 183pp.
- BANNINO E. & CERRINA FERONI A. (1967) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana marittima. 3. Studio stratigrafico di una sezione presso Monteverdi Marittimo (Provincia di Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 317-338.
- BARAZZUOLI P. & SALLEOLINI M. (1992) - *Evaluation of surface water and groundwater resources in watershed planning: comparison between various estimation methods*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (3), 825-832
- BARAZZUOLI P. & SALLEOLINI M. (1993) - *L'acqua: risorsa, rischio e pianificazione*. In: "La storia naturale della Toscana Meridionale", Monte dei Paschi di Siena, Pizzi ed., Milano, 173-246.
- BARAZZUOLI P. & SALLEOLINI M. (1994a) - *Variabilità climatica e trend delle risorse idriche rinnovabili nella Toscana Meridionale*. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, Sezione "Protezione delle acque sotterranee", Pitagora ed. Bologna, **49**, 329-337.
- BARAZZUOLI P. & SALLEOLINI M. (1994b) - *Un'analisi preliminare sui rapporti tra uso del territorio e probabilità di piena nei bacini fluviali: applicazione al bacino del Fiume Cecina (Toscana Meridionale)*. Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **101**, 17-27.
- BARAZZUOLI P., GUASPARRI G. & SALLEOLINI M. (1993) - *Il clima*. In: "La storia naturale della Toscana Meridionale". Monte dei Paschi di Siena, Pizzi ed., Milano, 140-171.
- BARAZZUOLI P., PIZZUTO D., RIGATI R. & SALLEOLINI M. (1994) - *Valutazione delle risorse idriche dell'alto bacino del F. Biferno (Molise): un esempio di utilizzo del deflusso su basi fisiografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **113** (3), 709-728.
- 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. (1985) - *Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo in relazione alla carta geologica alla scala 1:25.000*. In: *La Scienza della Terra nuovo strumento per lettura e pianificazione del territorio di Rosignano Marittimo*. Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, **6** (Suppl. 1): 33-127.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI GC., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA F. (1983) - *Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative*. Boll. Soc. Geol. It. **101**: 523-549.
- BARTOLINI C., PALLA B. & PRANZINI E. (1989) - *Studi di geomorfologia costiera: X- Il ruolo della subsidenza nell'erosione litoranea della pianura del Fiume Cornia*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 635-647.
- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLIC R. & SQUARCI P. (1978) - *Contribution of the study of the deep lithospheric profiles: deep reflecting horizons in Larderello - Travale Geothermal Field*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 477-484.
- BAUMGARTNER P.O. (1984) - *Middle Jurassic - Early Cretaceous low-latitude Radiolarian zonation based on unitary associations and ages of Tethyan radiolarites*. Eclogae Geol. Helv., **77**: 729-837.
- BAUMGARTNER P.O. (1987) - *Age and genesis of thethyan jurassic radiolarites*. Eclogae Geol., Helv., **77**: 797-837.
- BENCINI A., DUCHI V. & MARTINI M. (1977) - *Geochemistry of thermal springs of Tuscany (Italy)*. Che-

- mical Geology, **19**, 229-252.
- BENVENUTI G., BRONDI M., DALL'AGLIO M., DA ROIT R., DE CASSAN P., GHIARA E., GIGLI C., MARINELLI G., MARTINI M., GRAGNANI R., ORLANDI C. & PAGANIN G. (1971) - *L'idrologia. In: La Toscana Meridionale: fondamenti geologico-minerari per una prospettiva di valorizzazione delle risorse naturali*, Rend. S.I.M.P., **27** (fasc. spec.), 211-316.
- BERNOULLI D., KALIN O. & PATACCA E. (1979) - *A sunken continental margin of the Mesozoic Tethys: the Northern and Central Apennines*. Symp. "Sed. Jurass. W Europ." A.S.F. Publ. Spec, **1**: 197-210.
- BERTINI G., BERTOZZI A., DINI I., PRIAMI F., SANTINI M., TOSI F. & VALENTI P. (1994a) - *Sondaggio stratigrafico Massa 2*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1994/1**: 93-96.
- BERTINI G., ELTER F. M. & TALARICO F. (1994b) - *Evidenze di una fase estensionale pre-triassica nel complesso degli Gneiss nell'area geotermica di Larderello (Toscana Meridionale)*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1994/1**:129-137.
- 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 fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 155-178.
- BERTINI M., CENTAMORE E., JACOBACCI A. & NAPPI G. (1969) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000 - Foglio 127-Piombino*. Serv. Geol d'It. Roma: 66pp.
- BOCCALETTI & CONTICINI F. (1985) - *Ricerche meso e microstrutturali sui corpi ignei neogenici della Toscana. I.L'intrusione di Gavorrano*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 553-562.
- BOCCALETTI M. & MANETTI P. (1972) - *Caratteri sedimentologici del Calcare massiccio della Toscana a sud dell'Arno*. Boll. Soc. Geol. It., **91**(1972): 559-582.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della serie toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **5**(1): 19-66.
- BOCCALETTI M., CAPITANI S., COLI M., FORNACE M., GOSSO G., GRANDINI G., MILANO P. FP., MORATTI G., NAFISSI P. & SANI F. (1985) - *Caratteristiche deformative delle Alpi Apuane settentrionali*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 527-534.
- 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., COLI M., DECANDIA FA, GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980)- *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995) - *Le fasi compressive neogenico-quadernarie nell'Appennino Settentrionale: relazione con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**: 51-72.
- BOCCALETTI M., GIANNELLI 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.
- BONI C.F., BONO P. & CAPELLI G. (1986) - *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 991-1012.
- BONINI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G. WITH THE COLLABORATION OF CERTINI L. (1994) - *The intramessinian angular unconformity within the Radicondoli syncline (Siena, Tuscany, Italy): structural and biostratigraphical preliminary data*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 501-507.

