



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 295

POMARANCE

A cura di:

**A. Lazzarotto (Coord.)*, F. Sandrelli (Dir.)*, L.M. Foresi*,
R. Mazzei*, G. Salvatorini*, G. Cornamusini* e V. Pascucci***

Con contributi di:

P.Barazzuoli*, P.D. Burgassi**, M. Mellini*,
R. Mazzanti****, M. Salleolini***

Hanno inoltre collaborato per:

la paleontologia del Neogene: **A. Bossio****

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

la petrografia del sedimentario: **A. Gandin***

la tettonica: **F.M. Elter*** e D. Liotta******

la stratigrafia del Neogene: **A. Costantini*, P. Ghetti*, R. Mazzanti****, G. Testa***

la stratigrafia del pre-Neogene: **A. Costantini*, F. Martellini***

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena;

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

*** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Genova;

**** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Bari;

***** C.N.R. Centro di studio per la Geologia strutt. e dinamica dell'Appennino;

***** E.N.E.L. S.p.A. P.D.G./U.P.

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. Coccolo, **U. Crescenti**, **L. Del Sordo**, **M. Grasso**, **P. Manetti**,
G. Mariotti, **G. Pasquarè**, **R. Pignone**, **R. Polino**, **A. Praturlon**,
M. Santantonio, **F. Trincardi**.

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico 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.	7
II	- CENNI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE PRECEDENTI.....»		11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....»		15
IV	- STRATIGRAFIA		21
1.	- BASAMENTO METAMORFICO		21
1.1.	- Unità degli Gneiss		22
2.	- DOMINIO TOSCANO		23
2.1.	- UNITÀ DI MONTICIANO-ROCCASTRADA.....»		23
2.1.1.	- <i>Complesso dei Micascisti (UMR₁)</i>		23
2.1.2.	- <i>Complesso delle Filladi (UMR₂)</i>		23
2.1.3.	- <i>Gruppo del Verrucano (UMR₃)</i>		24
2.1.4.	- <i>Formazione di Civitella M.ma (CVM)</i>»		25
2.2.	- UNITÀ DELLA FALDA TOSCANA.....»		25
2.2.1.	- <i>Formazione anidritica di Burano - Calcarea cavernoso (BUR)</i>»		26
2.2.2.	- <i>Diaspri (DSD)</i>		26
2.2.3.	- <i>Formazione di Brolio (BRL)</i>»		27
2.2.4.	- <i>Macigno (MAC)</i>»		28
3.	- DOMINIO SUBLIGURE.....»		28
3.1.	- UNITÀ DELLE ARGILLE E CALCARI		28
3.1.1.	- <i>Formazione di Canetolo (ACC)</i>		28
4.	- DOMINIO LIGURE		29
4.1.	- UNITÀ DI MONTEVERDI MARITTIMO-LANCIAIA		30
4.1.1.	- <i>Argilliti e calcari di Poggio Rocchino (RCH)</i>		30
4.1.2.	- <i>Formazione di Monteverdi Marittimo (MTV)</i>		31
4.1.3.	- <i>Complesso ofiolitifero di Montecastelli</i>»		32
4.1.4.	- <i>Formazione di Lanciaia (CAA)</i>		32
4.2.	- UNITÀ OFIOLITIFERA DI MONTAIONE.....»		37
4.2.1.	- <i>Complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli</i>		37

4.2.2.	- <i>Formazione di Montaione (MIO)</i>	37
4.3.	- UNITÀ OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI	39
4.3.1.	- <i>Complesso ofiolitifero del Monte di Canneto</i>	39
4.3.2.	- <i>Serpentiniti (Σ)</i>	39
4.3.3.	- <i>Gabbri (Γ)</i>	40
4.3.4.	- <i>Basalti (β)</i>	41
4.3.5.	- <i>Diaspri (DSD)</i>	42
4.3.6.	- <i>Calcare a Calpionelle (CCL)</i>	42
4.3.7.	- <i>Argille a palombini (APA)</i>	43
4.3.8.	- <i>Arenaria di Montecatini (AMO)</i>	44
5.	- SUCCESIONE NEOGENICA DEL VERSANTE TIRRENICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE	45
5.1.	- FORMAZIONI MIOCENICHE	47
5.1.1.	- <i>Arenaria di Ponsano (APN)</i>	47
5.1.2.	- <i>Conglomerati di Castello di Luppiano (LUP)</i>	48
5.1.3.	- <i>Formazione del T. Sellate (SLE)</i>	50
5.1.4.	- <i>Argille del T. Fosci (FOS)</i>	53
5.1.5.	- <i>Formazione del T. Raquese (RAQ)</i>	54
5.1.6.	- <i>Calcare di Rosignano (ROS)</i>	57
5.1.7.	- <i>Argille e gessi del F. Era Morta (EMO)</i>	59
5.1.8.	- <i>Conglomerati di Uignano (ULI)</i>	61
5.1.9.	- <i>Formazione di Podernuovo (PDN)</i>	61
5.1.10.	- <i>Conglomerati di Montebamboli (BAM)</i>	62
5.2.	- FORMAZIONI PLIOCENICHE	63
5.2.1.	- <i>Conglomerati di Bosco delle Volpaie (VOP)</i>	63
5.2.2.	- <i>Conglomerati di Gambassi Terme (GAM)</i>	63
5.2.3.	- <i>Calcareniti di S. Mariano (CMA)</i>	64
5.2.4.	- <i>Sabbie di S. Vivaldo (SVV)</i>	65
5.2.5.	- <i>Formazione di Serrazzano (SRZ)</i>	65
5.2.6.	- <i>Argille azzurre (FAA)</i>	66
5.2.7.	- <i>Formazione di S. Dalmazio (SDA)</i>	69
5.2.8.	- <i>Formazione di Villamagna (VLM)</i>	71
5.2.9.	- <i>Calcari di Volterra (VTR)</i>	72
5.2.10.	- <i>Formazione di Chiusdino (CHD)</i>	72
5.3.	- EVOLUZIONE DELLA SEDIMENTAZIONE DURANTE IL NEOGENE	74

6.	- FORMAZIONI MAGMATICHE E METAMORFITI DI CONTATTO.....»	79
6.1.	- LAMPROITE DI MONTECATINI (δ).....»	79
6.2.	- TERMANTITE (TMN).....»	80
7.	- DEPOSITI CONTINENTALI RECENTI E ATTUALI.....»	81
7.1.	- DEPOSITI TERRAZZATI (b_n).....»	81
7.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI (b).....»	81
7.3.	- DEPOSITI ELUVIO-COLLUVIALI (b₂).....»	82
7.4.	- DETRITI DI VERSANTE (a).....»	82
V	- TETTONICA»	83
1.	- INTRODUZIONE.....»	83
2.	- LA TETTONICA DISTENSIVA POST-COLLISIONALE.....»	84
2.1.	- LA TETTONICA FRAGILE NEOGENICO-QUATERNARIA.....»	84
2.1.1.	- <i>Faglie a direzione N130</i>»	85
2.1.2.	- <i>Faglie a direzione N170</i>»	87
2.1.3.	- <i>Faglie a direzione antiappenninica (N50)</i>»	89
2.2.	- LA TETTONICA DISTENSIVA DEL PLIOCENE.....»	90
2.3.	- LA TETTONICA DISTENSIVA DEL MIOCENE SUPERIORE.....»	91
2.4.	- LA TETTONICA DISTENSIVA DEL MIOCENE INFERIORE E MEDIO: LA “SERIE RIDOTTA”.....»	92
2.5.	- CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA DISTENSIVA.....»	94
3.	- LA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SINCOLLISIONALE.....»	96
3.1	- UNITÀ LIGURI.....»	97
3.1.1.	- <i>Unità ofiolitifera delle Argille a palombini</i>»	97
3.1.2.	- <i>Unità ofiolitifera di Montaione</i>»	97
3.1.3.	- <i>Unità di Monteverdi M.mo - Lanciaia</i>»	98
3.2.	- UNITÀ SUBLIGURI.....»	98
3.2.1.	- <i>Unità delle Argille e calcari</i>»	98
3.3.	- UNITÀ TOSCANE.....»	98
3.3.1.	- <i>Unità della Falda toscana</i>»	98
3.3.2.	- <i>Unità di Monticiano-Roccastrada</i>»	98
3.3.2.1.	- Gruppo del Verrucano.....»	99

3.3.2.2.	- Complesso delle Filladi.....»	99
3.3.2.3.	- Complesso dei Micascisti.....»	100
3.4.	- UNITÀ DEGLI GNEISS.....»	101
4.	- CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SIN-COLLISIONALE.....»	101
5.	- LA TETTONICA DISTENSIVA MESOZOICA DEL DOMINIO LIGURE.....»	103
VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA.....»	107
1.	- NOTE DI GEOMORFOLOGIA.....»	107
2.	- ASPETTI IDROLOGICI E IDROGEOLOGICI DEL FOGLIO POMARANCE.....»	112
3.	- RISORSE MINERARIE.....»	119
4.	- L'ALABASTRO: TIPOLOGIE NEL FOGLIO POMARANCE.....»	123
5.	- GEOTERMIA: UNA RISORSA DELL'AREA DI LARDERELLO NELLA STORIA.....»	125
	BIBLIOGRAFIA.....»	129

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 295-Pomarance riguarda un'area della Toscana Meridionale in gran parte di pertinenza della provincia di Pisa e, subordinatamente, di quelle di Siena e di Livorno (fig. 1).

Il paesaggio di questo territorio è tipicamente collinare, con rilievi che raramente superano i 500 metri sul livello del mare; le quote più elevate si rinvencono nella zona di Castelnuovo Val di Cecina (870 m dei Monti di Castelnuovo), nel settore sud-orientale. Il reticolo di drenaggio superficiale è principalmente costituito dal F.Cecina e dai suoi affluenti; tra questi ultimi, i più importanti sono i torrenti Sterza, Fosci, Possera, Trossa e Pavone.

Nell'area del foglio affiorano prevalentemente sedimenti mio-pliocenici del Neautoctono toscano e formazioni appartenenti alle unità liguri; i primi dominano nella parte settentrionale dell'area, le seconde in quella sud-occidentale. Formazioni riferibili al Dominio toscano sono presenti in limitati affioramenti della zona di Castelnuovo V.C..

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 1992-96; per base topografica sono stati utilizzati l'ingrandimento delle tavolette (scala 1:25.000) dell'I.G.M., l'Ortofotocarta della Regione Toscana e le carte aereofotogrammetriche dell'ENEL. La scelta di questa scala ha consentito di operare con dettaglio in un'area con-

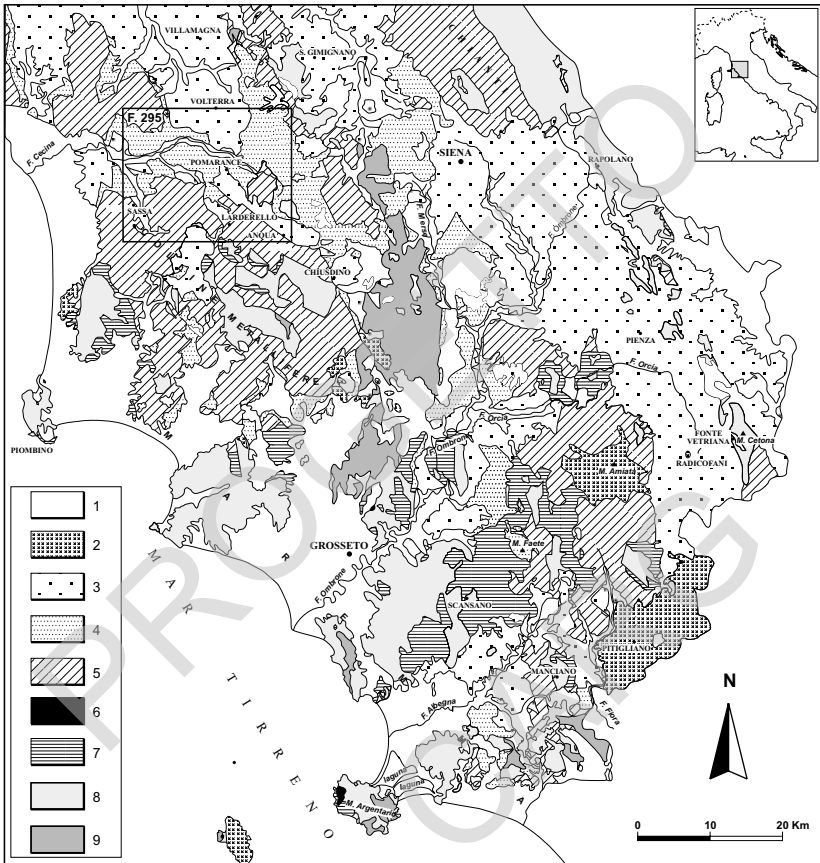


Fig. 1 - Inquadramento dell'area studiata: 1) depositi del Pleistocene-Olocene; 2) Formazioni magmatiche; 3) Formazioni plioceniche; 4) Formazioni mioceniche; 5) Formazioni liguri; 6) Formazioni liguri metamorfiche; 7) Formazioni subliguri; 8) Formazioni toscane non metamorfiche; 9) Formazioni toscane metamorfiche.

traddistinta da un contesto stratigrafico-strutturale particolarmente complesso. Nei rilevamenti si sono potute così effettuare distinzioni litostratigrafiche a livello di formazione, di membro e, in alcuni casi, di lingua e di lente; alcune formazioni sono suddivise in litofacies. La riduzione alla scala 1:50.000 ha comportato alcune semplificazioni; queste sono state introdotte in modo da conservare ragionevolmente il dettaglio raggiunto senza che ne soffrisse la leggibilità dellacarta.

L'area relativa al F° 295 è ubicata al margine settentrionale delle Colline Metal-

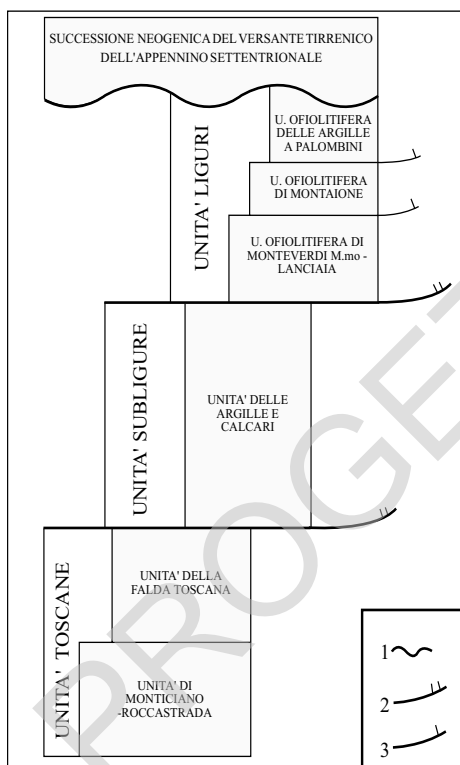


Fig. 2 - Schema dei rapporti stratigrafico-strutturali delle unità tettoniche presenti nel foglio: 1) contatto stratigrafico erosivo; 2) sovrascorrimento primario; 3) sovrascorrimento secondario.

liferi e rappresenta un tratto della catena (il Paleoappennino) che si è corrugata nell'Oligocene. 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 che sono state disposte seguendo l'ordine di sovrapposizione geometrica che hanno sul terreno (fig. 2); quelle, invece, interessate solo da deformazioni riferibili alle fasi post-collisionali sono state descritte sulla base dell'ordine di sovrapposizione stratigrafica.

Conformemente alla letteratura corrente, abbiamo indicato con il termine di Unità tettoniche insiemi di formazioni delimitati a letto e a tetto da superfici di sovrascorrimento (*thrust faults*); l'assetto va da uno stato caotico ad uno con strutturazione tale da rendere

possibile una ricostruzione stratigrafica all'interno delle singole unità tettoniche. Sono state individuate unità di rango superiore, rappresentative di interi domini paleogeografici, e unità di rango inferiore, rappresentative di zone paleogeografiche, con successioni almeno in parte coincidenti. Un esempio significativo di questo secondo gruppo è costituito dalle unità liguri che compaiono nell'area del foglio; queste sono in genere rappresentate da formazioni con i caratteri sedimentari di flysch che poggiano in discordanza, su complessi di base comprendenti masse disarticolate di ofioliti con associate porzioni della loro originaria copertura sedimentaria. Frequentemente i contatti fra flysch e complessi di base, origi-

nariamente stratigrafici, sono stati rimossi sia a seguito delle traslazioni dovute a processi compressivi che a seguito del forte assottigliamento in distensione che ha portato all'elisione di significative porzioni dell'impilamento orogenico ("serie ridotta" Auct.; si veda capitolo 2.4). Per questo motivo l'interpretazione di alcuni contatti è problematica, tanto da rendere preferibile la loro rappresentazione come "contatti tettonici generici". Simili considerazioni possono essere fatte anche per i contatti fra le formazioni dei Complessi ofiolitiferi anch'essi interessati prima da tettonica compressiva e successivamente da tettonica distensiva.

* * *

Le unità litostratigrafiche del Foglio 295 - Pomarance sono presentate solo in parte per la prima volta; in genere si tratta di unità istituite in tempi diversi seguendo modalità spesso differenti. Nel foglio compaiono:

a) unità litostratigrafiche formalizzate negli anni 1968-71 nell'ambito degli "Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia - Formazioni geologiche" 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 di nuova istituzione.

Le Unità sedimentarie e metamorfiche sono distinte 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 litofacies e gli olistostromi sono distinti aggiungendo lettere minuscole al pedice della sigla della formazione. I depositi superficiali quaternari sono identificati tramite una o due lettere minuscole. I prodotti magmatici sono infine contrassegnati da lettere greche.

II - CENNI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE PRECEDENTI

L'area della Toscana Meridionale relativa al F° 295 - Pomarance (scala 1:50.000) ricade nei fogli (scala 1:100.000) 112-Volterra, 113-Castelfiorentino, 119-Massa Marittima e 120-Siena della Carta Geologica d'Italia. Le Note Illustrative della 2ª edizione dei suddetti fogli, curate rispettivamente da DALLAN *et alii* (1969), MERLA & BORTOLOTTI (1967), BRANDI *et alii* (1968) e SIGNORINI (1967), oltre a presentarci una visione per il tempo innovativa della geologia di questo settore della Toscana Meridionale, coerente con le recenti idee faldiste relative all'Appennino Settentrionale, ci forniscono anche un quadro sintetico, ma complessivamente esauriente, dei più significativi lavori geologici ivi condotti fino alla fine degli anni '60. Fu proprio sotto l'impulso dei lavori effettuati per la realizzazione della 2ª edizione della Carta Geologica d'Italia che si ebbe un ampio sviluppo, non solo di rilevamenti di campagna di dettaglio, ma anche di ricerche collaterali, biostratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche, che contribuirono sia ad una migliore conoscenza geologica delle aree studiate sia, soprattutto, ad una modernizzazione delle metodologie di ricerca nelle scienze geologiche in generale.

In questo periodo furono condotti importanti lavori di biostratigrafia sulle unità liguri e subliguri fino ad allora indicate con il nome complessivo di "Argille scagliose" (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1964; GIANNELLI *et alii*, 1965; LAZZAROTTO

& MAZZANTI, 1966; LAZZAROTTO, 1966, CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1967; CERRINA FERONI *et alii*, 1968).

Sempre agli anni '60 risalgono i primi importanti studi sulla stratigrafia e sull'assetto tettonico delle formazioni neoautoctone (GIANNINI & TONGIORGI, 1959, 1962; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1965); in tale contesto veniva pienamente confermato il quadro deformativo delle formazioni neogeniche della Val di Cecina delineato da TREVISAN (1952), 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.

A partire dalla fine degli anni '60 fino ad oggi è stato dato un nuovo impulso alle ricerche geologiche nell'area del Foglio 295-Pomarance e in quelle adiacenti; tali ricerche sono state mirate soprattutto alla soluzione di problemi stratigrafici e strutturali delle unità liguri e delle formazioni neogeniche. Un sensibile contributo per le prime è derivato dall'utilizzo del Nannoplancton calcareo e dei Radiolari in campo biostratigrafico; tra l'altro questi gruppi di organismi hanno consentito una risoluzione stratigrafica anche in quei litotipi "classicamente" poveri sia di macrofossili sia di Foraminiferi. In particolare, vari studi eseguiti negli anni '80 sui Radiolari hanno permesso di datare 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 quelli condotti negli anni '90 sui nannofossili calcarei è stata precisata l'età dei flysch cretacei e terziari (MARINO & MONECHI, 1994; MACCANTELLI, 1994a; 1994b; MACCANTELLI & MAZZEI, 1994; LAZZAROTTO *et alii*, 1995; ecc.).

Relativamente alle ricerche sul Neoautoctono toscano si mette in evidenza il sensibile sviluppo degli studi bio-cronostratigrafici e paleoambientali condotti principalmente sui Foraminiferi, nannofossili calcarei e Ostracodi, il quale ha portato a risultati altamente significativi. Per una rassegna delle numerose note prodotte da ricercatori delle Università di Pisa e Siena sull'argomento rimandiamo al lavoro di sintesi di BOSSIO *et alii* (1993), che tiene conto delle pubblicazioni uscite fino al 1992. Per quelle successive ricordiamo, tra gli altri: BOSSIO *et alii* (1996c), su una sezione che attraversa i bacini di Volterra e della Val d'Elsa; BOSSIO *et alii* (1994a, 1996a), sulla successione neogenica del settore orientale del Bacino di Volterra (con carta geologica dell'area Spicchiaiola-Pignano di CERRI & SANDRELLI, 1994); BOSSIO *et alii* (1997), sulle unità deposizionali della successione miocenica dell'area Spicchiaiola-Pomarance (settore meridionale del Bacino di Volterra); BOSSIO *et alii* (1998), sulle unità deposizionali del Neoautoctono in Toscana.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale dell'area in esame citiamo le memorie corredate di carta geologica alla scala 1:25.000 di: MAZZANTI *et alii* (1963), per il settore nord-occidentale del foglio; MAZZANTI (1966), per quello centrale; LAZZA-

ROTTO (1967), per quello meridionale; LAZZAROTTO & MAZZANTI (1978), per quello orientale; MAZZANTI (1967) e COSTANTINI *et alii* (1995) per quello sud-occidentale. Oltre a queste memorie merita ricordare anche tutta una serie di lavori recenti relativi all'assetto strutturale e all'evoluzione tettonica delle Colline Metallifere con particolare riferimento alle fasi post-collisionali dell'orogenesi appenninica. I risultati di questi lavori sono basati su una mole immensa di dati derivati da prospezioni geofisiche e sondaggi eseguiti dall'ENEL, società che gestisce la produzione di energia elettrica legata alle forze endogene del sottosuolo della "Regione Boracifera di Larderello". Citiamo in proposito: BATINI *et alii* (1983); BERTINI *et alii* (1991); ELTER & PANDELI (1990); GIANELLI (1992); BERNINI *et alii* (1990); BOCCALETTI *et alii* (1992); BONINI *et alii* (1994) CAMELI *et alii* (1993); CARMIGNANI *et alii* (1994); BALDI *et alii* (1994); ELTER & PANDELI (1994); FRANCESCHINI (1994); BERTINI *et alii* (1994a,b); GIANELLI (1994); CARMIGNANI *et alii* (1995a, 1995b); BOCCALETTI *et alii* (1995a,b); BOSSIO *et alii* (1996c); DALLMEYER *et alii* (1995); FRANCESCHINI (1995); etc.

Altri lavori che riguardano aspetti geologici più specifici dell'area relativa al Foglio 295-Pomarance saranno citati nei diversi capitoli di questa nota illustrativa.

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'area del F° 295-Pomarance cade nella parte settentrionale delle Colline Metallifere, un vasto settore della Toscana Meridionale ben conosciuto, fin dall'antichità, per i suoi giacimenti minerali e, più recentemente, per i fluidi endogeni, utilizzati quasi esclusivamente per la produzione di energia elettrica ("Regione Boracifera di Larderello").

Le Colline Metallifere costituiscono un tratto del Paleoappennino, una catena generatasi nell'Oligocene per effetto della collisione fra il Margine europeo e la Microplacca Adria ed entrata in regime di collasso postcollisionale a partire dalla fine del Miocene inferiore. In queste colline sono riconoscibili gli effetti di deformazioni verificatesi in momenti diversi a partire dalla fine del Cretacico Inferiore, ed in ambienti paleogeografici differenti, con polarità orogenetica verso l'avampaese adriatico.

I movimenti che si sono realizzati durante gli eventi pre- e sincollisionali hanno contribuito alla costruzione di un edificio a falde nel quale, al di sopra dell'Unità della Falda Toscana, sono sovrapposte ben cinque unità alloctone di cui quattro superiori derivate dal Dominio ligure ed una inferiore dal Dominio subligure (COSTANTINI *et alii*, 1995). Il corrugamento di queste unità si è verificato, procedendo dal Bacino Ligure verso l'avampaese adriatico, dal Cretacico Superiore all'Eocene Superiore fino a quando, cioè, si è realizzata la completa chiusura del Bacino Ligure. Gli eventi deformativi che cadono in questo intervallo di tempo

sono ricordati in letteratura 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 fortemente subsidenti, detti di avanfossa, 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 subisce 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, 1998). Gli eventi deformativi che coincidono con la fase collisionale vengono indicati anche con il nome di “fasi appenniniche”.

La strutturazione della Catena appenninica in Toscana si verifica nell’intervallo Oligocene inferiore - Miocene inferiore. Durante tale evento 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:

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

Di queste unità solo quelle liguri compaiono con ampi affioramenti nell’area del F° 295-Pomarance, mentre le altre 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 (ELTER & PANDELI, 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 defor-

mativi 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 verificato un assottigliamento della crosta superiore che si è sviluppato 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 e 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 NO-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%.

Per la 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). Solo supposti o scarsamente documentati sono invece al momento gli effetti della ciclicità eustatica sulla sedimentazione anche perché spesso tali effetti risultano mascherati dall’attività tettonica.

BOSSIO *et alii* (1998), sulla base delle analisi di facies e della identificazione delle discontinuità (o inconformità) di carattere regionale, hanno suddiviso la successione sedimentaria neogenico-quadernaria della Toscana Meridionale in otto unità stratigrafico-deposizionali⁽¹⁾ relative all’intervallo Tortoniano superiore - Pleistocene inferiore (fig. 3). A queste si aggiungono una o più unità deposizionali rappresentate dalle cosiddette formazioni epiliguri, relative all’intervallo Burdigaliano superiore - Tortoniano inferiore. Nell’area del F° 295 - Pomarance la nona unità è rappresentata dall’Arenaria di Ponsano di età compresa fra il Ser-

⁽¹⁾ Per unità stratigrafico-deposizionale gli Autori intendono, seguendo le indicazioni di WALKER (1992), una successione di strati delimitati alla base e al tetto da discordanze e dalle loro correlative concordanze.

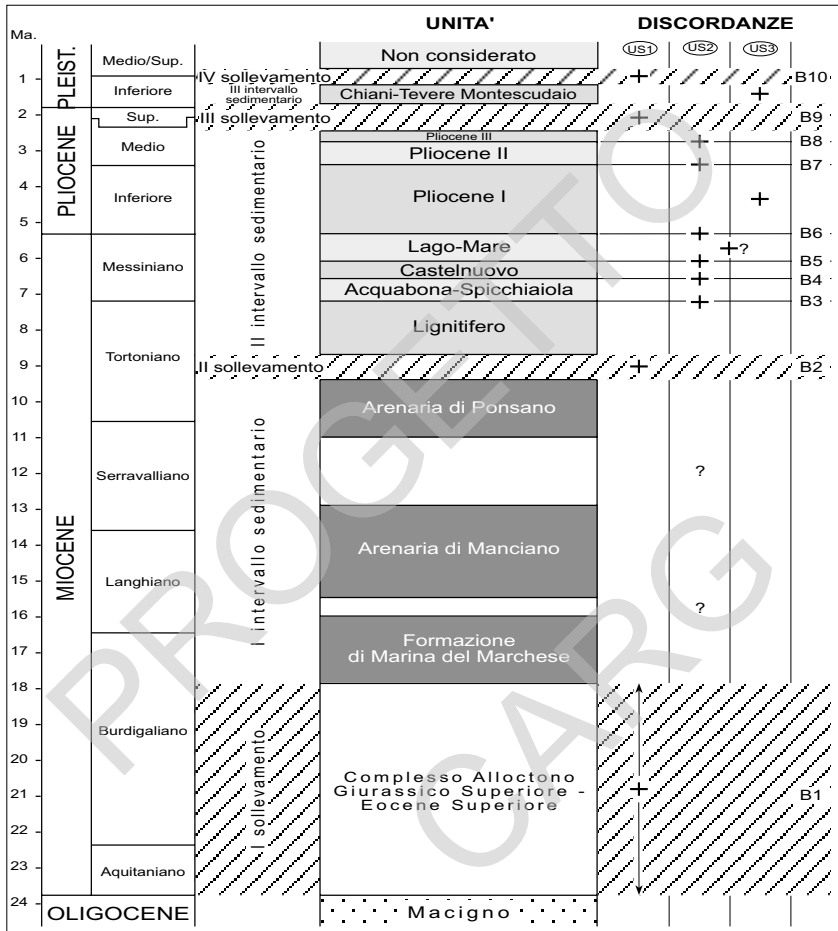


Fig. 3 - Distribuzione cronostratigrafica delle Unità deposizionali riconosciute nella Toscana Meridionale (da Bossio et alii, 1998 con modifiche): in nero sono rappresentate le formazioni Epiliguri (Burdigaliano sup.-Tortoniano inf.); in grigio quelle relative all'intervallo di tempo Tortoniano sup.-Pleistocene medio; in rigato obliquo sono rappresentate le lacune stratigrafiche. Ogni sollevamento è seguito da un intervallo sedimentario. L'intervallo sedimentario post-Pleistocene medio non è stato considerato. B1, B2...B10, indicano le discordanze che rappresentano i limiti di unità: US1 - discordanze di primo ordine, riconosciute cioè in tutta la parte occidentale dell'Appennino Settentrionale; US2 - discordanze di secondo ordine, locali, delle quali la relativa concordanza è sempre riconoscibile; US3 - discordanze di terzo ordine, locali, nelle quali non è possibile riconoscere la relativa concordanza. Il segno + indica sollevamento a scala regionale e/o locale. I punti interrogativi indicano incertezza nella interpretazione dovuta alla scarsità dei dati a disposizione.

ravalliano superiore ed il Tortoniano inferiore (Bossio *et alii*, 1998). In sintesi, le nove unità deposizionali sono, dalla più recente alla più antica, le seguenti:

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"
ST	-	Unità di Ponsano

Gli Autori, tenendo conto delle curve di HAQ *et alii* (1987), ritengono che gli effetti dell'eustatismo possano essere riconosciuti, quantomeno come contributo significativo, nel limite discontinuo fra 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 trasgressione pliocenica ovvero 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 ma anche per esse possono aver concorso 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 anatectico, penecontemporanei o di poco successivi alle fasi di sollevamento della crosta nella regione.

TAB.1 - Confronto tra i nomi formazionali adottati nel Foglio 295-Pomarance e i corrispondenti nomi usati nella II edizione della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000.