- BONINI M. & MORATTI G. (1995) – *Evoluzione tettonica del Bacino neogenico di Radicondoli-Volterra (Toscana Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 549-573.
- BORSI S., FERRARA G. & TONGIORGI E. (1967) - *Determinazione con il metodo K/Ar della età delle rocce magmatiche della Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 403-410.
- BORTOLOTTI V. (1962) – *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietrafotte-Alberese*. Boll., Soc., It., **81**: 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1966) – *La tettonica trasversale dell'Appennino. I – La Linea Livorno-Sellaro*. Boll. Soc. Geol. It., **85** (2): 529-540.
- BORTOLOTTI V. MARTIN S., PRINCIPI G., TARTAROTTI P. & VAGGELLI G. (1991) – *Le sequenze ofiolitiche dell'Elba orientale: aspetti geologici e petrografici*. Atti Tic. Sc.della Terra, **34**: 71-74.
- BOSELLINI A. (1991) – *Introduzione allo studio delle rocce carbonatiche*. Bonvolenta ed. Ferrara, 317 pp.
- BOSELLINI A. & WINTERER E. L. (1975) - *Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model*. Geology, **3** (5): 279-282.
- BOSSIO A., CERRI R., COSTANTINI A., GANDIN A., LAZZAROTTO A., MAGI M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SAGRI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992a) - *B4 - I Bacini distensivi neogenici e quaternari della Toscana*. 76^a Riunione Estiva SGI (Firenze 24-26 Settembre 1992): Guide alle escursioni post-congresso: 199-277.
- BOSSIO A., CERRI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1994a) - *The neoautochthonous succession of the Spicchiaiola - Pignano area, East of Volterra (Southern Tuscany, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1992): 425-430.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L.M., GANDIN A., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1995) - *Su alcuni piccoli affioramenti miocenici nella Val di Cornia (Province di Grosseto e Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A., **101** (1994): 167-185.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1996) – *Studi preliminari sul sollevamento della Toscana Meridionale dopo il Pliocene medio*. Studi Geologici Camerti, 1995/1 (vol. spec.): 87-91.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., 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., **52**: 513-525.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna sulle conoscenze sulla stratigrafia del Neoautoctono toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 17-98.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., MAZZEI R., SALVATORINI G. & TERZUOLI A. (1994b) - *Il Neogene dell'Area della Marsiliana (Grosseto)*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale **1994/1**: 46.56.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., SALVATORINI G. & TERZUOLI A. (1994c) - *The Neogene of the Ribolla area (Grosseto): preliminary results*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 409-414.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992b) – *Il Pliocene nell'area di Pomarance (Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser.A, **98**(1991): 1-98.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992c) – *Il Pliocene di S. Dalmazio-Anqua e Radicondoli-Belforte (Siena, Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser.A, **98**(1991): 99-191.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992d) - *Il Pliocene del Bacino di Chiusdino (Siena)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **98**(1991): 193-250.

- BOUMA A.H. (1962) - *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam: 168 pp..
- BRADLEY F. (1982) - *Segnalazione di tracce fossili (Helminthopsis irregularis SQUINABOL) nelle Argille a palombini della Liguria (Cretaceo inf.)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A, **89**:11-17.
- BRALIA A., SABATINI G. & TROJA F. (1979) - *A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems*. Mineral. Deposita, **14**: 353-374.
- BRANDI G.P., DALLAN L., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., SQUARCI P., TAFFI L. & TREVISAN L. (1968) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 119 Massa Marittima*. Serv. Geol. d'It. Roma: 70 pp.
- BRANDI G.P., GIANNINI E., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., SQUARCI P., TAFFI L. & TONGIORGI M. (1969) - *Foglio 119-Massa Marittima*. II Ed. Serv. Geol. It. Roma.
- BRANDI G.P., SQUARCI P. & TAFFI L. (1966) - *Contributo alla conoscenza delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. Il flysch terziario (Formazione dell'Alberese) di Campiglia Marittima (prov. di Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **85**(3/4):591-605.
- BRAVETTI L. & PRANZINI G. (1988) - *L'evoluzione quaternaria della Pianura di Grosseto (Toscana): prima interpretazione di dati del sottosuolo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **10** (1987): 85-92.
- BURGASSI R. & BURGASSI P.D. (1981) - *"I soffioni boraciferi della Toscana e le originali industrie a cui hanno dato luogo"*. Industria Mineraria, **2**: 13-23.
- BURGASSI P.D. & CATALDI R. (1987) - *Historical outline of geothermal technology in the Larderello region*. Geoth. Res. Council. Bull., **16**: 3-18.
- BURGASSI P.D., COSTANTINI A., DELL'AGNELLO L., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1980) - *Esame dei rapporti fra le formazioni metamorfiche del basamento nella Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It. **20**(1979): 123-133.
- BURGASSI P.D., DECANDIA F.A. & LAZZAROTTO A. (1985) - *Elementi di stratigrafia e paleogeografia nelle colline metallifere (Toscana) dal Trias al Quaternario*. Mem. Soc. Geol. It., **25**(1983): 27-50.
- CAMELI G. M., DINI I. & LIOTTA D. (1993) - *Upper crustal structures 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.
- CANNATA P.G. (1986) - *I fiumi della Terra e del tempo*. Franco Angeli Ed., Milano.
- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti policromi dei Monti del Chianti*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 93-166.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO D. (1995) - *Relationships between the Sardinian-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 D. & TAVARNELLI E. (1996) - *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. & KLIGFIELD R. (1990) – *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex*. Tectonics, **9**: 1275-1303.
- CAROBBI G. & RODOLICO F. (1976) - *I minerali della Toscana*. Saggio di mineralogia regionale. Olschki ed., Firenze.
- CASELLA F., DAVICO E., DEL BONO G.L., MARINI M. & MOTTA S. (1969) - *Carta geologica d'Italia. Foglio 128- Grosseto*. II Edizione Serv. Geol. d'It.
- CASTANY G. (1982) - *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Dunod, Paris.
- CATALDI R., STEFANI G. & TONGIORGI M. (1963) - *Geology of Larderello region (Italy): contribution to the study of the geothermal basins*. In: Nuclear Geology on Geothermal Areas, Spoleto, 9-13 settembre 1963, 235-265.
- CELICO P. (1988) - *Prospezioni idrogeologiche*. Vols. I e II, Liguori Editore, Napoli.
- CERRINA FERONI A. & MAZZANTI R. (1967a) - *Geologia della parte meridionale dei Monti Livornesi in Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **73**(1966): 412-468.
- CERRINA FERONI A. & MAZZANTI R. (1967b) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. 4 - La formazione di Lanciaia nella zona di Querceto, Micciano, Libbiano e Fattoria di Monterufoli in Val di Cècina*. Boll. Soc. Geol. It., **86**(4): 673-685.
- CERRINA FERONI A., DECANDIA F.A. & MAZZANTI R. (1968) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana marittima. 5) Nuove osservazioni sul Flysch di Montatoio (Castelfiorentino)*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (3): 523-531.
- 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., Serie A, **80**: 162-187.
- CHOW V.T. (1964). -*Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New York.
- CIARAPICA G., CIRILLI S. & PASSERI L. (1982) – *La serie triassica del M. Cetona (Toscana meridionale) e suo confronto con quella di La Spezia*. Mem., Soc., Geol., It., **24**: 155-167.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PASSERI L., TRINCIANTI E. & ZANINETTI L. (1987) – *“Anidriti di Burano” et “Formation du Monte Cetona” (nouvelle formation), biostratigraphie de deux series-types du Trias superieur dans l'Apennin septentrional*. Revue de Pal., **6**(2): 341-409.
- CIPRIANI C., FRANZINI M., MALESANI P. & SABATINI G. (1971) - *I giacimenti di materiali litoidi*. In “La Toscana meridionale”, Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **27**, volume speciale: 317-355.
- CIVITA M. (1980) - *Idrogeologia*. In: *Geologia tecnica per ingegneri e geologi*, Mondadori Ed., Milano, 179-247.
- COCOZZA T., GASPERI G., GELMINI R. & LAZZAROTTO A. (1974) - *Segnalazioni di nuovi affioramenti paleozoici (permo-carbonifero?) a Boccheggiano e tra Capalbio e i Monti Romani (Toscana meridionale - Lazio settentrionale)*. Boll., Soc., Geol., It., **93**: 47-60.
- COCOZZA T., LAZZAROTTO A. & PASINI M. (1975) - *Segnalazione di una fauna triassica nel conglomerato di Monte Quoio (Verrucano del Torrente Farma- Toscana meridionale)*. Riv. It., Paleont., **81** (4): 425-436.
- CONTI M. (1986) – *New data on the biostratigraphy of the Tuscan Cherts at Monte Cetona (Southern Tuscany, Italy)*. Marine micropal., **11**: 107-112. CONTI M. & MARCUCCI M. (1986) - *The onset of radiolarian deposition in the ophiolite sequences of the Northern Apennines*. Marine micropal.,