Foglio 295 - (scala 1:50.000)	Fogli 112, 113, 119, 120 - (II Ed., scala 1:100.000)
Lamproite di montecatini	Trachili femiche ("selagiti") (se, 112)
Termantiti	Aureola del metamorfismo di contatto ("termantiti"), (T, 120)
Formazione di Chiusdino	Argille sabbiose, spesso con lenti di sabbia... (Pas, 120)
Calcarei di Volterra	Calcarei detritico organogeni... (Pc, 112)
Formazione di Villamagna	Sabbie gialle, arenarie (Ps, 112)/Sab. stratific. con argil. o ciott. (Ps p.p., 113)
Formazione di S. Dalmazio	Calcarei detritico-organogeni, arenarie e sab. con foss. marini (Pc, 119)/Sabbie e sab. argill. gialle. (Ps) + Calcarei molto fossilif. calcari. (Pc, 120)
Formazione di Serrazzano	Conglomerati, sabbie... (Pcg p.p., 112) Congl. e ghiaie... (Pcg p.p., 113)/ Conglom. di Serrazzano (Pcs) + Congl. poligenici (Pcg, 119)
Argille Azzurre	Argille azzurre e cenerine (Pag, 112)/Argil., argil. sabbiose... (Pag, 113)/ Argil. azz. marine con <i>Pycnodonta navicularis</i> ... (Pag, 119)/Argil. e argil. sabbiose... (Pa, 120)
Sabbie di S. Valdo	Congl., sabbie... (Pcg p.p., 112)/Sabbie stratif. con argille... (Ps p.p., 113)
Calcareni di S. Mariano	Congl., sabbie... (Pcg p.p., 112)/Sabbie stratif. con argille... (Ps p.p., 113)
Conglomerati di Gambassi	Congl., sabbie lenti di calcari. (Pcg p.p., 112)/Conglomerati e ghiaie... (Pcg p.p., 113)
Congl. di Bosco delle Volpae	Conglomerati prevalentemente del Cavernoso... (Pcc, 113)
Conglomerato di Montebamboli	Conglomerati di Montebamboli (cqm, 119)
Formazione di Podernuovo	Gessi, argille, arenarie, friabili e conglomerati. (Mq1, 119)
Conglomerati di Ulignano	Argille con lenti di gesso... (Mg p.p., 112)/Conglom. ad elem. di calcare cavernoso... (Mcq, 113)/Conglom. ad elem. della serie ofiolitica... (Mc, 119)
Argille e gessi del F. Era Morta	Argille con lenti di gesso... sabbie, conglomerati... (Mg p.p., 112)/Argille con intercal. ... (Mg1, 113)/Gessi e lenti di saloemma, argille marnose... (Mg, 119)
Calcare di Rosignano	Argilla a <i>Pycnodonta navicularis</i> , sabbie, calcare... (Mag p.p., 112)/Calc. di Rosignano (McR, 113)/Calc. fossiliferi, breccie calcaree... (cMR, 120)
Formazione del T. Raquese	Argilla a <i>Pycnodonta navicularis</i> , sabbie... (Mag p.p., 112)/Argil. a <i>Pycnodonta navicularis</i> con straterelli di gesso (Ma, 119)/Argil. grigie chiare, spesso fogliettate... (Ag, 120)
Argille del T. Fosci	Argil. con livelli di marne a <i>Bilthynia</i> (Mag, 112)/Argil. azz. lignitifere (Mal1, 113)/Argil. spesso lignit., lacustri... (Mal, 119)/Argil. più o meno sabbiose... (I, 120)
Formazione del T. Sellate	Congl. con liv. di marne a <i>Bilthynia</i> (Mlcg p.p., 112)/Congl. lac. lignitifere... (Mcl1 p.p., 113)/Congl. ad elem. ofiolitici... (Mlc p.p., 119)/Congl. poligenici... (Icg, 120)
Congl. di Castello di Luppiano	Congl. lacustri lignitifere ad elem. di calcare. (Mcl1 p.p., 113)/Congl. ad elementi ofiolitici... (Mlc p.p., 119)
Arenaria di Ponsano	Arenaria di Ponsano (Map, 113)
Arenaria di Montecatini	Arenarie quarzose feldspatiche... (aM, 112)
Argille a Palombini	Argil. e marne scagliose con intercal. (pb, 112)/Argille a Palombini (pb) + Compl. caotico (c) + Compl. indifferenziato (i) (113)/Argilloscisti silicei ("galestri") con calc. silicei ("palombini")... (pb, 119)/Form. dei galestri e palombini... (gp, 120)
Calcare a Calpionelle	Calcarei compatti chiari o debolmente colorati, con Calpionelle (Cc, 119)
Diaspri	Radiolariti a strati sottili, rosse, verdiche e nerastre (d, 112)/Radiolariti rosse, verdi e nere con marne intercalate (di, 119)/Diaspri: rad. scisti silicei e argillosi... (di, 120)
Basalti	Diabase alterato, spesso con colore rossastro... (δ, 112)/Diab. (Δ, 119)/Ofioliti: gabbrì più o meno serpentinizati, con locali masse serpentinosi (o p.p., 120)
Gabbri	Gabbro (ε, 112)/Gabbro (Γ, 119)/Ofioliti: gabbrì più o meno serpentinizati... (o p.p., 120)
Serpentiniti	Serpentinite (σ, 112)/Serpentina (Σ, 119)/Of. gabbrì più o meno serpentini... (o p.p., 120)
Formazione di Montaione	Arenarie quarzose, calcari arenacei e marnosi con... (Cp, 119)
Formazione di Lanciata	Form. di Lanciata (pe) + Aren. quarzose. (cp, 119)/Form. di Lanciata (fi, 120)
Formazione di Monteverdi M.mo	Seq. ritm. di aren. calc. (Cmc, 119)/Marni silteose, arenarie, calcari... (mr p.p., 120)
Argilliti di Poggio Rocchino	Formaz. dei galestri e palombini (gp, 120)
Formazione di Canetolo	Argille silteose grigio scure talvolta rosse e verdi, con calcari (alb, 119)
Macigno	Macigno: arenaria quarzoso-feldspatica con intercalazioni marnose... (mq, 119)
Scaglia Toscana	Scisti argillosi policromi con calcari... (sp) + Calcareni con Nummuliti (bn) (119)
Frm. anidr. Bur./Calc. cavernoso	Calcarei neri brecciati e calcari cavernosi (Tcv, 119)
Frm. aren.-congl. Civitella M.ma	"Verrucano": scisti filadici e quarzifici (v, 119)

IV - STRATIGRAFIA

Le formazioni distinte nel foglio sono raggruppate in:

- Basamento metamorfico
- Dominio toscano
- Dominio subligure
- Dominio ligure
- Successione neogenica del versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale
- Formazioni magmatiche e metamorfite di contatto
- Depositi continentali quaternari

Il Basamento metamorfico compare solo in un piccolissimo affioramento nei pressi di Castelnuovo V.C.; esso è comunque ben conosciuto nella "Regione boracifera di Larderello" perché attraversato per migliaia di metri da numerosi sondaggi profondi.

1. - BASAMENTO METAMORFICO

Le unità litostratigrafiche triassico-paleozoiche, presenti nel sottosuolo della Regione Boracifera di Larderello, sono state attribuite a due unità tettoniche:

- 1) Unità di Monticiano-Roccastrada
- 2) Unità degli Gneiss.

L'Unità degli Gneiss è stata interpretata da BERTINI *et alii* (1991) come parte del basamento metamorfico dell'Avampaese mentre l'Unità di Monticiano-Roc-

castrada costituirebbe il “Basamento cristallino toscano” auct.. Il contatto fra le due unità è caratterizzato da orizzonti milonitici ben marcati (fig. 4).

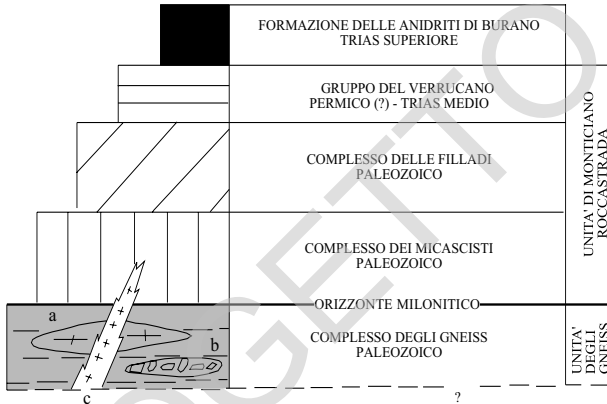


Fig. 4 - Da Bertini et alii, 1994b (con modifiche): rapporti fra l'Unità di Monticiano-Roccastrada e l'Unità degli Gneiss (a- lenti di ortogneiss; b- lenti di anfiboliti e gneiss anfibolitici; c- graniti sardo-neogenici).

1.1. - UNITÀ DEGLI GNEISS

Questa unità non compare mai in affioramento nella Toscana Meridionale; è stata invece incontrata in alcuni sondaggi profondi dell'ENEL nei campi geotermici di Larderello e di Travale-Radicondoli.

Essa risulta costituita da diversi litotipi (ELTER & PANDELI, 1990, 1994, 1996; BERTINI *et alii*, 1994b) che in ordine di prevalenza sono:

- paragneiss biotitici minuti; paragneiss biotitico-muscovitici; gneiss leucocratici; paragneiss biotitici con porfiroblasti di andalusite; ortogneiss granodioritici in associazione con gneiss occhiadini a composizione granitica; gneiss anfibolitici e/o livelli di anfiboliti (OFB, *ocean-floor basalts*, PUXEDDU *et alii*, 1984).

2. - DOMINIO TOSCANO

2.1 - UNITA' DI MONTICIANO-ROCCASTRADA

Questa unità è costituita da formazioni mesozoiche e paleozoiche interessate da un metamorfismo che va dal basso grado al medio (COSTANTINI *et alii*, 1988; CONTI *et alii*, 1991; ELTER & PANDELI, 1994, 1996; PANDELI *et alii*, 1994).

I sondaggi profondi hanno attraversato dall'alto al basso:

UMR₃ - Gruppo del Verrucano

UMR₂ - Complesso delle Filladi

UMR₁ - Complesso dei Micascisti

2.1.1. - *Complesso dei Micascisti (UMR₁)*

E' costituito da micascisti albitico-granatiferi, di colore da grigio verde a grigio bruno, con associate lenti di quarziti grigie (ELTER & PANDELI, 1990, 1993, 1994, 1996; PANDELI *et alii*, 1994) o, più raramente, di anfiboliti (Ocean Floor Basalt, PUXEDDU *et alii*, 1984).

Nelle aree di Larderello e di Travale-Radicondoli sono stati effettuati dall'ENEL sondaggi che hanno attraversato il Complesso dei Micascisti per spessori variabili fra 500 e 1000 metri.

2.1.2. - *Complesso delle Filladi (UMR₂)*

E' composto da formazioni ?triassico-paleozoiche, in prevalenza filladico-quarzitiche, caratterizzate da una strutturazione alpina e da relitti di scistosità pre-alpina. Esso non affiora nell'area del foglio ma solo più a sud di questa, nei pressi di Boccheggiano e Fenice Capanne.

ELTER & PANDELI (1994) hanno studiato in dettaglio questo complesso attraverso l'esame di *cuttings* e carote dei sondaggi profondi eseguiti nell'area di Travale-Radicondoli e vi hanno riconosciuto quattro associazioni litologico-petrografiche:

1) - Breccie ad elementi di dolomie grigie, immersi in un legante anidritico, talvolta prevalente sui clasti. Possono essere presenti, come elementi della breccia, filladi sericitiche e sericitico-cloritiche grigie e grigio-verdi.

2) - Alternanza, anche millimetrica di litotipi carbonatici, filladici e anidritici.

3) - Filladi, filladi quarzose e metarenarie grafitose contenenti quarzo,

muscovite/sericite, clorite (spesso di tipo penninitico) e pigmento grafitoso. Tra i minerali accessori, oltre alla grafite, sono presenti opachi titaniferi, pirite, rutilo, tormalina e zirconio.

4) - Filladi quarzose e metarenarie/metagrovacche cloritiche di colore da grigio verdastro a verde. Sporadicamente vi si intercalano livelli carbonatici, grafitosi, ricristallizzati. A questa petrofacies sono inoltre associati tipici livelli granoblastici, di colore verde scuro, costituiti da albite/oligoclasio, clorite, tremolite-actinolite, con quarzo e calcite subordinati. In alcuni casi, malgrado la forte ricristallizzazione, sono ancora riconoscibili tessiture magmatiche di tipo blasto-otitico, che permettono di attribuire almeno parte di questi litotipi a metavulcaniti basiche.

Secondo GIANELLI & PUXEDDU (1979) e PUXEDDU *et alii* (1984) queste metavulcaniti possono essere interpretate, dal punto di vista geochimico, come dei basalti intraplacca debolmente alcalini.

Nel Complesso delle Filladi, gli studi petro-strutturali condotti da ELTER & PANDELI (1994) hanno permesso di distinguervi due insiemi formazionali:

- **UMR_{2a}** costituito dalle petrofacies sopradescritte 1,2 e 3 p.p.. La frazione filladico-quarzitica può essere correlata con la Formazione delle Filladi e Quarziti del T.Mersino la cui età è stata attribuita al Carbonifero superiore - Permico inferiore (COSTANTINI *et alii*, 1994);

- **UMR_{2b}** costituito dalle petrofacies 3 p.p. e 4. In uno studio sul Paleozoico presente nel sottosuolo di Larderello-Travale è stato indicato da ELTER & PANDELI (1990) con il nome di “Gruppo filladico-quarzitico”. I caratteri petrografici e strutturali di questa petrofacies permettono di attribuire loro un’età pre-Visiano superiore (cioè pre fase sudetica dell’Orogenesi ercinica) (ELTER & PANDELI, 1994).

Nelle linee generali l’insieme formazionale **UMR_{2a}** poggia sull’insieme **UMR_{2b}**; tuttavia non sono infrequenti ripetizioni tettoniche.

Lo spessore del Complesso delle Filladi è variabile e può raggiungere valori ben superiori ai 1000 metri.

2.1.3. - Gruppo del Verrucano (**UMR₃**)

Dallo studio delle carote e dei *cuttings* i litotipi attraversati dai sondaggi ed attribuiti a questo gruppo possono essere riferiti a due litofacies caratterizzate da un diverso grado metamorfico epizonale e di *imprinting* deformativo (FRANCESHELLI *et alii*, 1986; ELTER & PANDELI, 1990; 1993; 1994); il Verrucano “LR” (*low recrystallization*) a pirofillite, ove sono ancora chiaramente osservabili le tessiture sedimentarie costituite in prevalenza da alternanze di anageniti minute, quarziti

e filladi viola; il Verrucano “HR” (*high recrystallization*) a cianite \pm cloritoide, molto meno comune, costituito da quarziti, arenarie quarzitiche e filladi.

Secondo recenti studi su dati di superficie (GIORGETTI *et alii*, 1997, 1998) le condizioni di P e T stimate per l’evento metamorfico sarebbero comprese tra 8-10 Kbar di pressione e 400°-420° C di temperatura per l’unità interna M.ti Leoni - Montagnola Senese e di 5-6 Kbar di pressione e 350°-360°C di temperatura per l’unità esterna Montepescali - M.te Quoio-Iano.

Il Gruppo del Verrucano si presenta nel sottosuolo in forma di corpi lenticolari.

Gli spessori massimi attraversati dai sondaggi possono raggiungere e superare i 1000 metri.

2.1.4. - *Formazione di Civitella M.ma (CVM)*

Questa formazione (sin. p.p. “green quartzites” in AZZARO *et alii*, 1976), recentemente descritta da COSTANTINI *et alii* (1988), è presente, alterata dai fluidi idrotermali, solo in un limitato affioramento presso Castelnuovo V. C. dove è sormontata dalla Formazione anidritica di Burano.

Dal punto di vista litologico la formazione è costituita da metaarenarie alle quali si intercalano strati lentiformi di metaconglomerato e, in subordine, metapeliti interessate da metamorfismo in facies di scisti verdi. Le metaarenarie presentano granulometria generalmente fine e colore variabile dal bianco al verde chiaro. Il metaconglomerato è costituito da ciottoli di quarzo bianco (1-10 cm) e, in minor misura, di metasiltiti quarzose nere e quarziti tormalinifere, immersi in una matrice quarzitica. Le metapeliti sono di colore grigio chiaro con riflessi verdi.

La Formazione arenaceo-conglomeratica di Civitella M.ma presenta in affioramento uno spessore di circa 50 metri. L’ambiente è probabilmente di tipo continentale.

In questa unità non sono stati rinvenuti, né mai segnalati, resti fossili; essa è stata attribuita al Trias inferiore – Permico? in considerazione della sua posizione stratigrafica all’interno del Gruppo del Verrucano (COSTANTINI *et alii*, 1988).

2.2. - UNITA’ DELLA FALDA TOSCANA

Compongono questa unità le formazioni della successione toscana non metamorfica attualmente non radicate al loro basamento. La base della Falda Toscana è rappresentata dalla Formazione anidritica di Burano in corrispondenza della

quale si è verificato lo scollamento e lo scorrimento dell'unità stessa.

2.2.1. - *Formazione anidritica di Burano - Calcare cavernoso (BUR)*

Affiora in una piccola area, poco ad est di Castelnuovo V. C., dove è costituita in prevalenza da banchi di anidriti, parzialmente o totalmente gessificate, cui si alternano strati di dolomia grigio scura (di circa 1 m di spessore) e strati di breccia ad elementi di dolomia immersi in cemento gessoso-anidritico. I caratteri sedimentologici suggeriscono un ambiente di sedimentazione di sabka (PASSERI & PIALLI, 1973) "prospiciente un'area marina confinata ad alta salinità" (MARTINI *et al.*, 1989).

Del tutto subordinata è la presenza di Calcare cavernoso; questo costituisce il prodotto di trasformazione diagenetica, generata da processi di dissoluzione e riprecipitazione ad opera delle acque meteoriche (BRÜCKNER, 1941), dei depositi carbonatico-solfatici della Formazione anidritica di Burano.

Lo spessore della formazione, in ragione anche dei dati di sondaggio, risulta estremamente variabile: esso, infatti, può raggiungere alcune centinaia di metri come annullarsi completamente. La Formazione anidritica di Burano è riferibile al Trias superiore per posizione stratigrafica. Recentemente è stata attribuita al Carnico-Norico sulla base delle associazioni microfaunistiche rinvenute in sondaggio, presso Boccheggiano, ed in affioramento, nell'area di Roccastrada-Casciano di Murlo (MARTINI *et alii*, 1989).

2.2.2. - *Diaspri (DSD)*

Affiorano nella zona a sud di Castelnuovo V. C. dove, in finestra, è presente la porzione superiore della Falda Toscana.

La formazione è costituita da strati sottili (5-6 cm) silicei, di colore rosso fegato (in subordine verde scuro), alternati a sottilissimi livelli (> 1 mm) di argilliti siltose dello stesso colore. Lo spessore è mal valutabile poiché presenta variabilità su brevi distanze; i valori massimi, in considerazione anche dei dati del sottosuolo, possono raggiungere una cinquantina di metri.

L'unità, con un contenuto organico rappresentato esclusivamente da Radiolari, si è deposta in ambiente di mare profondo (PAREA, 1970; BOSELLINI & WINTERER, 1975; FOLK & MCBRIDE, 1978; KALIN *et alii*, 1979).

I Diaspri sono comunemente attribuiti al Malm. Indicazioni di maggior dettaglio si hanno in CONTI (1986) e in CORTESE (1993): il primo Autore riconosce, per quelli affioranti al M.Cetona, un'età che va dal Calloviano superiore - Oxfordiano

medio al Kimmeridgiano, il secondo, per quelli di Val di Lima, un'età che va dal Bajociano superiore(?) - Batoniano all'Oxfordiano - Titoniano.

2.2.3. - Formazione di Brolio (BRL)

Compare in limitati affioramenti discontinui, poco a sud di Castelnuovo V.C., dove si trova interposta tra i Diaspri e il Macigno.

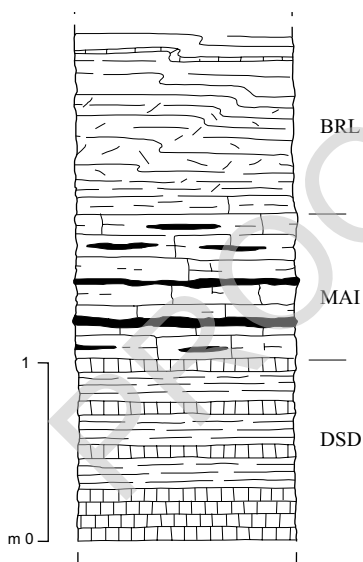


Fig. 5 – Da LAZZAROTTO, 1967 (con modifiche): colonna stratigrafica che illustra il passaggio fra i Diaspri e il Gruppo della Scaglia toscana ricostruito a Castelnuovo V.C.. Spiegazione dei simboli: DSD – Diaspri; MAI – Maiolica; BRL – Formazione di Brolio.

La formazione, che nell'area del Chianti costituisce l'unità più antica del Gruppo della Scaglia toscana, è costituita da argilliti e argilliti silteose rosse e verdi manganesifere, finemente fogliettate, cui si intercalano strati decimetrici di calcari silicei grigio verdi; subordinatamente si hanno calcari marnosi e marne rosso fegato. Quest'ultima litofacies, che caratterizza la porzione inferiore dell'unità, sormonta calcari litografici, con liste di selce, riferiti da LAZZAROTTO (1967) alla Maiolica; in questa sede tali calcari sono stati cartografati unitamente alla Formazione di Brolio (fig.5) per il loro ridotto spessore (circa 1 m).

Lo spessore della formazione, in affioramento, è limitato a pochi metri. Da sondaggi il Gruppo della Scaglia è stato attraversato per spessori massimi di 150 metri.

L'ambiente di sedimentazione è pelagico.

Nell'area del Foglio Pomarance sono stati rinvenuti pochi elementi per un'attribuzione cronologica della Formazione di

Brolio. Microfaune provenienti dai calcari marnosi presenti alla base dell'unità, sono comunque indicative dell'intervallo Albiano-Cenomaniano (LAZZAROTTO, 1967). Nell'area di Fosini dell'adiacente F° 306-Massa M.ma la parte più recente della formazione è stata riferita, sulla base del Nannoplancton calcareo, all'Eocene medio-superiore.

2.2.4. - *Macigno* (MAC)

E' presente unicamente nell'area a sud di Castelnuovo V.C. al tetto di un nucleo di successione toscana che affiora, in corrispondenza di una finestra tettonica, al di sotto della Formazione di Canetolo. Il contatto con la sottostante Formazione di Brolio, generalmente ricoperto da abbondante detrito, non è osservabile.

Il Macigno, nella sua facies tipica, è costituito da arenarie quarzoso-feldspatiche organizzate in strati di spessore variabile: quelli più spessi (1-3 m) presentano grana medio-fine e mostrano spesso superfici di amalgamazione, quelli di minor spessore (0,40-1,00 m) hanno in genere grana fine e passano gradualmente, verso l'alto, a siltiti grigie.

Le arenarie risultano ricche in quarzo, feldspati, miche e frammenti litici; spesso sono inoltre osservabili frustoli carboniosi. Alla base degli strati più spessi si rinvengono, talvolta, arenarie grossolane e conglomerati minuti. L'analisi di facies permette di riferire la formazione ad un ambiente torbido di conoide sottomarino.

Il Macigno affiorante nell'area del foglio non presenta elementi certi per una datazione; esso viene comunque riferito al Chattiano superiore – Aquitaniano (?) per analogia con il vicino affioramento di Poggio Ritrovoli, risultato, attraverso lo studio del Nannoplancton calcareo, di questa età (CORNAMUSINI *et alii*, 1999).

3. - DOMINIO SUBLIGURE

3.1. - UNITÀ DELLE ARGILLE E CALCARI

Il Dominio subligure, paleogeograficamente interposto tra quello ligure ad ovest e quello toscano ad est, si individua come unità tettonica (Unità delle argille e calcari) nel Miocene inferiore quando questa va progressivamente a sovrapporsi al bacino del Macigno, chiudendone la sedimentazione.

Nell'area in esame l'Unità delle argille e calcari è rappresentata dalla sola Formazione di Canetolo

3.1.1. - *Formazione di Canetolo* (ACC)

Si trova nell'area a sud di Castelnuovo V.C., interposta tra il Macigno della

successione toscana e la Formazione di Monteverdi M.mo del Dominio ligure.

Consiste di argilliti, argilliti siltose e siltiti grigie e avana con frequenti intercalazioni decimetriche di arenarie calcarifere a grana sottile e, in minor misura, di calcareniti e calcilutiti grigie del tutto simili ai “palombini”.

All'interno della formazione è stata distinta una litofacies calcarea (calcareniti dell'Aia dei Diavoli, ACC_c) costituita da strati (spessi 2-3 m) di calcareniti grigie a Nummuliti con evidente gradazione normale degli elementi clastici (LAZZAROTTO, 1967), ai quali si intercalano livelli di argilliti siltose marroni.

La potenza di questa unità, in relazione anche all'esame di alcuni sondaggi, è intorno ai 250 metri.

LAZZAROTTO & MAZZANTI (1966) hanno attribuito la formazione all'intervallo Eocene medio - Eocene superiore per la presenza, in alcuni campioni significativi di Globigerine e Globorotalie (tra i Foraminiferi planctonici) oltre che per quella di una microfauna bentonica caratterizzata da Nummuliti, Assiline, Operculine, Orbitoidi (Orthophragmina), Amphisteginidi, Gypsina sp. e Chapmanina sp.. Sono stati inoltre riconosciuti anche Miliolidi ed altri piccoli Foraminiferi bentonici a guscio calcareo, Brachiopodi, Scafopodi (*Dentalium*), Echinodermi, Bryozoi, Alge Melobesiae.

4. - DOMINIO LIGURE

Le formazioni del Dominio ligure, affioranti nell'area del Foglio Pomarance, costituiscono più unità tettoniche sovrapposte; dall'alto verso il basso:

- Unità ofiolitifera delle Argille a palombini
- Unità ofiolitifera di Montaione
- Unità ofiolitifera di Monteverdi M.mo - Lanciaia

Ciascuna delle prime due unità è rappresentata da un flysch che sormonta stratigraficamente, ma in discordanza, un complesso di base costituito da ofioliti con talvolta associate porzioni della loro copertura sedimentaria originaria. L'Unità di Monteverdi M.mo - Lanciaia ha una strutturazione più complessa essendo costituita da un flysch che si è depositato su un complesso di base già deformato e sovrapposto alla Formazione di Monteverdi M.mo. Il complesso ofiolitifero, praticamente identico nelle tre unità, viene descritto solo per l'Unità ofiolitifera delle Argille a palombini.

Per l'inquadramento bio-cronostratigrafico delle formazioni del Cretacico e del Paleogene si fa riferimento (Tab. 2) rispettivamente alla zonazione di SISSINGH (1977) e agli schemi di MARTINI (1971) e OKADA & BUKRY (1980).

4.1.1. - Argilliti e calcari di Poggio Rocchino (RCH)

L'unità affiora nell'area ad est di Montecastelli al di sotto della Formazione di Monteverdi M.mo; una sua differenziazione da quest'ultima è già stata indicata da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1978). La Formazione di Poggio Rocchino è costituita, in prevalenza, da argilliti varicolori mangesifere e, subordinatamente, da marne, calcari marnosi e calcareniti. La porzione calcareo marnosa è localmente più sviluppata, con strati che raggiungono anche i 2 metri. Le argilliti, che caratterizzano la parte intermedia dell'unità, potrebbero essere legate a condizioni di mare al di sotto della C.C.D., in assenza di apporti torbiditici.

Le Argilliti e calcari di Poggio Rocchino sono da considerarsi l'equivalente della Formazione argilloso-siltosa con rare intercalazioni di strati calcarei e calcareo-marnosi" di LAZZAROTTO & MAZZANTI (1964).

In fig. 6 è riportata la porzione della sezione geologica indicata da tali Autori,

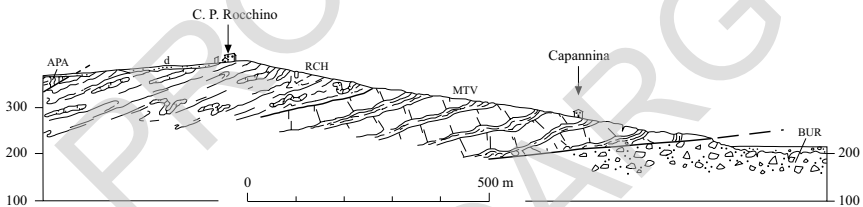


Fig. 6 - Da LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1964 (con modifiche): sezione geologica a sud di Frassine (F°305 - Massa Marittima) che illustra, in corrispondenza di un fianco rovescio, i rapporti tra le Argilliti di Poggio Rocchino e la Formazione di Monteverdi M.mo nella località tipo.

relativa alla località di Poggio Rocchino. Essi, sulla base dello studio in sezione sottile delle microfane, riconoscono per la formazione un'età cenomaniano-turoniana. Un analogo risultato è stato indicato da MARINO & MONECHI (1994), attraverso l'esame del contenuto in nannofossili calcarei di campioni prelevati nell'unità in corrispondenza dello stesso tratto di sezione. Gli Autori hanno infatti individuato le zone a *Eiffelithus turriseiffelii*, a *Lithraphidites acutus* ed a *Eiffelithus eximius* di VERBEEK (1977); le prime due corrispondenti all'intervallo CC9 - CC10 p.p. sono indicative dell'intervallo Albiano (parte superiore) - Cenomaniano (*pars*), mentre la terza, correlabile alla Zona CC12 di SINGH (1977) è esclusiva del Turoniano.

Le Argilliti e calcari di Poggio Rocchino sono state campionate, ai fini bio-cronostratigrafici, nell'area di Pod. Le Rote. Le associazioni a nannofossili

sono risultate costituite da: *Braarudosphaera regularis* BLACK, *Cyclagelosphaera* sp., *Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Ellipsagelosphaera* sp., *Eprolithus floralis* (STRADNER) STOVER, *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, *Microrhabdulus* sp., *Nannoconus* sp., *Prediscosphaera columnata* (STOVER) PERCH-NIELSEN, *Radiolithus planus* STOVER, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI) NOEL e *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN. Seguendo PERCH-NIELSEN (1985), la presenza concomitante di *E. turriseiffelii* e di *P.columnata* è indicativa della porzione inferiore della Zona CC9 di SISSINGH (1977). La formazione è stata riferita all'intervallo cronostratigrafico Albiano (parte superiore) - Cenomaniano (parte basale).

4.1.2. - *Formazione di Monteverdi Marittimo (MTV)*

Costituisce estesi affioramenti nel settore meridionale del foglio dove è sormontata dal Complesso ofiolitifero di Montecastelli e dall'Unità ofiolitifera delle Argille a palombini. Si tratta di un flysch ad Helminroidi costituito da sequenze torbidityche arenaceo - calcareo - marnose, anche molto potenti, in cui sono scarsamente o affatto rappresentati i litotipi a granulometria grossolana. La base delle sequenze è sovente caratterizzata da calcareniti o arenarie calcarifere, da fini a molto fini, che presentano laminazione piano parallela o debolmente ondulata. La gradazione non è molto evidente come pure sono scarse le impronte di fondo; queste ultime sono generalmente dovute a corrente (*flute casts*). Gli strati arenacei, di spessore raramente superiore a 1-2 m, passano verso l'alto a marne o a calcari marnosi e, subordinatamente, a siltiti laminate che sfumano ad argilliti. Talvolta sono presenti, al tetto delle sequenze, strati calcarei a grana finissima. La frazione marnosa o calcareo-marnosa costituisce, come già detto, la parte più cospicua, arrivando a formare bancate dello spessore di parecchi metri (fino a 8-10 m).

Lo spessore della Formazione di Monteverdi Marittimo è valutabile in almeno 400 metri.

Dal punto di vista cronologico l'unità è ritenuta appartenere al Cretaceo superiore - Paleocene (COSTANTINI *et alii*, 1991). Lo studio micropaleontologico, condotto in sezione sottile, ha permesso di riconoscere microfossili cronologicamente poco significativi rappresentati da Foraminiferi del gr. *Hedbergella-Ticinella*, Heterohelicidae, *Pithonella ovalis* KAUFMAN, Radiolari calcitizzati e spicole di Spongiari. Quello dei nannofossili calcarei ha messo in evidenza associazioni in gran parte costituite da taxa come *Micula decussata* VEKSHINA, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI) NOEL, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN e *W.communis* REINHARDT ai quali si accompagnano, talvolta, rari *Arkhangel-*

skiella cymbiformis VEKSHINA, *Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE e *Micula concava* (STRADNER) VERBEEK. La presenza di *A.cymbiformis* in tali associazioni consente di limitare l'attribuzione biostratigrafica all'intervallo Zona CC21 - Zona CC26 dello schema zonale di SISSINGH (1977), corrispondente al Campaniano (*pars*) - Maastrichtiano (Cretacico superiore). Il contenuto in nanofossili di campioni provenienti dalla formazione, in affioramenti dell'area di Larderello, è stato analizzato recentemente anche da MARINO & MONECHI (1994). Nell'ambito di campionature riferite al flysch di questa località gli Autori hanno individuato le zone da essi definite a *Lithraphidites quadratus*, a *Micula murus*, a *Ellipsolithus macellus* e a *Chiasmolithus danicus*. La formazione viene attribuita all'intervallo Cretaceo sup. (Campaniano p.p. - Maastrichtiano superiore) - Paleocene inferiore.

La Formazione di Monte Verdi Marittimo è stata esaminata nei suoi caratteri deposizionali da SAGRI & MARRI (1981); questi concludono che tale flysch ad Helmintoidi è legato ad una sedimentazione torbiditica in ambiente di piana sottomarina.

4.1.3. - *Complesso ofiolitifero di Montecastelli*

È costituito da unità litostratigrafiche caratteristiche della crosta oceanica (Serpentiniti, Gabbri, Basalti) e della relativa copertura sedimentaria (Diaspri di M.Alpe, Calcari a Calpionelle e Argille a palombini), del tutto simili a quelle appartenenti al Complesso ofiolitifero del Monte di Canneto, che verrà descritto in seguito. Esso si trova per la massima parte alla base della Formazione di Lanciaia e, in subordine, intercalato ad essa come olistoliti.