- 11:** 129-138.
- CONTI M. & MARCUCCI M. (1986) - *The onset of radiolarian deposition in the ophiolite sequences of the Northern Apennines*. Marine micropal., **11**: 129-138.
- CONTI P., COSTANTINI A., DECANDIA F. A., DI PISA A., ELTER F.M., GATTIGLIO M., LAZZAROTTO A., MECCHERI M., PANDELI E., RAU A., SANDRELLI F. & TONGIORGI M. (1991) - *Structural frame of the tuscan Paleozoic: a review*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 523-541.
- CONTI M., MARCUCCI M., & PASSERINI P. (1985) - *Radiolarian cherts and ophiolites in the Northern Apennine and Corsica: Age, correlations and tectonic frame of siliceous deposition*. Ofioliti, **10** (2/3): 203-224.
- CORNAMUSINI G. (1998) - *Evoluzione sedimentaria dell'avanfossa oligo-miocenica dell'Appennino settentrionale*. Tesi di dottorato, Univ di Siena, 252pp.
- CORNAMUSINI G. (2001) - *The early depositional phase of the Northern Apennine foredeep-thrust belt system: implications from the "Macigno costiero" (Late Oligocene, Italy)*. Ofioliti, **26(2a)**: 263-274.
- CORNAMUSINI G., COSTANTINI A. & LAZZAROTTO A. (1999) - *Torbiditi carbonatiche nel Macigno di Poggio Ritrovoli (Toscana meridionale)*. Boll., Soc., Geol., It., **118(1)**: 31-40.
- CORTESE G. (1993) - *Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines*. Paleopelagos, **3**: 165-185.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G., VILLA G. & BALDINI C. (1997) - *I flysch oligo-miocenici della trasversale Toscana Meridionale - Casentino: dati biostratigrafici e petrografici*. Atti Ticinensi Scienze della Terra, **39**: 281-302.
- COSTANTINI A., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1988) - *L'unità di Monticiano-Roccastrada fra la Montagnola Senese ed il Monte Leoni (Toscana Meridionale)*. Atti Tic. di Sc. della Terra, **31**: 382-420.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M. & SANDRELLI F. (1991) - *Ligurian units in the Monti della Gherardesca area (Southern Tuscany)*. Boll., Soc., Geol., It., **110**: 849-855.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & MICHELUCCHINI M. (1977) - *Le formazioni liguri nell'area a Sud del Monte Cetona (Toscana Meridionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. vol. **84**: 25-60.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A. & PANDELI E. (1993) - *Le successioni del Macigno nell'area a Sud del Monte Cetona (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 305-313.
- COSTANTINI A., GANDIN A. & MARTINI R. (1983) - *Prima segnalazione di Foraminiferi del Trias nelle evaporiti di Boccheggiano*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 159-164.
- COSTANTINI A., GANDIN A., MATTIAS P.P., SANDRELLI F. & TURI B. (1980) - *Un'ipotesi per l'interpretazione paleogeografica della formazione di Tocchi*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 203-216.
- COSTANTINI A., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., PANDELI E., SANDRELLI F. & STEA B. (1991) - *Preliminary data on the metamorphic sequences in the Colline Metallifere area (Southern Tuscany, Italy)*. Geologia del Basamento Italiano. Convegno in memoria di Tommaso Cocozza, Siena 21-22 marzo 1991.
- COSTANTINI A., ELTER F.M., PANDELI E., PASCUCCI V., SANDRELLI F. & TOGNONI M. (1994) - *Geology of the Boccheggiano and Serrabottini Areas (Grosseto)*. Mem. Soc. Geol., **48**: 73-78.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M., MAZZANTI R., SANDRELLI F. & TAVARNELLI E. (1990) - *Carta geologica della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*. S.EL.CA. Firenze.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M. & SANDRELLI F. (1991) - *Ligurid Units in the Monti della Gherardesca area (South Tuscany)* Boll. Soc. Geol. It., **110**: 849-855.

- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M., MAZZANTI R., SANDRELLI F. & TAVARNELLI E. (1995) - *Geologia della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*. In: *La Scienza della Terra nell'area della provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*. Quaderni del Museo di Storia Naturale di Livorno, **13 (2)**, (1993): 1-164.
- 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*. Servizio Geologico d'Italia: pp70.
- DALLMEYER D., DECANDIA F. A., ELTER M., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1996) - *Il sollevamento della crosta nel quadro della tettonica distensiva post-collisionale nell'Appennino settentrionale: nuovi dati dall'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. Studi Geologici Camerti, **1995/1** (Vol. Spec.): 337-347.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1969) - *Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **76**: 1-9.
- 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. (1972) - *Ritrovamento di macroforaminiferi oligocenici nella parte inferiore del Macigno del Chianti in località Farnetella*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 511-521.
- DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione paleogeografica del margine appenninico nella Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 375-383.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) - *La "serie ridotta" nel quadro dell'evoluzione della Toscana meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 181-191.
- DE CASTRO C. & PILOTTI C. (1933) - *I giacimenti di lignite della Toscana*. Mem., Descr. Cart. Geol. D'It., **23**: 216 pp.
- DE MICHELE V. & OSTROMAN A. (1987) - *"Minerali e sviluppo. L'attività estrattiva della Montecatini dal 1888 al 1938"*. Museo Civico Storia Naturale, Milano.
- DEL MORO A., PUXEDDU M., RADICATI DI BROZOLO F. & VILLA M. (1982) - *Rb-Sr and K-Ar ages and temperature of 300° - 400° C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy)*. Contrib. Miner. Petrol., **81**: 340-349.
- DESSAU G., LEONARDELLI A. & VIGHI L. (1975) - *Toscana*. Mem. III. Carta Miner. Italia, vol **XIV**, Serv. geol. It.
- DE STEFANI C. (1876) - *Geologia del Monte Pisano*. Mem. Descr. Cart. Geol. d'It., **3(1)**:
- DE STEFANI C. (1887) - *Lias inferiore ad Arieti dell'Appennino Settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **8**:
- ELTER F.M. (1993) - *Segnalazione di pieghe tipo "sheath" nella Formazione delle Filladi e Quarziti del Torrente Mersino (Colline Metallifere)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 557-561.
- ELTER F. M. & MECCHERI M. (1994) - *Deformazione finita della fase D1 dell'orogenesi alpina in Toscana Meridionale: contributo dell'analisi della Reduction Spot nell'Unità di Monticiano-Roccastrada*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 445-450.
- ELTER F. M. & PANDELI E. (1990) - *Alpine and Ercynian orogenic phases in the basement rocks of the Northern Appennines (Larderello geothermal fields, Southern Tuscany, Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **83/2**: 241-264.
- ELTER F. M. & PANDELI E. (1991) - *Structural features of the metamorphic paleozoic-triassic sequences in deep geothermal drillings in the Mt. Amiata area (SE Tuscany, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 511-522.
- ELTER F. M. & PANDELI E. (1993) - *Alpine tectono-metamorphic framework of the Tuscan Paleozoic*