4.1.4. - *Formazione di Lanciaia (CAA)*

La Formazione di Lanciaia, istituita da SIGNORINI (1963), si compone di quattro litofacies: breccie **CAA_b** (sin.: membri A e D di SIGNORINI *et alii*, 1963, membro Pe di MAZZANTI, 1966 e CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1967 e indicate in questa nota anche come breccie di Libbiano), arenarie **CAA_r** (sin.: membri B, C e F di SIGNORINI *et alii*, 1963 e membro Pe1 di MAZZANTI, 1966 e CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1967 in questa nota chiamate anche arenarie del Fosso Radicagnoli); argilliti **CAA_a** (sin.: membro E di SIGNORINI, 1963 e membro Pe2 di MAZZANTI, 1966 e CERRINA FERONI & MAZZANTI, 1967, in questa nota, argilliti di M.Alto); 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). La Formazione di Lanciaia affiora prevalentemente nel settore meridionale del foglio al di sopra di potenti spessori di ofioliti (in massima parte Serpentiniti del Complesso ofiolitifero di Montecastelli). Nelle aree di Micciano e a nord di Montecerboli e Montecastelli sono presenti solo le litofacies CAA_b , CAA_r , CAA_a che si succedono, di norma, nello stesso ordine dal basso verso l'alto. Non sono però infrequenti ripetizioni o variazioni laterali (fig. 7). Nella zona sud-occidentale del foglio affiorano le litofacies CAA_b , CAA_r e CAA_c e in particolare nell'area di Canneto (senza mai mostrare alla base i rapporti con il Complesso ofiolitifero di Montecastelli) si alternano la prima e la terza litofacies mentre a sud di La Sassa

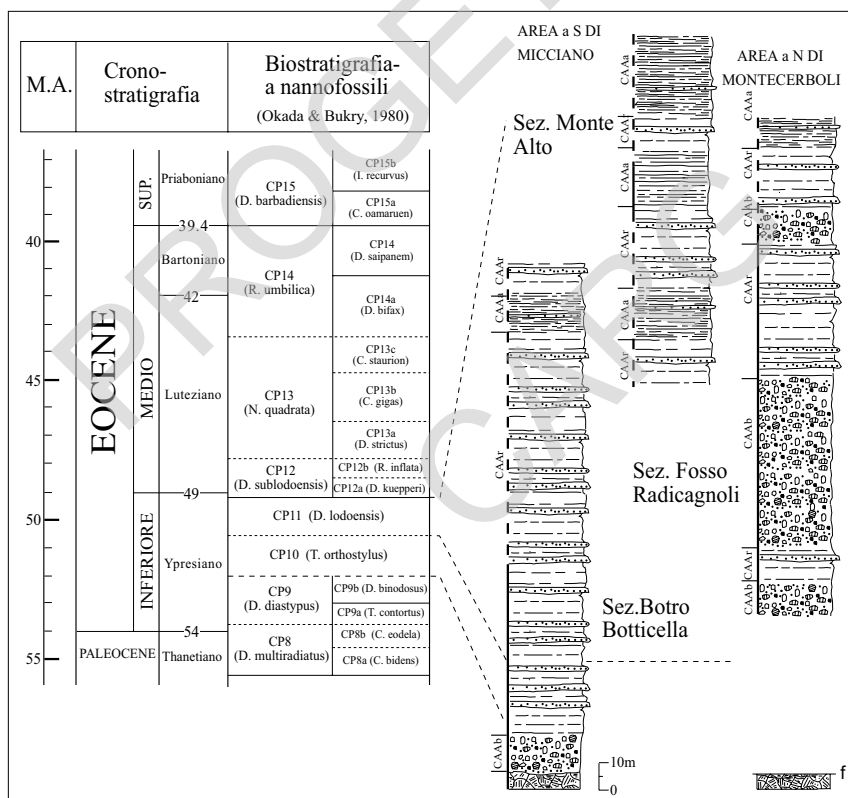


Fig. 7 - Da LAZZAROTTO et alii, 1995 (con modifiche): inquadramento bio-cronostratigrafico e geocronologico della Formazione di Lanciaia nell'area a sud di Micciano e in quella a nord di Montecerboli. Le sezioni studiate sono delimitate da segno unito; gli intervalli delimitati da tratteggio rappresentano l'estensione stratigrafica della formazione ricostruibile per ciascuna area.

sono presenti con rapporti di eteropia la litofacies arenacea e quella calcareo-marnosa al di sopra del Complesso ofiolitifero di Montecastelli.

La litofacies **CAA_b** è particolarmente diffusa nell'area a sud di Micciano e, con affioramenti minori, a nord di Montecerboli e di Montecastelli. In genere poggia sulle Serpentiniti del Complesso ofiolitifero di Montecastelli e passa verso l'alto alle arenarie del Fosso Radicagnoli (**CAA_r**). Questa litofacies è costituita da breccie poligeniche, clasto-sostenute, con elementi provenienti dal Complesso ofiolitifero (la componente ofiolitica prevale su quella sedimentaria), variabili nelle dimensioni da pochi millimetri fino ad una decina di metri. I clasti a spigoli vivi sono accompagnati, talvolta, da altri (soprattutto calcarei) subarrotondati che denotano una provenienza da ambienti continentali subaerei. Localmente la litofacies **CAA_b** contiene olistoliti di rocce verdi (serpentiniti, basalti e gabbri) anche cartografabili.

La litofacies arenacea **CAA_r** normalmente poggia sulle breccie di Libbiano ed è sormontata dalle argilliti **CAA_a**. Le arenarie del Fosso Radicagnoli (**CAA_r**) sono costituite in prevalenza dalla coppia arenaria-pelite (rapporto A/P<1). Le peliti sono per la maggior parte rappresentate da siltiti, di colore grigio, che affiorano in strati dello spessore medio di 15 cm, mostrando sempre un'accentuata fissilità (lamine < 3 mm); localmente divengono marnose e di colorazione più chiara (in questo caso le lamine sono di maggior spessore). Nella zona di Cerbaiola le siltiti sono in gran parte sostituite da argilliti grigie. Le arenarie sono perlopiù calcaree, di colore grigio scuro e in strati dello spessore di circa 10 cm, hanno una grana medio-fine e sfumano verso l'alto ad arenarie siltose o a siltiti. Gli strati arenacei, spesso con evidenti laminazioni piano-parallele e convolute, presentano, alla base, controimpronte da carico e da corrente. Nell'ambito di questa litofacies si rinvencono anche altri litotipi: arenarie a grana medio-grossa e ruditi ofiolitifere di colore grigio-verde (in strati il cui spessore non supera i 70 cm), spesso gradate; marne, marne calcaree e calcari marnosi (presenti talvolta alla sommità dell'intervallo torbiditico con spessori che possono arrivare fino a 1 m) di colore grigio chiaro e con evidenti impronte nastriformi di Fucoidi; calcari a grana fine, grigio-chiari, a frattura concoide, in strati dello spessore medio di 20 centimetri.

Nell'affioramento a sud-est di M.Aneo sono stati prelevati numerosi campioni per le analisi micropaleontologiche (si veda in LAZZAROTTO *et alii*, 1995). Le associazioni a nannofossili calcarei sono risultate relativamente diversificate ma ricche dal punto di vista quantitativo. Tra le forme più abbondanti si ricordano *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Ericsonia cava* (HAY e MOHLER) PERCH-NIELSEN, *E. formosa* (KAMPTNER) HAQ, *Sphenolithus moriformis* (BRONNIMAN & STRADNER) BRAMLETTE & WILCOXON e *S. radians* DEFLANDRE; a questi taxa si associano da rari fino a frequenti *Tribrachiatulus orthostylus* SHAMRAI e *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE, rari *Discoaster barbadiensis*

TAN, *Ellipsolithus macellus* (BRAMLETTE & SULLIVAN) SULLIVAN, *Micula decussata* VEKSHINA e *Sphenolithus editus* (PERCH-NIELSEN), rari e sporadici *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE, *Chiasmolithus consuetus* (BRAMLETTE & SULLIVAN) HAY & MOHLER, *Discoaster binodosus* MARTINI, *D. mirus* DEFLANDRE, *D. salisburgensis* STRADNER, *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI, *Reticulofenestra dictyoda* (DEFLANDRE) STRADNER e *Toweius* spp..

In sezione sottile sono state riconosciute microfaune a Foraminiferi planctonici (Globigerine e Globorotalie; fra queste ultime si ricordano *Morozovella angulata* (WHITE), *M. aequa* (CUSHMAN & RENZ) e *Planorotalites pseudomenardii* (BOLLI).

La litofacies calcareo-marnosa (CAA_c) si rinviene in alcune aree presso Caneto e a sud di Sassa dove affiora con strati torbiditici spessi (2-4 m) e caratterizzati sempre da un alto contenuto in carbonati. Questi in prevalenza sono rappresentati da banchi di calcilutiti bianco-avana, calcari marnosi o marne, potenti fino a 3 m e in subordine da argilliti e arenarie calcaree. Quest'ultime, di spessore massimo di 20 cm, presentano grana fine o finissima e laminazione piano-parallela. Alla base si rinvencono talvolta esigui spessori (max 20 cm) di arenarie carbonatiche fini a laminazione piano parallela. A luoghi sono intercalati agli strati torbiditici livelli di breccie di Libbiano di spessore variabilissimo (3 – 120 cm). Alcuni elementi di ofioliti, isolati o in nubi, si rinvencono anche all'interno della frazione carbonatica.

Alla litofacies dei calcari marnosi di Pod. Castellaro appartengono anche alcuni livelli di marne ("Marne di Casa La Zinzina" in MACCANTELLI & MAZZEI, 1994) presenti in due piccoli affioramenti ubicati poco ad ovest di Montecatini V.C. e interpretati come blocchi associati al Complesso ofiolitifero (MACCANTELLI, 1994a, b; MACCANTELLI & MAZZEI, 1994). Le associazioni a nannofossili rinvenute da MACCANTELLI & MAZZEI (1994) in queste marne sono risultate ricche sia dal punto di vista qualitativo che da quello quantitativo. Tra i taxa meglio rappresentati si segnalano *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL) BRAMLETTE & SULLIVAN, *C. pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY) BUKRY, *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL, *D. scrippsae* BUKRY & PERCIVAL, *Discoaster barbadiensis* TAN, *D. deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *D. saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER) HAQ, *Rhabdosphaera perlongus* DEFLANDRE, *Sphenolithus furcatolithoides* LOCKER, *S. moriformis* (BRONNIMANN & STRADNER) BRAMLETTE & WILCOXON, *S. radians* DEFLANDRE & *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE; a questi si aggiungono altre forme (*Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE, *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE & RIEDEL) RADOMSKI, *Cribocentrum coenurum* (REINHARDT) PERCH-NIELSEN, *Discoaster strictus* STRADNER,

D. tanii BRAMLETTE & RIEDEL, *D. tanii nodifer* BRAMLETTE & RIEDEL, *Helicosphaera dinesenii* PERCH-NIELSEN, *H. euphratis* HAQ, *H. sp.*, *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI, *Neococcolithes dubius* (DEFLANDRE) BLACK, *Pontosphaera sp.*, *Reticulofenestra hampdenensis* EDWARDS, *R. umbilica* (LEVIN) MARTINI & RITZKOWSKI, *R. sp.*, *Rhabdosphaera pinguis* DEFLANDRE, *Sphenolithus pseudoradians* BRAMLETTE & WILCOXON e *S. sp. cf. S. intercalaris*) che però non vanno oltre un raro (o rarissimo) rinvenimento.

La litofacies argillosa **CAA_a** affiora generalmente sopra le arenarie del Fosso Radicagnoli a sud di Libbiano e a nord di Montecerboli e di Montecastelli.

E' costituita prevalentemente da argilliti variegata di colore da rosso-vinato a grigio che, tipicamente, mostrano una marcata attitudine a suddividersi in piccole scaglie o "aggetti" (*pencil cleavage*). Localmente possono essere sostituite da siltiti-arenacee dello stesso colore; in questo caso alle siltiti si intercalano arenarie carbonatiche a grana media, micacee, in strati decimetrici con alla base tenui controimpronte di corrente. Nella massa argillitico-siltosa si rinvengono anche strati da decimetrici a metrici di arenarie ofiolitifere gradate, dal colore grigio-verde scuro, caratterizzate dalla presenza di elementi di diaspri. A più livelli si intercalano breccie (e in subordine conglomerati) ofiolitifere poligeniche, (cartografate come **CAA_b**) i cui clasti, di dimensioni variabili da 1/2 cm fino ai 20 cm, sono costituiti in prevalenza da ofioliti (basalti, gabbri sia micro- che macro-cristallini, serpentiniti e oficalciti) e, in subordine, da diaspri e calcari grigi.

Il contenuto in nannofossili calcarei riscontrato da LAZZAROTTO *et alii* (1995) in questa litofacies non è dissimile da quello descritto per la litofacies **CAA_r**, specialmente per quanto riguarda le forme più frequenti. Si rimanda quindi a quanto riportato in precedenza limitandoci a evidenziare che nelle argilliti sono presenti anche *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL e *Calcidiscus protoannula* (GARTNER) LOEBLICH & TAPPAN.

La Formazione di Lanciaia raggiunge in affioramento uno spessore massimo di 280 metri.

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

Come emerge dallo studio di LAZZAROTTO *et alii* (1995), la Formazione di Lanciaia affiorante a sud-est 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'età eocenica medio-inferiore per la formazione è stata riconosciuta da MARINO & MONECHI (1994) nelle successioni dell'area-tipo; quest'ultime, infatti, sono risultate appartenere alle zone CP11 e CP12 di OKADA & BUKRY (1980). Relativamente ai due piccoli affioramenti di marna (litofacies

CAA_c), ubicati poco a ovest di Montecatini Val di Cecina, si richiama lo studio bio-cronostratigrafico di MACCANTELLI & MAZZEI (1994). Questi Autori ritengono tali litotipi marnosi di pertinenza della porzione superiore del Bartoniano (Eocene medio) perché documentano in essi la presenza della Sottozona CP14b di OKADA & BUKRY (1980), corrispondente alla Zona NP 17 di MARTINI (1971). La Formazione di Lanciaia viene quindi riferita all'intervallo Eocene inferiore – medio.

4.2. - UNITA' OFIOLITIFERA DI MONTAIONE

4.2.1. - *Complesso ofiolitifero del Poggio di Montecarulli*

E' costituito da unità litostratigrafiche caratteristiche della crosta oceanica (Serpentiniti, Gabbri, Basalti) del tutto simili a quelle appartenenti al Complesso ofiolitifero del Monte di Canneto che verrà descritto in seguito. Esso si trova alla base o intercalato come olistoliti nella Formazione di Montaione.

4.2.2. - *Formazione di Montaione (MIO)*

La Formazione di Montaione (sin. Flysch calcareo-arenaceo di Castelluccio in COSTANTINI *et alii*, 1995) rappresenta un flysch ad Helmitoidi simile alla Formazione di Monteverdi M.mo dalla quale, tuttavia, si differenzia per un maggior sviluppo della componente arenacea e per la presenza di frequenti e talora potenti livelli di breccie ofiolitifere (MIO_b). Essa è in massima parte costituita da sequenze torbiditiche di spessore compreso tra pochi decimetri e 1-2 m. In ciascuna di queste sequenze, da un'arenaria fillosilicatica alla base si passa verso l'alto ad una siltite ed infine ad una marna o calcare marnoso; più raramente al tetto della sequenza è presente una argilla marnosa o un calcare di debole spessore. Nelle arenarie, gradate nella parte basale, sono presenti laminazioni piano-parallele e convolute; alla base dello strato torbiditico si rinvengono anche controimpronte da corrente.

Una caratteristica di questa formazione è data dalla presenza di breccie poligeniche (MIO_b) costituite essenzialmente da elementi ofiolitici e, in subordine, da elementi di diaspri e di calcari "palombini"; questi clasti sono di dimensioni variabili da pochi centimetri al metro. Le breccie sono distribuite in modo non uniforme per tutto lo spessore della formazione e contengono localmente olistoliti, di dimensioni limitate, della formazione delle Argille a palombini. Ad esse sono associate, frequentemente, arenarie grossolane ad elementi ofiolitici.

Lo spessore della Formazione di Montaione è stato valutato in circa 500 metri.

L'esame micropaleontologico in sezione sottile di campioni prelevati nell'area del foglio ha permesso di riconoscere associazioni microfaunistiche costituite da Foraminiferi del gr. *Hedbergella-Ticinella* e Heterohelicidae oltre che da *Pithonella ovalis* (KAUFMAN) e Radiolari. Sono state rinvenute anche associazioni a nannofossili, in gran parte povere e mal conservate. Alcune di queste, però, hanno mostrato una abbondanza di forme, rappresentate prevalentemente da *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Biscutum coronum* WIND & WISE, *Cyclagelosphaera margereli* NOEL, *Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE, *Microrabdulus decoratus* DEFLANDRE, *Micula concava* (STRADNER) VERBEEK e *Micula decussata* VEKSHINA; di facile rinvenimento sono anche *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE, *Ellipsagelosphaera* sp., *Micula* sp. e *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI) NOEL. Rari, infine, sono *Biscutum constans* (GORKA) BLACK, *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER) PRINS & SISSINGH, *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, *Lucianorhabdus arcuatus* FORCH HEIMER, *Micula* cf. *praemurus*, *Quadrum gothicum* (DEFLANDRE) PRINS & PERCH-NIELSEN, *Q.* sp..

Sulla base delle associazioni microfaunistiche la Formazione di Montaione nell'area in esame è riferibile ad un generico Cretaceo superiore. Una datazione più puntuale è fornita dai nannofossili; infatti, il comune rinvenimento di *Arkhangelskiella cymbiformis* e *Biscutum coronum* unito a quello raro di *B. constans*, *Ceratolithoides aculeus* (<90°), *Quadrum gothicum* e *Micula* cf. *praemurus* consente di attribuire i campioni esaminati alle zone CC23-CC25 di SISSINGH (1977) corrispondenti, in termini cronostratigrafici, all'intervallo Campaniano sommitale - Maastrichtiano (*pars*).

Secondo COSTANTINI *et alii* (1991) la Formazione di Montaione rappresenta una facies laterale della Formazione di Monteverdi M.mo. Essi ritengono inoltre che la sua deposizione sia avvenuta in una zona più interna del bacino di sedimentazione del flysch ad Helminroidi o quantomeno più prossima all'area di alimentazione del materiale ofiolitifero.

4.3. UNITA' OFIOLITIFERA DELLE ARGILLE A PALOMBINI

4.3.1. - *Complesso ofiolitifero del Monte di Canneto*

E' costituito da unità litostratigrafiche caratteristiche della crosta oceanica (Serpentiniti, Gabbri, Basalti) e dalla relativa copertura sedimentaria (Diaspri, Calcari a Calpionelle, Argille a palombini).

4.3.2. - *Serpentiniti (Σ)*

Sono molto diffuse nell'area relativa al settore meridionale del foglio. Costituiscono masse di dimensioni variabilissime che solo eccezionalmente conservano i rapporti primari con gli altri litotipi della serie magmatica ofiolitica e con la copertura sedimentaria. Quelle di maggiori dimensioni raggiungono un'estensione in affioramento di circa 6 km e spessori dell'ordine del migliaio di metri (area a nord di Serrazzano). Affioramenti di particolare interesse, per la buona esposizione dei rapporti primari tra serpentiniti e filoni isolati di basalti e di gabbri (in genere di potenza metrica), sono localizzati nei dintorni di Montecatini V.C. (ovest-nord-ovest di M.Massi) e di Micciano (Monte al Santo).

Si tratta di rocce di colore variabile dal verde chiaro al verde molto scuro, quasi bluastro, 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.

Un'analisi petrografica è stata condotta su campioni rappresentativi provenienti dalle masse di Monte al Santo, Micciano, Botro Rivivo e della zona a ovest-nord-ovest di M.Massi. Le associazioni mineralogiche sono in gran parte rappresentate da fasi riferibili al processo di serpentizzazione (serpentino, Mg-Fe clorite, talco); in subordine sono presenti relitti di olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e spinello, con rapporti modalitici indicativi di originarie composizioni lherzolitiche.

Nell'area a nord di Serrazzano sono stati individuati alcuni livelli di oficalciti frapposti fra le Ofioliti e i Diaspri. Si tratta generalmente di serpentiniti alterate e brecciate (o breccie tettoniche) che presentano, a luoghi, colore dal violaceo al rossastro e che sono interessate da diffuse fratture riempite da calcite; la matrice, sempre minuta, è di natura ofiolitica. Questi livelli non sono stati cartografati separatamente poiché affiorano in maniera discontinua, con spessori esigui e sono mal distinguibili da facies ofiolitiche tettonizzate.

4.3.3. - Gabbri (Γ)

Sono presenti nell'area del foglio soltanto in piccoli affioramenti. Talvolta si rinvencono in filoni all'interno delle maggiori masse serpentinitiche e a loro volta, possono contenere localmente piccoli filoni (1-3 m di lunghezza) di basalto (area a sud-ovest di Sassa).

I gabbri comprendono una facies dominante a grana da media a medio-grossa (gabbri "eufotidi"); subordinatamente si hanno: facies melanocrate a grana medio-fine con relitti di olivina (zona a ovest-nord-ovest di M.Massi), facies pegmatitiche in forma di sacche o filoncelli di potenza centimetrica all'interno dei gabbri "eufotidi" e rare facies con marcata foliazione secondaria (da listate a "flaser").

I gabbri "eufotidi" presentano strutture da granulari a ipidiomorfe, con paragenesi primarie costituite semplicemente da plagioclasio (labradorite), clinopirosseno (diallagio) e, con contenuti modali subordinati, minerali metamorfici indicativi di una incompleta riequilibrio polifasica da condizioni di medio grado (orneblenda verde-bruna) a condizioni in facies scisti verdi (tremolite-actinolite; FeMg clorite, \pm albite \pm clinozoisite \pm prehnite). Entro i gabbri "eufotidi" di Fosso Adio, Monterufoli-Pomarance e della zona a ovest-nord-ovest di M.Massi sono riconoscibili delle facies foliate (metagabbri) in fasce di potenza metrica. All'interno di tali fasce, che si configurano come zone di elevata deformazione prevalentemente plastica, i metagabbri presentano una marcata riduzione di grana, una foliazione penetrativa ed una riequilibrio metamorfica. In particolare, le più significative caratteristiche microstrutturali dei metagabbri foliati comprendono:

1) la presenza dei principali minerali primari (plagioclasio e clinopirosseno) in forma di porfiroclasti, talora asimmetrici e spesso interessati da cataclasi, "kink band" e piegamenti;

2) la parziale trasformazione del clinopirosseno magmatico in aggregati neoblastici di clinopirosseno diopsidico (Fosso Adio, Canneto, Monterufoli), di orneblenda verde-bruna o di anfibolo verde pallido (tremolite - actinolite) (ONO di M.Massi);

3) la parziale sostituzione del plagioclasio calcico (An50-70) magmatico in neoblasti di plagioclasio più sodico (An40-20) in aggregati a grana molto fine, con struttura subpoligonale;

4) lo sviluppo di foliazioni penetrative definite dall'orientazione dimensionale preferenziale di aggregati lenticolari delle fasi neoblastiche, in particolare diopside+plagioclasio (An40-20) (Fosso Adio, Canneto, Monte-

rufoli), orneblenda+plagioclasio (An40-20) (ONO di M.Massi) e tremolite-actinolite+plagioclasio (An20) (ONO di M.Massi).

Questi caratteri suggeriscono che il riequilibrio metamorfico accompagnato da deformazioni plastiche penetrative, si inquadra in una evoluzione polifasica retrograda comprendente:

- una prima fase di alta temperatura (pirosseno diopsidico + plagioclasio calcico)

- una fase di temperatura intermedia (orneblenda - plagioclasio calcico)

- una fase di basso grado (tremolite-actinolite + plagioclasio sodico).

Queste fasi documentano una evoluzione analoga a quella riconosciuta nei Gabbri della vicina area di Rosignano M.mo (CORTESOGNO *et alii*, 1975), così come nei Monti di Castellina M.ma (CORNAMUSINI & MACCATELLI, 1995).

Lo spessore massimo affiorante nell'area raggiunge i 60 m circa.

4.3.4. - Basalti (β)

I basalti si presentano di norma massicci, localmente brecciati da processi di autoclastesi, hanno tessitura afanitica ed un colore variabile da grigio scuro a verde scuro. Spesso le patine di alterazione sono arrossate per la presenza di ossidi di ferro.

Le facies nettamente prevalenti sono quelle africane, subordinate sono le varietà porfiriche e doleritiche.

Le paragenesi mineralogiche primarie consistono di plagioclasio + clinopirosseno + minerali opachi (ilmenite \pm magnetite). A queste si sovrappongono, mediante trasformazioni di tipo esclusivamente statico, paragenesi metamorfiche tremolite - actinolite + albite \pm MgFe clorite \pm clinozoisite-epidoto (raro) \pm sericite \pm prehnite, corrispondenti nel complesso ad un metamorfismo di basso grado. I basalti, con struttura a *pillows* (nord di Serrazzano e presso Canneto), presentano cuscini 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). Il peduncolo dei *pillows* non è sviluppato e gli spazi tra un corpo e l'altro sono riempiti da una matrice cloritico-ematitica di colore verde rossastro. Le superfici dei cuscini sono di colore da grigio scuro a nero.

I basalti con struttura porfirica sono in genere quelli con giacitura filoniana. In questa facies, i fenocristalli sono esclusivamente costituiti da plagioclasio e sono immersi in una pasta di fondo con struttura intersertale a prevalente plagioclasio listiforme e plaghe di pirosseno, spesso completamente sostituito da aggregati fibroso-raggiati di tremolite-actinolite e FeMg-clorite.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 150 metri.

Dal punto di vista cronologico le ofioliti (Serpentiniti - Gabbri - Basalti) presenti in Toscana Meridionale sono riferibili al Giurassico medio-superiore (ABBATE *et alii*, 1988).

4.3.5. - *Diaspri* (DSD)

Rappresentano la prima formazione sedimentaria che copre in maniera pressoché uniforme i termini ofiolitici già in parte tettonizzati e metamorfosati. I rapporti con questi ultimi sono osservabili nell'area di Rio Sancherino dove la formazione poggia, con contatto stratigrafico, su di un substrato magmatico rappresentato in genere da Basalti e, in qualche caso, da Serpentiniti.

I Diaspri sono costituiti da sottili strati silicei (spessore 5-6 cm) di colore rosso fegato e da sottilissimi interstrati di argilliti di colore rosso con zonature verdi; dal punto di vista litologico sono quindi del tutto analoghi a quelli del Dominio Toscano. Essi presentano spessori variabili con un massimo di circa 100 m nella zona di Canneto.

L'unità, il cui contenuto fossilifero è formato esclusivamente da Radiolari, presenta i caratteri di un sedimento pelagico deposto direttamente su crosta oceanica.

Per quanto riguarda la sua età si rileva quanto indicato da CONTI & MARCUCCI (1986), BAUMGARTNER (1987) e BORTOLOTTI *et alii* (1991) relativamente alla base (affiorante in Toscana) e alla sommità (affioramenti di M.Alpe): la prima è riferita all'intervallo Oxfordiano medio-superiore - Kimmeridgiano, la seconda al Titonico superiore o alla base del Neocomiano.

4.3.6. - *Calcare a Calpionelle* (CCL)

La formazione, istituita da DALLAN *et alii* (1969) nella zona del M.Vitalba (di pertinenza del F° 284 - Rosignano M.mo), è ben esposta nell'area di Canneto dove poggia, con contatto stratigrafico, sui Diaspri. Essa è costituita da calcari e calcari marnosi grigio chiari a grana finissima e frattura concoide, in strati di spessore variabile da decimetrici a metrici. Al suo interno compaiono, talvolta, sottili intercalazioni di marne argillose e argilliti, che mostrano una marcata fissilità. Il Calcare a Calpionelle presenta, nell'area di Canneto, uno spessore che al massimo raggiunge i 100 metri.

Il contenuto microfaunistico è generalmente abbondante in tutte le sezioni sottili esaminate e sempre caratterizzato dalla presenza di Calpionelle, *Stomio-*

sphaera sp. e Radiolari. Il rinvenimento nelle associazioni di *Tintinnopsella carpathica* e *Calpionellopsis oblonga* consente un riferimento della formazione all'intervallo Berriasiano superiore - Valanginiano. A conferma di questo dato si ricorda che PICCHI (1985), studiando la successione di M. Vitalba, nei pressi della località tipo, attribuisce la base della formazione al Berriasiano superiore per la presenza di *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionella alpina* e *Tintinnopsella carpathica*.

4.3.7. - Argille a palombini (APA)

Questa formazione costituisce la parte più cospicua del Complesso ofiolitifero, all'interno del quale ha, con le altre unità litostratigrafiche, quasi sempre rapporti tettonici. Le Argille a palombini sono sormontate dai depositi neoautoctoni, con contatto stratigrafico discordante. Mostrano in genere un assetto caotico e sono costituite da argilliti (80-60%) e, subordinatamente, da siltiti e marne di colore grigio scuro o grigio nocciola. A questi litotipi sono intercalati calcari, calcari silicei e calcari marnosi, di colore variabile dal grigio piombo al grigio chiaro. In maniera del tutto subordinata sono presenti arenarie e calcareniti a grana fine, di colore grigio. Gli strati calcarei hanno una potenza variabile da dieci centimetri a circa 1 metro mentre gli intervalli argillosi mostrano, in genere, spessori superiori al metro.

Al tetto della formazione è stato distinto un membro pelitico-arenaceo (presente solo in alcuni affioramenti e contrassegnato nella legenda con la sigla **APA₂**) rappresentato da argilliti e siltiti grigio-nocciola, cui si intercalano frequenti strati arenacei quarzoso-feldspatici e rari strati calcarei. Nelle areniti sono osservabili strutture sedimentarie legate a meccanismi di sedimentazione da correnti di torbida (gradazione, laminazioni piano parallele, ondulate o convolute, impronte alla base degli strati quali *flute casts* e *ripple marks*).

La potenza delle Argille a palombini è difficilmente valutabile nelle varie aree di affioramento; uno spessore massimo di circa 150 m è comunque raggiunto a sud-sud-ovest del M. Aneo. Il membro pelitico-arenaceo non supera mai i 50 metri.

La formazione è interpretabile come un deposito di piana abissale interessato da episodi torbiditici silicoclastici.

Dal punto di vista cronologico essa è generalmente riferita al Cretacico inferiore. Sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei (MACCANTELLI, 1994a,b) e delle microfacies riconosciute in campioni raccolti nell'ambito dell'area del foglio essa sembra appartenere all'intervallo Berriasiano-Aptiano.

4.3.8. - *Arenaria di Montecatini (AMO)*

Affiora unicamente nella porzione nord-ovest dell'area del foglio dove sormonta il Complesso ofiolitifero. Su di essa poggiano in discordanza i depositi lacustri neoautoctoni di età turoliana.

La formazione è costituita da arenarie e, subordinatamente, da siltiti, argilliti e marne. Le arenarie, di colore grigio in frattura fresca e marrone-arancio in superficie alterata, si presentano con una granulometria variabile da grossolana a medio-fine; mostrano una evidente stratificazione, caratterizzata da strati di spessore variabile dal decimetro al metro e da numerose amalgamazioni. Gli strati arenacei presentano frequentemente strutture sedimentarie trattive e decantative; nella loro porzione inferiore si rinvencono talvolta *clay chips* (15-20 cm di diametro massimo) mentre alla loro base sono osservabili numerose controimpronte da corrente e da carico. Le arenarie, composte in prevalenza da quarzo, plagioclasio e k-feldspato contengono anche frammenti litici, fillosilicati e minerali accessori; abbondante è il cemento di natura calcitica.

Alla sommità degli strati torbiditici la frazione più fine è rappresentata da siltiti e argilliti; le siltiti grossolane spesso mostrano un'evidente laminazione piano-parallela. Le marne si alternano alle altre litofacies con frequenza variabile e in strati di spessore compreso tra pochi decimetri e 1-2 metri.

L'analisi di facies permette di considerare l'Arenaria di Montecatini come un deposito torbiditico in posizione di conoide intermedia-esterna, confrontabile, per ambiente di sedimentazione e per età, con le Arenarie del Gottero (CORNAMUSINI, 1993; MACCANTELLI, 1994a,b).

Lo spessore dell'Arenaria di Montecatini è mal definibile a causa delle numerose dislocazioni; una stima di almeno 400 metri può essere, comunque, ragionevole.

MACCANTELLI (1994a,b) documenta la presenza, nella parte stratigraficamente più bassa dell'arenaria, di una ricca associazione a nannofossili calcarei costituita in prevalenza da *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER) PRINS & SISSING, *Eiffelithus turriseiffelii* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI e *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE; riconosce altresì, in quella stratigraficamente più alta, un'associazione piuttosto povera e composta essenzialmente da *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Cruciplacolithus primus* PERCH-NIELSEN, *C. tenuis* (STRADNER) HAY & MOHLER e *Markalius inversus* (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI. Sulla base della presenza di *L. quadratus* (in assenza di *Micula murus* (MARTINI) BUKRY e *Nephrolithus frequens* GORKA) nella prima associazione e di *C. tenuis* (con *C. primus*) nella seconda, l'Autore riferisce l'Arenaria di Montecatini in

parte al Maastrichtiano (Zona CC25 di SISSINGH, 1977) e in parte al Paleocene (Zona NP2 di MARTINI, 1971).