- (Southern Tuscany, Italy). *Annales Tectonicae*, **7**: 71-84.
- ELTER F. M. & PANDELI E. (1994) – *Caratteri petrografici e strutturali del basamento metamorfico nel sottosuolo dell'area geotermica di Travale-Radicondoli (Toscana Meridionale, Italia)*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1994/1**: 103-112.
- ELTER F. M. & PANDELI E. (1996) – *Structural setting of the Paleozoic crystalline basement of the Northern Apennines (Italy)*. In: Oncken O. & Janssen C. Eds., *Basement Tectonics 11* Kluwer Academic Press: 79-90.
- 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** (1994): 173-193.
- ELTER F. M., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1994) – *Geologia a sud di Massa Marittima (GR): studi preliminari*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1994/1**: 57-64.
- FANELLI M., BELLUCCI L. & NACHIRA F. (1982) - *Manifestazioni idrotermali italiane*. CNR-PFE, SPEG, RF 13, Roma.
- FANUCCI F. (1980) - *Caratteri sedimentologici della serie di copertura delle ofioliti appenniniche ed evoluzione del paleo-oceano ligure*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 151-156.
- FARINACCI A. (1967) - *La serie giurassico-neocomiana di M.Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana*. Geol. Rom., **6**: 421-480.
- FARINACCI A. (1970) - *Età, batimetria, temperatura, sedimentazione e subsidenza nelle serie carbonatiche dell'intrageoanticlinale mesozoica umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It. **89**: 317-332.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 299-309.
- FAZZINI P., MANTOVANI M.P. & PAREA G.C. (1968) – *Ricerche sul Mesozoico della Toscana a sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **7** (2): 129-193.
- FAZZUOLI M. (1974) - *Facies di "Laguna interna" nel Calcare massiccio della Toscana Sud-Orientale*. Boll. Soc. Geol. It. **93**: 369-396 .
- FAZZUOLI M., PANDELI E. & SANDRELLI F. (1997) – *Nuovi dati litostratigrafici sulla Scaglia Toscana (Scisti policromi) dei Monti del Chianti (Appennino Settentrionale)*. Atti Soc. tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **103**(1996): 95-104.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) – *Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems*. Rend. SIMP, **40**: 111-124.
- 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., LAZZAROTTO A., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G. & SANDRELLI F., (in stampa) – *Foglio 295 – Pomarance*. In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Serv. Geol. d'It.
- FORESI L.M., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1997) – *L'Arenaria miocenica di Ponsano (Toscana, Italia): evoluzione paleoambientale e bio-cronostratigrafica*. 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.
- FRANCESCHELLI M. (1980) - *Lineamenti geologico-petrografici delle formazioni metamorfiche pale-*

- ozoiche affioranti nell'area di Boccheggiano (Toscana Meridionale). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., mem., ser. A, **87**: 65-92.
- FRANCESCHINI F. (1994) - "*Larderello plutono-metamorphic core complex*": metamorfismo regionale ercinico di bassa pressione o metamorfismo di contatto plio-quaternario? Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1994/1**: 113-128.
- FRANCESCHINI F. (1995) - *Le scaglie carbonatiche triassiche termometamorfiche del basamento dell'area geotermica toscana: evidenze di esumazione appenninica di porzioni di crosta continentale in facies anfibolitica ad almandino*. In: "*Rapporti Alpi-Appennino e Guide alle Escursioni*" R.Polino & R.Sacchi eds: (1994) Atti Accademia Naz. delle Scienze: 163-276.
- 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 tufi marine del Miocene Inferiore affioranti nell'area di Castelsardo (Sardegna Settentrionale). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Ser. A, **98**, 307-326.
- FUCINI A. (1906) - *Fauna della zona a Pentacrinus tuberculatus Mill. di Gerfalco in Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **25** (3): 613-654.
- 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, 7-9 maggio 1980, Firenze.
- GARDIN S., MARINO M., MONECHI S. & PRINCIPI G. (1994) - *Biostratigraphy and sedimentology of Cretaceous Ligurid flysch: palaeogeographical implication*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 219-235.
- GASPERI G. (1966) - *Rinvenimento di una fauna oligocenica nel macigno del Promontorio di Piombino (Livorno)*. Atti Soc. Sc. Nat. e Mat. di Modena, **97**: 12 pp.
- GASPERI G. (1968) - *Geologia del Promontorio di Piombino (Livorno)*. Mem. Soc. Geol. It., **7**(1): 11-28.
- GELMINI R. (1994) - *Ipotesi sul ruolo della linea tettonica trasversale Follonica-Val Marecchia sull'assetto strutturale della Toscana Marittima*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1994/1**: 201-209.
- GELMINI R. & MANTOVANI M.P. (1967) - *La fauna retica al passaggio <<Cavernoso-massiccio>> nel gruppo di M. Leoni (Grosseto)*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, **98**: 1-16.
- GHELARDONI R., PIERI M. & PIRINI C., (1965) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti)*. Boll., Soc., Geol., It., **84**(6): 297-416.
- GIANELLI G. (1994) - *I livelli dolomitico-anidritici nelle unità quarzítico-filladiche del sottosuolo di Larderello, Travale e Boccheggiano: osservazioni e confronti*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1994/1**: 97-101.
- GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1978) - *Some observation on the age and genesis of the sulphide deposits within the Boccheggiano Group (Southern Tuscany)*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 705-711.
- GIANELLI G. & PUXEDDU M. (1980) - *An attempt at classifying the Tuscan Paleozoic: Geochemical data*. Mem. Soc. Geol. It., **20**(1979): 435-446.
- 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 G., SALVATORINI G.F. & TONGIORGI M. (1963) - *Studio micropaleontologico dei depositi*