5. - SUCCESSIONE NEOGENICA DEL VERSANTE TIRRENICO DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Nella Toscana a sud dell'Arno, le formazioni neogeniche, depostesi in questa regione successivamente alla strutturazione della Catena appenninica (i depositi neoautoctoni), discordanti su un substrato corrugato, costituito per la maggior parte dalle unità alloctone liguri e subliguri, sono costituite da più litofacies, riferibili ad ambienti sia continentali sia marini (fig. 8). Le variazioni, nello spazio e nel tempo, di tali ambienti, rendono conto di una paleogeografia mio-pliocenica molto diversa da quella attuale ed in rapida evoluzione.

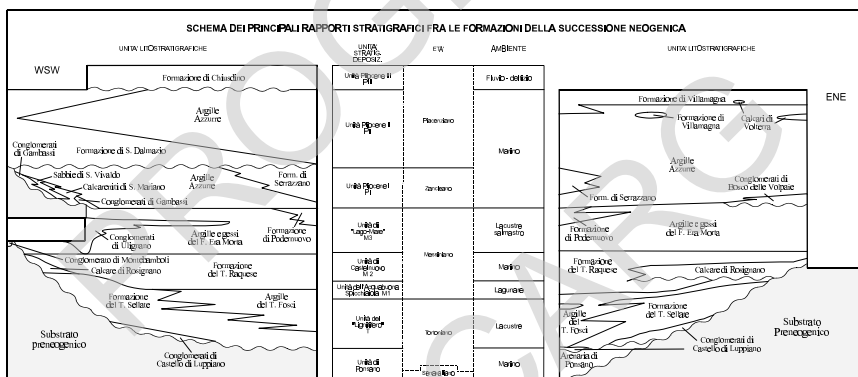


Fig. 8 – Schema stratigrafico che illustra i principali rapporti latero-verticali e discordanze fra le formazioni del neoautoctono toscano affioranti nel Foglio Pomarance.

Nella fig. 9 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 & SALVATORINI (1982) e IACCARINO (1985), modificata da FORESI *et alii* (1998), per l'intervallo Serravalliano - Tortonian 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).

Lo stesso schema riporta anche l'inquadramento della successione delle bio-

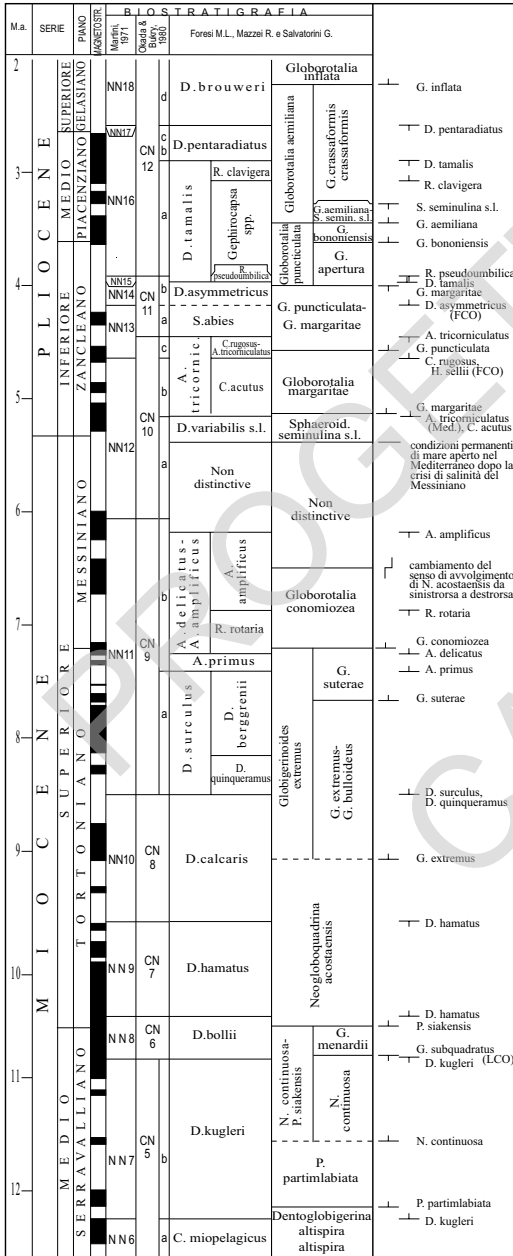


Fig. 9 – Schema biostratigrafico utilizzato per l'inquadramento delle unità litostatigrafiche neogeniche affioranti nell'area del Foglio Pomarance, a cura di Foresi L.M., Mazzei R. e Salvadorini G. Nella figura sono evidenziate anche le relazioni dello schema con la scala magneto-stratigrafica e con quella geocronologica.

zone nella scala standard dei piani, in quella magnetostratigrafica proposta da HILGEN (1991) per il Plio-Pleistocene e da CANDE & KENT (1992, 1995) per il Miocene ed in quella geocronologica (effettuata essenzialmente in base ai lavori di FORESI *et alii*, 1998, FORNACIARI & RIO, 1996, SPROVIERI, 1993 e SPROVIERI *et alii*, 1996).

5.1. - FORMAZIONI MIOCENICHE

5.1.1. - Arenaria di Ponsano (APN)

L'Arenaria di Ponsano è presente unicamente nel settore nord-est dell'area del foglio, dove è sita la località-tipo. Gli affioramenti migliori sono quelli del Botro delle Pilelle, Podere Scopeto, Podere Orgiaglia e la Farneta. Nella località-tipo non affiora mai la base dell'unità; essa è invece rilevabile, in evidente discordanza sulla successione ofiolitifera, nei pressi di Castellina Scalo (F° 286 - Siena).

Sulla formazione giacciono, in discordanza angolare, i Conglomerati di Castello di Luppiano (LUP), i conglomerati di M. Soldano (SLE_c) e le Argille del T. Fosci (FOS).

L'unità si compone prevalentemente di arenarie medio-fini cui si intercalano due spessi livelli (circa 50 m) di marne siltose (APN_m) denominati rispettivamente "livello argilloso-sabbioso inferiore" e "livello argilloso-sabbioso superiore" da MAZZANTI *et alii* (1981). Le arenarie sono di colore grigio-giallastro, ben cementate e di composizione quarzoso-feldspatica; sono generalmente organizzate in banchi di spessore superiore al metro (1-8 m), a luoghi separati da sottili intercalazioni di marne sabbiose grigie; all'interno degli strati difficilmente si rinvencono strutture primarie di sedimentazione poiché cancellate da intensa bioturbazione. Le arenarie della porzione superiore della formazione (affioramento di Botro delle Pilelle) sono più grossolane; inoltre vi si intercalano banchi conglomeratici con elementi ben arrotondati derivanti dalle Unità liguri. Le marne siltose che compongono i due livelli intermedi sono di colore grigio e contengono alcune intercalazioni decimetriche di arenarie torbiditiche.

Lo spessore dell'Arenaria di Ponsano è valutabile intorno ai 600 m (FORESI *et alii*, 1997a,b).

Il contenuto fossilifero dell'unità è molto ricco ed ampiamente descritto in letteratura (MAZZANTI *et alii*, 1981, *cum bibl.*). Molluschi, Echinidi, Cirripedi e resti di Pesci sono stati rinvenuti con particolare abbondanza nelle porzioni arenacee. Nei livelli marnosi sono di rinvenimento comune i nannofossili calcarei. Tra le forme meglio rappresentate si ricordano: *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER,

Discoaster brouweri TAN SIN HOK, *D. calcaris* GARTNER, *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Helicosphaera carteri* (WALLISH) KAMPTNER, *Reticulofenestra pseudoubilica* (GARTNER) GARTNER & *Sphenolithus abies* DEFLANDRE. Tra quelle più significative dal punto di vista stratigrafico sono da citare: *Discoaster bollii* MARTINI & BRAMLETTE, *D. exilis* MARTINI & BRAMLETTE, *D. loeblichii* BUKRY, *D. neohamathus* BUKRY & BRAMLETTE, *D. pentaradius* TAN SIN HOK, *D. prepentaradius* BUKRY & PERCIVAL, *D. pseudovariabilis* MARTINI & WORSLEY, *D. aff. quinqueramus* GARTNER. Diffusi sono anche i Foraminiferi, sia bentonici che planctonici. Tra questi ultimi si ricordano: *Globigerinoides obliquus* BOLLI, *G. gr. quadrilobatus*, *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *N. continua* (BLOW) e *Orbulina* spp., per la loro abbondanza, gli ultimi due taxa e *Globigerina nepenthes* TODD, *Globigerinoides bollii* BLOW, *G. cf. obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *Globorotalia gr. cultrata* e *Globorotaloides falconarae* GIANNELLI & SALVATORINI, per il loro interesse stratigrafico.

Tracce fossili riconducibili a quelle della ichnofacies a *Skolithos* (più raramente *Cruziana-Skolithos*) sono ampiamente rappresentate in queste litofacies.

L'ambiente deposizionale dell'Arenaria di Ponsano nel suo insieme è quello di piattaforma interna (FORESI *et alii*, 1997a,b); in particolare, nella porzione più profonda di questa si è verosimilmente deposta la litofacies APN_m, mentre in quella più prossimale sono sedimentate le arenarie (riconducibili a spiaggia sommersa) ed i conglomerati sommitali (indicativi di un apparato deltzio).

Il plancton calcareo ha consentito il riferimento dell'unità alla Zona a *Neogloboquadrina acostaensis* dei Foraminiferi planctonici e all'intervallo Zona a *Discoaster hamatus* (parte superiore) - Zona a *D. calcaris (pars)* dei nannofossili calcarei. Gli affioramenti più orientali (area di Rencine, nei pressi di Castellina Scalo) sono stati invece riferiti alla Zona a *Neogloboquadrina continua-Paragloborotalia siakensis* e alla Zona a *Discoaster kugleri* (MAZZEI *et alii*, 1981). Complessivamente, quindi, l'Arenaria di Ponsano è attribuibile alla parte superiore del Serravalliano e alla parte inferiore del Tortoniano.

5.1.2. - Conglomerati di Castello di Luppiano (LUP)

La successione miocenica sovrastante l'Arenaria di Ponsano comprende, nel suo tratto inferiore, differenti litofacies, in passato raggruppate nella cosiddetta "serie lignitifera". Esse si sono depositate in bacini (dapprima lacustri, successivamente lagunari con acque salmastre) fortemente subsidenti tant'è che nell'area ad est di Volterra le potenze raggiungono valori di varie centinaia di metri. Nelle porzioni centrali di questo bacino i conglomerati basali della successione lacustre passano verso l'alto a sabbie e ad argille, in quelle prossimali passano invece a

sabbie, a sabbie marnose e a conglomerati minuti; la fig. 10 schematizza i ricorrenti passaggi laterali fra tutte le litofacies.

I Conglomerati di Castello di Luppiano (sinonimo p.p. di: Conglomerati, marne, arenarie lacustri in MAZZANTI *et alii*, 1963 e Conglomerati lacustri in MAZZANTI, 1966; LAZZAROTTO, 1967; LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978) sono stati

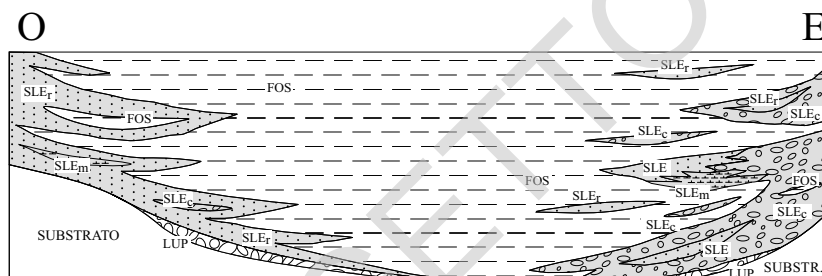


Fig. 10 – Schema dei rapporti fra le formazioni fluvio-lacustri del Tortoniano superiore nel Bacino di Volterra. Per le sigle vedi testo.

citati per la prima volta da BOSSIO *et alii*, 1992a relativamente all'area della Spicchiola, nei pressi di Volterra. Essi sono presenti in modo discontinuo alla base della successione lacustre, soprattutto nel settore nord-est dell'area del Foglio 295 dove, in discordanza angolare, poggiano sopra l'Arenaria di Ponsano (lungo il Botro del Grinzo e al M. Scuro), nonché sui Basalti e le Argille a palombini (a La Torraccia). Oltre agli affioramenti di queste località è da ricordare, per l'estensione che presenta, quello ubicato a nord di Sassa (con buone esposizioni lungo il Botro di Pastina); qui la formazione giace sopra le Argille a palombini. I Conglomerati di Castello di Luppiano passano stratigraficamente verso l'alto alla Formazione delle Argille del T. Foschi o a quella del T. Sellate.

L'unità è costituita da conglomerati poco organizzati, clasto-sostenuti e con scarsa matrice, composta da arenaria polimodale contenente piccoli ciottoli; sono mal classati, mal stratificati, con embriciamento e gradazione dei ciottoli appena accennati. I ciottoli si presentano prevalentemente subangolosi o subarrotondati, con dimensioni medie di 10-20 cm e massime fino a 50 cm; sono soprattutto calcarei (subordinatamente di radiolariti e ofioliti) e generalmente ricoperti da una patina ematitica che conferisce all'unità una colorazione di insieme rossastra. La composizione dei clasti indica una loro derivazione dalle formazioni del Dominio ligure.

Lo spessore della formazione varia da zona a zona ma è in genere ridotto a pochi metri; fa eccezione quello incontrato negli affioramenti di Botro di Pastina (dove supera i 100m), di Castello di Luppiano e La Torraccia (dove raggiunge i 60m).

Le caratteristiche generali dei Conglomerati di Castello di Luppiano indicano che si tratta di un deposito continentale, con prevalenti caratteristiche di *debris flow* legato a conoidi alluvionali; secondo MARTINI *et alii* (1995), inoltre, alcuni suoi livelli possono essersi originati da materiale trasportato da flussi iperconcentrati. Il rivestimento ematitico superficiale dei ciottoli testimonia infine una loro esposizione subaerea.

Nella formazione non sono presenti fossili e quindi non esistono elementi per una diretta determinazione della sua età. All'unità viene comunque attribuita un'età turoliana (parte corrispondente al Tortoniano superiore) in base alla sua posizione stratigrafica: la successione fluvio-lacustre, di cui i conglomerati fanno parte, si è infatti deposta posteriormente al Tortoniano inferiore (età del tetto dell'Arenaria di Ponsano) e precedentemente al Messiniano inferiore (età dei depositi lagunari e marini).

5.1.3. - *Formazione del T. Sellate (SLE)*

La Formazione del Torrente Sellate, proposta per la prima volta in questa sede, si compone di tre litofacies: conglomerati **SLE_c** (conglomerati di M. Soldano in PASCUCCI & SANDRELLI, 1999), marne **SLE_m** (marne a *Bithynia* in PASCUCCI & SANDRELLI, 1999) e arenarie **SLE_r** (arenarie della Caprareccia in PASCUCCI & SANDRELLI, 1999). Nel suo complesso l'unità affiora piuttosto diffusamente in tutta l'area del foglio e si interdigita, a volte anche fittamente, con le Argille del T. Fosci (**FOS**), con le quali mostra, quindi, chiari rapporti di eteropia (figg. 8,10).

La litofacies **SLE_c** distinta per la prima volta come Conglomerati di M. Soldano da PASCUCCI (1995) e da MARTINI *et alii* (1995) era considerata, in precedenza, una porzione di altre unità, quali i "Conglomerati lacustri" (MAZZANTI, 1966) od i "Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi" (COSTANTINI *et alii*, 1990). Affioramenti di **SLE_c** si incontrano in tutta l'area del foglio, ma è in quella di M. Soldano che si possono osservare le migliori esposizioni. Qui i conglomerati raggiungono uno spessore di circa 250 m e rappresentano, quasi per intero, la Formazione del T. Sellate. In altre zone essi sono meno diffusi e occupano porzioni per lo più intermedie all'interno delle Argille del T. Fosci; raramente si rinvencono in posizione sommitale (area a nord di Gello). Si tratta di conglomerati organizzati, con intercalati alcuni livelli di arenarie che aumentano in numero, spessore e continuità laterale verso l'alto della successione. I conglomerati sono poligenici (con litotipi provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure, fatta eccezione per l'area di M. Soldano dove si rinvencono anche ciottoli di Arenaria di Ponsano), clasto-sostenuti, mal classati e con matrice arenacea polimodale. I ciottoli sono arrotondati e con dimensioni generalmente comprese tra 7 e 15 cm. La maggior

parte dei clasti giace in posizione subparallela alla locale superficie di stratificazione e raramente è riconoscibile una embriciatura. I conglomerati sono caratterizzati da spessi strati amalgamati con strutture tipo *cut and fill*. Nelle sabbie e nei partimenti microconglomeratici è spesso apprezzabile una laminazione piano parallela orizzontale e più raramente obliqua. I conglomerati **SLE_c** sono risultati privi di fossili e microfossili.