- marini neogenici del complesso neoautoctono di Perolla (Massa Marittima - Grosseto)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **70** (1): 153-201.
- GIANNINI E. (1955) - *Geologia del Monti di Campiglia Marittima (Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **74** (2): 219-296.
- GIANNINI E. (1962) - *Geologia del bacino della Fine (Provincia di Pisa e Livorno)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (2): 99-224.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1967) - *Studio geologico di una sezione tra i monti di Campiglia Marittima e la parte centromeridionale dei Monti del Chianti*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., serie A, **74** (1): 78-103.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1972) - *Significato paleotettonico e paleoambientale della Formazione di Lanciana (Toscana marittima) nel quadro dei corrugamenti verificatisi nelle aree di sedimentazione dei complessi liguri nel Cretaceo superiore e all'inizio del Terziario*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, **79**: 176-196.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) - *Lineamenti di stratigrafia e di tettonica*. In: "La Toscana Meridionale". Rend. S.I.M.P., **27** (fasc. sp.): 33-168.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1959) - *Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana marittima*. Boll. Soc. Geol. It., **77**(1958): 147-170.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1962) - *Les fases tectoniques neogenes de l'orogenese alpine dans l'Apennine Septentrionale*. Bull. Soc. Geol. France, **4**: 682-690.
- GIBBS A.D. (1984) - *Structural evolution of extensional basin margins*. J. Geol. Soc. London, **141**: 609-620.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. Science, **235**: 1156-1167.
- 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) - *Jurassik pelagic deposits from Southeasten Tuscany; aspects of sedimentation and new biostratigraphic data*. Ecl. Geol. Helv., **72**: 715-762.
- 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.
- 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.
- LATTANZI P.F. & TANELLI G. (1981) - *Alcune considerazioni sulla genesi dei giacimenti a pirite della Maremma Toscana*". Mem. Soc. Geol. It., **22**:159-164.
- LATTANZI P.F. & TANELLI G. (1985) - *Le mineralizzazioni a pirite, ossidi di fe e Pb-Zn(Ag) della zona di Niccioleta (Grosseto)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petr., **40**: 385-408.
- LATTANZI P.F., RICCOBONO F., SABATINI G. & TANELLI G. (1987) - *Comments on the paper of R. Décho-mets 'Sur l'origine de la pyrite et des skarns du gisement, en contexte evaporitique, de Niccioleta (Toscane, Italie)'*. Mineral. Deposita, **22**: 236-240.
- LAZZAROTTO A. (1966) - *Studio di una microfauna paleocenica nella Formazione di Lanciaila (Pomarrance, Toscana marittima)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser.A, **73**: 376-413.
- LAZZAROTTO A. (1967) - *Geologia della zona compresa fra l'alta Valle del Fiume Cornia ed il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**(2): 151-198.
- LAZZAROTTO A., MARTELLINI F., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SANDRELLI F. (1996) - *La formazione di Lanciaila nelle aree a sud di Micciano e a nord di Montecerboli (Provincia di Pisa)*. Atti Soc.

- Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser.A, **102**(1995): 159-169.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1964) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana marittima. I - Studio geologico e micropaleontologico di tre sezioni fra le Valli di Milia e di Cornia (F° 119, Tavoletta Frassine)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**:1-24.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1965) - *Sulle caratteristiche di alcune strutture tettoniche frequenti nelle formazioni neoautoctone delle Valli dei fiumi Cecina, Cornia e Milia*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5):177-196.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1966) - *Studio geologico e micropaleontologico di una sezione tra Castelnuovo Val di Cecina e M.Gabbri (Prov. Pisa)*. Atti Soc.Tosc. Sc. Nat., Serie A, **83** (2): 330-375.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1978) - *Geologia dell'Alta Val di Cecina*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976): 1365-1487.
- LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1983) - *Studio geologico e morfotettonico dell'area interessata dalla linea Piombino-Faenza*. Vol. Spec. ENEL DCO, Roma (in prep.).
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalveti*. In : *La scienza della Terra nei Comuni di Livorno e di Collesalveti*. Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, **11** (2): 1-85.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & SALVATORINI G. (1964) - *Stratigrafia neogenica toscana: esame geologico e micropaleontologico di alcune sezioni del complesso neoautoctono delle valli di Cornia e di Milia (Province di Pisa e Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4): 401-460.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & SALVATORINI G. (1969) - *Conglomerato di Montebamboli*. "Studi illustrativi della Carta geologica d'Italia", fasc. II: 1-15.
- LIOTTA D. (1990) - *La linea "Arbia - Val Marecchia" nel quadro della geologia dell'Appennino Settentrionale*. Università degli Studi di Siena. Tesi di Dottorato.
- LIOTTA D. (1991) - *The Arbia-Val Marecchia Line, Northern Appennines*. Ecl. Geol. Helv., **84** (2): 413-430.
- LIOTTA D. & SALVATORINI G.F. (1994) - *Evoluzione sedimentaria e tettonica della parte centro-meridionale del Bacino Pliocenico di Radicofani*. Studi Geologici Camerti. Volume Speciale **1994/1**: 65-77.
- LOTTI B. (1893) - *Descrizione geologico mineraria dei dintorni di Massa Marittima in Toscana* Mem. Desc. Carta Geol. D'It., **8**: 171 pp.
- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., **13**: 484pp.
- MACCANTELLI M. (1994a) - *Stratigrafia e giacitura delle formazioni liguri nella Toscana a sud dell'Arno*. Tesi di Dottorato, Univ. Di Siena, Dip. Scienze della Terra. Siena: 159 pp.
- MACCANTELLI M. (1994b) - *Stratigraphy of the ligurian formations in the Montecatini Val di Cecina area (Southern Tuscany)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 211-215.
- MACCANTELLI M. & MAZZEI R. (1994) - *Inquadramento biocronostratigrafico di due unità riferibili alla formazione di Lanciaia affioranti nell'area a nord della bassa Val di Cecina (Toscana occidentale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Ser. A, **100**: 29-43.
- MARINELLI G. (1961) - *Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser.A, **68**, 74-116.
- MARINELLI G. (1985) - *Il magmatismo recente in Toscana e le sue implicazioni minerogenetiche*. Mem. Soc. Geol. It., **25**(1983): 111-124.
- MARINO M. & MONECHI S. (1994) - *Nuovi dati sull'età di alcuni flysch ad elmintoidi cretacei e terziari*

- dell'Appennino Settentrionale*. Memorie di Scienze Geologiche di Padova, **46**: 43-77.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt.Gottero Unit (Internal Ligurid Units Northern Apennines): new data from calcareous nannofossils*. *Ofioliti*, **15** (2): 251-267.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation*. In: A.Farinacci (ed.), *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI R., GANDIN A. & ZANINETTI L. (1989) - *Sedimentology, stratigraphy and micropaleontology of the triassic evaporitic sequence in the subsurface of Boccheggiano and in some outcrops of Southern Tuscany (Italy)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **95** (1): 3-28
- MARTINIS B., PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4**(1) (1962): 649-678.
- MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Prov. Pisa)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **5** (2):105-138.
- MAZZANTI R. (1967) - *Geologia della zona di Monte Verdi M.mo-Canneto (Prov. Pisa)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **73** (2) (1966): 469-490.
- MAZZANTI R. (1984) - *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'arcipelago di Toscana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **102** (1983): 419-556.
- MAZZANTI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1963) - *Geologia dell'area di Montecatini Val di Cecina in Provincia di Pisa*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **82** (2): 1-67.
- MAZZANTI R., PRANZINI E. & TACCINI S. (1980) - *Studi di Geomorfologia costiera: VII - Variazioni della linea di riva dal Pleistocene medio-superiore ad oggi, caratteristiche sedimentologiche e stato delle associazioni vegetali del Litorale di San Vincenzo (Toscana)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**(4): 341-364.
- MAZZANTI R. & SANESI G. (1987) - *Geologia e geomorfologia della bassa Val di Cecina*. In : *Note di Geologia, Paleopedologia e Morfologia del territorio costiero tra Castiglioncello e S.Vincenzo in Provincia di Livorno*. *Quad. Mus. St. Nat. Livorno*, **7**(Suppl.1): 1-27.
- MENEGHINI G. (1950) - *Note sui fossili miocenici di Perolla e di S. Dalmazio*. In : Savi P. & Meneghini G. *Considerazioni sulla Geologia Stratigrafica della Toscana* (appendice a Murchiso R.I. - *Memoria sulla struttura geologica delle Alpi, degli Appennini e dei Carpazi*). Firenze 1850.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **70**(1) (1951): 95-382.
- MERLA G. (1968) - *Scaglia toscana*. Studi illustrativi della C.G.I., Formazioni Geologiche. *Serv. Geol. d'It.*, **1**: 145-150.
- MERLA G. & BORTOLOTTI V. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 113- Castelfiorentino*. Servizio Geol.d'It., pp62.
- MINISTERO LL.PP. - SERVIZIO IDROGRAFICO - *Annali Idrologici*. Istituto Poligrafico dello Stato, Roma, Anni vari, Parti I e II.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1985) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nord-appennino*. 2: *Macigno s.s. e Pseudomacigno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **25**(1983).
- MUTTI E. (1985) - *Turbidite systems and their relations to depositional sequences*. In: G.G. Zuffa - *Provenance of arenites*. D. Reidel Publishing Company: 65-93.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. AGIP, Ist. Geol. Un. Parma: 185-217.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) - *Comparing examples of ancient and modern turbidite systems: Problems and concepts*. In *marine clastic sedimentology*. Graham & Trotman, London.

- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **2**: 161-199.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Turbidite facies and facies associations*. In: Field Trip Guidebook. IX Int. Congress Sedimentology, Nice.
- NOCITI A. R. (1984) - *Analisi sedimentologica e stratigrafica dei Calcari e marne a Rhaetavicula contorta affioranti nell'area compresa tra Prata-Niccioleta-Fontalcinaldo*. Tesi di laurea, Siena.
- NOVARESE V. (1908) - *I terreni miocenici di Val di Bruna (Maremma toscana) ed i loro giacimenti di lignite*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **39**(1-2):
- 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 Coccolith biostratigraphic zonation* (Bukry, 1973; 1975). Marine Micropal., **5**(3): 321-325.
- OLIVERO R. (1963) - *Osservazioni sul giacimento di pirite del Ritorto (Massa Marittima)*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (1): 121-241.
- PANDELI E., BERTINI G. & CASTELLUCCI P. (1991) - *The tectonic wedges complex of the Larderello area (Southern Tuscany, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 621-629.
- PANDELI E., GIANNELLI G., PUXEDDU M. & ELTER F.M. (1994) - *The Paleozoic basement of the Northern Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and alpine hydrothermal process*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 627-654.
- PANDELI E., PUXEDDU M., FRANCESCHELLI M. & MINISSALE A. (1988) - *Lower tertiary age of metasediments in the Larderello geothermal region (Northern Apennines Italy)*. Boll., Soc., Geol., It., **107** (2): 437-444.
- PAREA G. C. (1970) - *Ricerche sulla genesi delle rocce silicee non detritiche*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.
- PASCUCCI V. (1995) - *Evoluzione sedimentologica e paleogeografica dell'area di Monte Soldano, Settore Meridionale del Bacino di Volterra. (Prov. Pisa)*. Soc. Tosc.Sc. Nat., Mem. Ser. A, **101**(1994): 227-240.
- PASSERI L. & PIALLI (1973) - *L'ambiente di sedimentazione dei Calcari a Rhaetavicula contorta dell'Umbria occidentale e del Monte Cetona*. Geol. Rom., **12**: 177-203.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press: 427-554.
- PICCHI F. (1985) - *Late Jurassic-early Cretaceous ophiolite cover, Castellina M., Pise, Italy*. Ofioliti, **10**: 77-80.
- PUXEDDU M., SAUPE' F., DECHOMETTS R., GIANNELLI G. & MOINE B. (1984) - *Geochemistry and stratigraphic correlations. application to the investigation of geothermal and mineral resources of Tuscany, Italy (contribution to the knowledge of the ore deposits of Tuscany II)*. Chem. Geol., **43**: 77-113.
- RAU.A. & TONGIORGI M. (1974) - *Geologia dei Monti Pisani a Sud- Est della Valle del Guappero*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (3): 227-408.
- RAU.A., TONGIORGI M., MARTINI I. P. (1988) - *La successione di Punta Bianca: un esempio di rift "abortivo" nel Trias medio del Dominio Toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **30** (1985): 115-125.
- REGIONE TOSCANA (1991) - *Inventario del patrimonio minerario e mineralogico in Toscana*. A cura di Mascaro I. et alii, Edizioni della Giunta Regionale Toscana.

- REGIONE TOSCANA (1994) - *Parchi culturali in Toscana*. Pontecorboli ed., Firenze.
- RICCERI N. & STEA B. (1992) – *Geophysical presence of a deep-seated “granitic” stock in the Massa Marittima mining district (Grosseto, Southern Tuscany): metallogenetic implications*. In Contributions to the Geology of Italy. Newsletter **5**: 391-400.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - *Sedimentologia parte III. Ambienti sedimentari e facies*. CLUEB, Bologna.
- RICCI LUCCHI F. (1986) – *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **8**: 105-139.
- ROSSETTI F., FACCENNA C., FUNICIELLO R., PASCUCCI V. PETRINI M. & SANDRELLI F. (2001) – *Strike-slip tectonics and pluton emplacement into Colline Metallifere area (Southern Tuscany, Italy): The Gavorrano-Capanne Vecchie Area*. Boll. Soc. Geol. It., **120**: 15-30.
- SAGRI M. (1969a) - *La formazione dell’Antola nel versante tirrenico dell’Appennino settentrionale e nella Toscana a Sud dell’Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 797-833.
- SAGRI M. (1969b) - *Provenienza dei clasti nella Formazione dell’Antola (Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **88(1)**: 51-57.
- SAGRI M. (1973) - *Sedimentazione torbidiica nell’Appennino settentrionale: velocita’ di accumulo, litologia, morfologia del fondo*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 233-272.
- SAGRI M. & MARRI C. (1981) - *Paleobatimetria e ambienti di deposizione delle unita’ torbidiiche Cretaceo-superiori dell’Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21 (1980)**: 231-240.
- SALVATORINI G. (1968) - *I foraminiferi delle Argille a Pycnodonta navicularis (BROCCHI) del Miocene sup. della Toscana M.ma*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **75 (1)**: 259-385.
- SAMMARTINO F. (1985) - *Ritrovamenti preistorici nel territorio di Rosignano M.o. In: La Scienza della Terra nuovo strumento per lettura e pianificazione del territorio di Rosignano Marittimo*. Suppl. n° 1 ai Quad. del Museo di Storia Nat. di Livorno.
- SAVI P. & MENEGHINI G. (1851) - *Considerazioni sulla geologia della Toscana*. In: Murchison R.I.: *Memoria sulla struttura geologica delle Alpi, degli Appennini e dei Carpazi*. Stamperia Granducale Firenze.
- SIGNORINI R. (1950) - *Visione odierna della Geologia toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **68**: 81-90.
- SIGNORINI R. (1964) - *Sguardo d’insieme alla geologia della Toscana a Sud dell’Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **4(1)(1962)**: 413-431.
- SIGNORINI R. (1967) – *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia- Foglio 120 Siena*. Servizio Geologico d’Italia: 42pp.
- SIGNORINI R. (1969) - *Strutture ed anomalie della Serie toscana al limite settentrionale della Provincia di Grosseto*. Boll. Serv. Geol. It., **89 (1968)**: 93-135.
- SIGNORINI R., CENTAMORE E. & CONATO V. (1963) – *La formazione di Lanciaia nella val di Cecina*. Boll., Soc., Geol., It., **84**: 83-100.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw, **56(1)**: 37-65.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleont. Strat., **99**: 371-414.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E. & SPROVIERI M. (1996) - *High resolution chronology for late Miocene Mediterranean stratigraphic events*. Riv. It. Paleont. Strat., **102**: 77-104.
- TANELLI G. & LATTANZI P.F. (1986) - *Metallogeny and mineral exploration in Tuscany: state of the art*.

Mem. Soc. Geol. Ital., **31**: 299-304.

- TAVANI G. (1954) - *Fossili del macigno di Calafuria (Livorno)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **61**: 16-25.
- THORNTHWAITTE C.W. & MATHER J.R. (1957) - *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Thornthwaite Associates, Laboratory of Climatology, Centerton, N. J.
- TONGIORGI M. (1957) - *Evoluzione della rete idrografica degli alti bacini della Bruna e della Pecora nei dintorni di Massa Marittima*. Boll. Soc. Geol. It., **76**: 171-183.
- TONGIORGI M. (1963) - *Stratigrafia neogenica toscana: la questione dell'arenaria di Perolla (Massa Marittima-Grosseto)*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2): 475-503.
- TONINI D. (1983) - *Elementi di idrografia ed idrologia*. Voll. I e II, Ed. Libreria Cortina, Padova.
- TREVISAN L. (1951) - *Sul complesso sedimentario del Miocene sup. e del Pliocene della Val di Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma*. Boll. Soc. Geol. It., **70**(1): 65-78.
- TREVISAN L. (1955) - *Il Trias dell Toscana e il problema del Verrucano triassico*. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser.A, **62**(1): 1-30.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1992) - *Correlazione sinottica della unità stratigrafiche nell'Appennino Settentrionale*. Studi Geologici Camerti, **1992/2** (Vol. Spec.), CROP 1-1A: 171-185.
- VALDUGA A. (1960) - *Note al rilevamento geologico del dintorni di Gerfalco e di Travale*. Boll. Soc. Geol. It., **79**(2): 141-182.
- VIGHI L. (1959) - *Sulla serie triassica Cavernoso-Verrucano presso Capalbio (Orbetello-Toscana) e sulla brecciatura tettonica delle serie evaporitiche "rocce madri" del Cavernoso*. Boll. Soc. Geol. It. **77**.
- VIGHI L. (1966) - *Descrizione di alcuni sondaggi che hanno attraversato lenti anidritico-dolomitiche intercalate alle filladi triassiche (Verrucano) dei dintorni di Massa Marittima (Grosseto-Toscana)*. Atti del symposium sul verrucano, Pisa, settembre 1965.
- WERNICKE B. & BURCHFIEL B.C. (1982) - *Modes of extensional tectonics*. Journal of Structural Geology, **4**(2): 105-115.
- WALKER R.G. (1978) - *Facies models. Turbidites and associated coarse clastic deposits*. Geoscience, **3**.

APPENDICE

Elenco dei microfossili citati nel testo della stratigrafia del Neogene e relativi Autori.

Foraminiferi bentonici e planctonici

- Ammonia beccarii* (LINNEO)
Ammonia beccarii beccarii (LINNEO)
Ammonia beccarii tepida CUSHMAN
Amphistegina gibbosa D'ORBIGNY
Anomalinoides helycinus (COSTA)
Anomalinoides ornatus (COSTA)
Asterigerinata mamilla (WILLIAMSON)
Asterigerinata planorbis (D'ORBIGNY)
Astrononion stelligerum (D'ORBIGNY)
Aubignyna perlucida (HERON-ALLEN e EARLAND)
Baggina gibba CUSHMAN e TODD
Bigenerina nodosaria D'ORBIGNY
Bolivina aenariensis (COSTA)
Bolivina alata SEGUENZA
Bolivina apenninica BARBIERI e MOSNA
Bolivina dentellata TAVANI
Bolivina dilatata REUSS
Bolivina italica CUSHMAN
Bolivina leonardii ACCORDI e SELMI
Bolivina placentina ZANMATTI
Bolivina punctata D'ORBIGNY
Buccella frigida granulata (DI NAPOLI)
Buliminella gr. *aldrovandii* CONATO
Bulimina costata D'ORBIGNY
Bulimina echinata D'ORBIGNY
Bulimina minima TEDESCHI e ZANMATTI
Bulimina subulata CUSHMAN e PARKER
Cancris auriculus (FICHTEL e MOLL)
Cassidulina neocarinata THALMANN
Cassidulinita prima SUZIN
Cibicides floridanus (CUSHMAN)
Cibicides lobatulus (WALKER e JACOB)
Cibicides ungerianus (D'ORBIGNY)
Cibicidoides pseudoungerianus (CUSHMAN)

Coryphostoma perforata (DI NAPOLI)
Cribrorhynchium decipiens (COSTA)
Cribrorhynchium articulatum (D'ORBIGNY)
Cribrorhynchium punctatum (D'ORBIGNY)
Dimorphina tuberosa D'ORBIGNY
Dorothia gibbosa (D'ORBIGNY)
Elphidium complanatum (D'ORBIGNY)
Elphidium crispum LINNEO
Elphidium macellum (FICHTEL E MOLL)
Florilus boueanus (D'ORBIGNY)
Fursenkoina schreibersiana (CZIZEK)
Globigerina apertura CUSHMAN
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina decoraperta TAKAYANAGI e SAITO
Globigerina falconensis BLOW
Globigerina multiloba ROMEO
Globigerina nepenthes TODD
Globigerina quinqueloba NATLAND
Globigerinoides elongatus (D'ORBIGNY)
Globigerinoides extremus BOLLI e BERMUDEZ
Globigerinoides quadrilobatus (D'ORBIGNY)
Globobulimina affinis (D'ORBIGNY)
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Globorotalia bononiensis DONDI
Globorotalia margaritae BOLLI e BERMUDEZ
Globorotalia planispira (BRONNIMAN e RESIG)
Globorotalia puncticulata (DESHAYES)
Gyroldina soldanii (D'ORBIGNY)
Gyroldinoides umbonatus (SILVESTRI)
Hanzawaia boueana (D'ORBIGNY)
Hastigerina siphonifera (D'ORBIGNY)
Heterolepa bellincionii (GIANNINI E TAVANI)
Karriella bradyi (CUSHMAN)
Lenticulina calcar (LINNEO)
Lenticulina cultrata (DE MONTFORT)
Marginulina costata (BATSCH)
Martinottiella communis (D'ORBIGNY)
Melonis soldanii (D'ORBIGNY)
Miliammina fusca (BRADY)
Neoconorbina terquemi (VAN BELLEN)

Neogloboquadrina acostaensis (BLOW)
Neoponides schreibersii (D'ORBIGNY)
Orbulina suturalis BRONNIMAN
Orbulina universa D'ORBIGNY
Oridorsalis stellatus (SILVESTRI)
Orthomorpha tenuicostata (COSTA)
Planorbulina mediterraneensis D'ORBIGNY
Planulina ariminensis D'ORBIGNY
Protelphidium granosum (D'ORBIGNY)
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY)
Rectuvigerina siphogenerinoides (LIPPARINI)
Reussella laevigata (HAQUE)
Reussella spinulosa (REUSS)
Rosalina globularis D'ORBIGNY
Siphonina planoconvexa (SILVESTRI)
Siphonina reticulata (CZIZEK)
Sphaerodinellopsis seminulina seminulina (SCHWAGER)
Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY
Spiroplectammia wrighti (SILVESTRI)
Textularia aciculata D'ORBIGNY
Textularia AFF. *jugosa* BRADY
Textularia soldanii FORNASINI
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Uvigerina rutila CUSHMAN e TODD
Vaginulina margaritifera (BATSCH)
Valvulineria bradyana (FORNASINI)
Valvulineria complanata (D'ORBIGNY)

Nannoplancton calcareo

Amaurolithus amplificus (BURKRY e PERCIVAL, 1971) GARTNER e BUKRY (1975)
Amaurolithus delicatus GARTNER e BUKRY (1975)
Amaurolithus ninae PERCH-NIELSEN (1977)
Calcidiscus leptoporus (MURRAY e BLACKMAN, 1898) LOEBLICH e TAPPAN (1978)
Calcidiscus macintyreii (BUKRY e BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH e TAPPAN (1978)
Coccolithus pelagicus (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930)
Crenalithus doronicoides (BLACK e BARNES, 1961) ROTH (1973)
Discoaster asymmetricus GARTNER (1969)
Discoaster brouweri TAN (1927) emend. BRAMLETTE e RIEDEL (1954)
Discoaster mendomobensis WISE (1973)
Discoaster pentaradiatus TAN (1927) emend. BRAMLETTE e RIEDEL (1954)

- Discoaster surculus* MARTINI e BRAMLETTE (1963)
Discoaster tamalis KAMPTNER (1967)
Discoaster variabilis MARTINI e BRAMLETTE (1963)
Helicosphaera carteri (WALLICH, 1877) KAMPTNER (1954)
Helicosphaera sellii BUKRY e BRAMLETTE (1969)
Pontosphaera japonica (TAKAYAMA, 1967) NISHIDA (1971)
Pseudoemiliana lacunosa (KAMPTNER, 1963) GARTNER (1969)
Reticulofenestra pseudoumbilica (GARTNER, 1967) GARTNER (1969)
Rhabdosphaera procera MARTINI (1969)
Scyphosphaera pulcherrima DEFLANDRE (1942)
Sphenolithus abies DEFLANDRE (1954)
Sphenolithus neoabies BUKRY e BRAMLETTE (1969)
Syracosphaera histrica KAMPTNER (1941)
Umblicosphaera sibogae (WEBER-VAN BOSSE, 1901) GAARDER (1970)

Ostracodi

- Aurila albicans* (RUGGIERI)
Aurila cicatricosa (REUSS)
Aurila convexa (BAIRD)
Aurila philippi (REUSS)
Aurila tenuipunctata BASSIOUNI
Bullocypris robusta DEVOTO
Callistocythere antoniettae RUGGIERI
Callistocythere aff. *antoniettae* RUGGIERI
Candona aff. *labiata* ZALANYI
Candona neglecta SARS
Candona cf. *ossoinae milovanovici* KRSTIC
Cyprideis belfortensis MOLINARI e GREKOFF
Cytheretta semiornata EGGER
Cytheridea neapolitana KOLLMANN
Loxoconcha elliptica BRADY
Loxoconcha mulleri (MEHES)
Miocyprideis italiana MOOS
Paracytheridea triquetra (REUSS)
Ruggieria tetraptera (SEGUENZA)
Xestoleberis communis MULLER

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

PROGETTO
CARG