Secondo MARTINI *et alii* (1995) le caratteristiche sedimentologiche testimoniano una deposizione dei conglomerati in un ambiente tipo *braided stream* (MIALL, 1977) impostato nella parte subaerea di un *fan-delta*. La colorazione rosastra dei clasti e della matrice indica che il deposito è stato soggetto ad alterazione subaerea.

Non sono presenti documenti diretti per la determinazione cronologica dell'unità **SLE_c**; l'età viene comunque riferita al Turoliano in base alla posizione stratigrafica, valendo le stesse considerazioni espresse per i Conglomerati di Castello di Luppiano.

La litofacies **SLE_m** (Marne lacustri con opercoli di *Bithynia* in MAZZANTI *et alii*, 1963; Sabbie e marne sabbiose con *Bithynia* in LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978; Marne sabbiose con *Bithynia* in CERRI & SANDRELLI, 1994 e Marne a *Bithynia* in PASCUCCI & SANDRELLI, 1999) presenta gli affioramenti più consistenti nell'area di M. Soldano e nel settore nord-ovest del foglio. In tutti gli affioramenti la litofacies **SLE_m** si rinviene alternata alle altre della Formazione del T. Sellate; essa è presente anche in lenti all'interno delle Argille del T. Fosci. Consiste di marne sabbioso-siltose grigie, in strati fittamente laminati, intercalate a siltiti ed arenarie. Queste ultime, ben stratificate, generalmente calcaree, dal caratteristico colore giallo-ocra, mostrano una variazione granulometrica verticale da grossolana a media. Le arenarie e le siltiti, talvolta ben litificate, sono costituite essenzialmente da quarzo e feldspati e hanno matrice argillosa; mostrano frequentemente laminazioni piano-parallele orizzontali e, a luoghi, incrociate. Spesso si rinvencono anche frustoli carboniosi sparsi o concentrati fino a costituire sottili letti torbosi. Lo spessore di questa litofacies è sempre esiguo, tanto che solo raramente raggiunge i 10 m; fa eccezione quello dell'area compresa tra Serra di Loghe e la Caprareccia (a nord-ovest di M. Soldano) che è di circa 100 metri. Carattere peculiare di questa litofacies è l'abbondante contenuto in resti fossili; fra questi spiccano gli opercoli di *Bithynia* ma si rinvencono anche, seppur con frequenza nettamente inferiore, resti di altri Gasteropodi (*Melanopsis*, *Theodoxus*, *Planorbis*) e di Lamellibranchi (fra cui *Dreissena* e *Lymnocardium*). Fra i microfossili, i più rappresentati sono gli Ostracodi, con associazioni simili a quelle delle Argille del T. Fosci, e gli oogoni di *Characeae*.

La sedimentazione delle marne **SLE_m** si è realizzata in un ambiente lacustre, con acque poco profonde e talora poco ossigenate, ad energia relativamente bassa,

interessato dall'arrivo di materiale clastico grossolano durante piene occasionali (MARTINI *et alii*, 1995). Per quanto concerne l'età turoliana valgono ancora le considerazioni espresse per i Conglomerati di Castello di Luppiano e per la litofacies **SLE_c**.

La litofacies **SLE_r** (indicata anche come: "Sabbie e Conglomerati lacustri" in LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978; "Arenarie con ciottoli" in BOSSIO *et alii*, 1996a e Arenarie della Caprareccia in PASCUCCI, 1995; MARTINI *et alii*, 1995 e PASCUCCI & SANDRELLI, 1999; o costituenti una porzione di altre unità come "Conglomerati lacustri" in MAZZANTI, 1966; e "Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi" in COSTANTINI *et alii*, 1990), si rinviene con buoni affioramenti nell'area di M. Soldano e di Montegemoli, a nord di P.ggio Sassicaia, a Fatt. Mocaio (a sud-ovest di Montecatini V.C.) e lungo il Botro della Canonica (a nord di Sassa).

Le arenarie **SLE_r** si presentano interdigitate con le altre litofacies che compongono la Formazione del Torrente Sellate o in lenti all'interno delle Argille del Torrente Fosci. Si tratta di arenarie di colore giallo-ocra, a luoghi incoerenti, a grana da media a grossolana, nelle quali si rinvencono livelli e lenti di conglomerato (massimo 5 m) generalmente costituito da elementi minuti (solo raramente i clasti raggiungono dimensioni fino a 20 cm), eterogenei (calclutiti, rocce verdi e diaspri) e ben elaborati. Lo spessore delle lenti conglomeratiche e le dimensioni dei ciottoli diminuiscono nella porzione superiore della litofacies. Le intercalazioni conglomeratiche nelle arenarie si distinguono dai conglomerati **SLE_c** per una matrice arenacea più abbondante, per una granulometria dei ciottoli mediamente inferiore, per una colorazione grigio-verde o giallastra, per una più chiara organizzazione. La stratificazione è evidente negli intervalli arenacei; localmente gli strati sono interessati da laminazione piano-parallela ed incrociata; sono inoltre osservabili successioni sia del tipo *fining* che *coarsening upward*. Non è infrequente il ritrovamento nelle arenarie di livelli di argille torbose con lenti di lignite.

Le arenarie **SLE_r** hanno spessori molto variabili: le potenze maggiori superano i 100 metri.

I macrofossili sono piuttosto rari; solo localmente si rinvencono esemplari di *Lymnocardium* e *Melanopsis*. Le analisi micropaleontologiche hanno permesso di riconoscere oogoni di *Characeae*, opercoli di *Bithynia* e ostracofaune costituite da *Cyprideis* sp., *Bullocypris robusta* DEVOTO e *Tavanicythere* sp.. Soltanto nella porzione superiore, limitatamente alla zona di Montegemoli e di Sassa, sono stati rinvenuti rari esemplari di *Ammonia beccarii tepida* (CUSHMAN).

Le caratteristiche sedimentologiche delle arenarie **SLE_r** indicano una deposizione in ambiente di tipo *fan-delta*: in particolare le arenarie dell'area di M. Soldano sono riferibili alla porzione più distale di quest'ultimo (MARTINI *et alii*, 1995). Le associazioni micropaleontologiche denunciano, inoltre, che dapprima

le acque fluviali sarebbero sfociate in un lago e che successivamente questo si sarebbe trasformato in una laguna salmastra. Tale mutamento delle condizioni ambientali sarebbe da mettere in relazione con una comunicazione, probabilmente ancora precaria, del dominio lacustre con quello marino del primo episodio trasgressivo nella Toscana meridionale. In aree più occidentali (Bacino del F. Fine) questo evento è materializzato dai Calcari dell'Acquabona, membro inferiore del Calcare di Rosignano del Messiniano inferiore (Bossio *et alii*, 1996a *cum bibl.*). In considerazione di ciò, anche in assenza di faune cronologicamente indicative, la porzione delle arenarie **SLE_r** con microfaune salmastre è da riferire al Messiniano inferiore, mentre quella lacustre sottostante verosimilmente è ancora Turoliana del Tortoniano superiore, in analogia a quanto ipotizzato per le altre due litofacies della Formazione del T. Sellate.

5.1.4. - Argille del T. Fosci (**FOS**)

Le Argille del Torrente Fosci (il nome è stato proposto da Bossio *et alii*, 1992a,b ed è sinonimo di: “Argille lignitifere lacustri”, MAZZANTI *et alii*, 1963, “Argille lacustri”, LAZZAROTTO, 1967, “Argille spesso lignitifere, lacustri con sporadici” del Foglio 119 - Massa Marittima) sono ampiamente rappresentate in tutta l'area del foglio; gli affioramenti meglio esposti, caratterizzati da diffuse forme erosive calanchive, sono quelli ad est di Mazzolla, lungo il corso del T. Fosci (tributario di destra del F. Cecina). L'unità è presente con buoni affioramenti anche a sud di Montecatini V. C.; in quest'ultima località, a differenza della prima, essa si interdigita ampiamente con la Formazione del T. Sellate (fig. 8).

Le Argille del T. Fosci poggiano in concordanza sopra il Conglomerato di Castello di Luppiano, come accade nella località-tipo di quest'ultimo, oppure sopra i vari termini della Formazione del T. Sellate; verso l'alto passano in concordanza alla Formazione del T. Raquese.

La formazione è costituita da argille grigie massicce, talvolta caratterizzate da sottili intercalazioni di arenarie, di conglomerati minuti e, più raramente, di marne. Non è infrequente rinvenirvi sottili lenti e livelli di lignite; a sud di C. Leoncelli (a nord di Monteguidi), è presente un livello dello spessore medio di 1,5 m che in passato è stato oggetto di escavazione mineraria. Nell'area a nord di Ponsano, nella parte inferiore della formazione sono presenti pacchi di strati (olistostromi) (**FOS_o**) della formazione della Argille a palombini.

La potenza delle Argille del T. Fosci è assai variabile ed è massima nei pressi dell'area tipo, dove raggiunge i 350 m; spessori rilevanti si osservano anche nell'area a sud del T. Sellate (Bacino di Radicondoli), dove alle argille si intercalano numerosi livelli di arenarie **SLE_r** e di marne **SLE_m**.

Il contenuto in fossili della formazione è piuttosto scarso; vi si rinvencono sporadicamente resti, spesso in modelli, di Lamellibranchi, fra cui *Lymnocardium*, *Dreissena* e più raramente Unionidi, nonché di Gasteropodi riferibili ai generi *Melanopsis*, *Theodoxus* e *Bithynia* (quest'ultimo, in genere, presente solo con gli opercoli). Per quanto riguarda le associazioni micropaleontologiche, queste sono costituite sostanzialmente da Ostracodi, con *Cyprideis* sp., *C. aff. belfortensis*, *Candona* sp., *Candona aff. labiata* cui, nella porzione sommitale, si aggiungono *Loxococoncha* e i Foraminiferi *Ammonia beccarii tepida* (CHUSMAN), *Miliammina fusca* (BRADY) e *Cassidulinita prima* (SUZIN).

La porzione inferiore e medio-superiore della formazione si è deposta nella parte distale, anche se poco profonda, di un ambiente lacustre. Una sedimentazione in posizione più prossimale è deducibile laddove alle argille si intercalano sedimenti clastici grossolani legati ad apporti fluviali (conglomerati **SLE_C**). Per quanto riguarda il tratto sommitale dell'unità, le associazioni micropaleontologiche documentano il passaggio graduale da ambiente lacustre a lagunare-salmastro, peraltro già osservato per la parte più alta delle eteropiche arenarie **SLE_r**. In accordo con le considerazioni esposte per quest'ultime, la formazione delle Argille del T. Fosci è di età turoliana (Tortoniano superiore) per la porzione depositasi in ambiente lacustre, messiniana inferiore per quella di ambiente lagunare-salmastro.

5.1.5. - *Formazione del T. Raquese (RAQ)*

La Formazione del T. Raquese, qui indicata per la prima volta con questo nome, corrisponde alle "Argille a *Pycnodonta navicularis*" nell'accezione del Foglio 119 - Massa Marittima. Essa è presente in tutto il foglio ma è particolarmente diffusa nella sua porzione centrale, nord-orientale e nord-occidentale. I migliori affioramenti si rinvencono nelle località Faltona e Ginepraia (a nord di Sassa), nei dintorni di Gello (a sud di Montecatini Val di Cecina), lungo il versante settentrionale del T. Raquese (ad ovest di Pomarance) e nelle località Spicchiaiola e Cave di Alabastro (ad est di Mazzolla).

La Formazione del T. Raquese giace in concordanza sui vari termini della Formazione del T. Sellate, sulle Argille del T. Fosci e sul Calcare di Rosignano; con quest'ultima mostra anche rapporti di eteropia (fig.11). Al tetto è sormontata dai gessi della formazione delle Argille e gessi del F. Era Morta.

Nella sua parte inferiore la formazione è costituita da argille grigie cui si intercalano livelli o lenti molto sottili (al massimo 3 cm) di arenarie carbonatiche e, più raramente, di conglomerati minuti; eccezionalmente, a nord-ovest di Pomarance, sono presenti conglomerati (**RAQ_C**) poligenici, con ciottoli mediamente non

superiori ai 10-15 cm (i litotipi presenti derivano dalle formazioni del Dominio Ligure) prevalentemente clasto-sostenuti e ben litificati. Nell'area di Pomarance (ad esempio lungo il basso corso del T. Raquese) e nel Bacino di Radicondoli (ad esempio in località Pian di Cecina) l'unità mostra alla base un pacco di strati argillosi e gessoarenitici in fitta alternanza che può raggiungere lo spessore di varie decine di metri (**RAQ_g**). Questo livello di gessi ha una notevole continuità nell'area del foglio sì da costituire un ottimo livello guida benchè diminuisca di spessore, fino a perdere importanza cartografica, sia verso ovest (nella zona di Sassa-Gello si trovano soltanto piccole lenti e sottili livelli), sia verso nord-est.

Nel settore orientale (bacini di Volterra e di Radicondoli) è diffusa una litofacies argilloso-arenacea **RAQ_a** (argille della Spicchiaiola). Questa (indicata come Formazione della Spicchiaiola da Bossio *et alii* 1992a) è costituita da argille e argille sabbiose, di colore grigio o grigio-nocciola, con intercalazioni di arenarie quarzoso-carbonatiche spesse da pochi centimetri fino a circa 50 centimetri. In generale gli strati arenacei aumentano in spessore e frequenza dal basso verso l'alto; sono di colore giallo-ocra e presentano laminazione parallela orizzontale, più raramente obliqua; spesso sono gradati e con *mud pebbles* al loro interno. Nell'affioramento in località Spicchiaiola questa litofacies presenta, nel suo intervallo superiore, livelli di conglomerati costituiti da ciottoli di piccole dimensioni; lungo i tornanti della strada che scende verso il T. Fosci, mostra inoltre "ripples" da onda.

Nell'area ad ovest di Ponte Ginori (settore occidentale del bacino di Volterra) alla base della Formazione del T. Raquese è presente una litofacies marnosa (**RAQ_m**) costituita da marne e arenarie calcaree fini. Questa litofacies, denominata "marne fetide ad Anellidi" da MAZZANTI *et alii* (1963), giace in concordanza sulla Formazione del T. Sellate e raggiunge i 15-20 m di spessore; i sedimenti che la compongono sono sottilmente stratificati, di colore nocciola e presentano frequenti strutture da disseccamento. L'intervallo superiore della formazione è rappresentato da argille grigie massicce, localmente con *Pycnodonte navicularis*, nelle quali si rinvencono raramente sottili livelli di sabbie fini.

Lo spessore massimo della formazione, valutato circa 100 m, si raggiunge nella zona di Montegemoli-Pomarance.

La porzione inferiore dell'unità è caratterizzata dalla presenza di Serpulidi, pressochè costante nelle intercalazioni arenacee e sporadica nelle argille; quella superiore è caratterizzata da *Pycnodonte navicularis* (BROCCHI), *Cardium*, *Turritella*, *Aphorrais* e piccoli Bivalvi (fra cui *Corbula*).

Anche nelle associazioni micropaleontologiche è osservabile una diversità tra la parte inferiore e quella medio-superiore della formazione. La prima è infatti interessata da poche forme di Foraminiferi (*Ammonia beccarii tepida* (CUSHMAN), *Cassidulinita prima* SUZIN, *Bolivina* sp., *Miliammina fusca* (BRADY), *Cribrono-*

nion articulatum (D'ORBIGNY)) e di Ostracodi (*Candona* sp., *Cyprideis* spp., *Lep-
tocythere* sp. e *Loxoconcha elliptica* BRADY, *Medocytherideis* sp., *Plesiocypris* sp.,
Potamocypris sp.), la seconda da microfaune e nannoflore in genere abbondanti
anche se spesso con caratteri particolari (oligotopia nel benthos e/o nel plancton,
bassa diversità specifica, deformazioni teratologiche, ecc.). Tra gli organismi
planctonici si ricordano: *Globigerina multiloba* ROMEO, *G. quinqueloba* NATLAND,
G. decoraperta TAKAYANAGI & SAITO, *Neogloboquadrina acostaensis* BLOW (con
avvolgimento destrorso), *Globorotalia pseudobesa* (SALVATORINI), *Orbulina sutu-
ralis* BRONNIMANN, *O. universa* D'ORBIGNY, *Globigerinoides obliquus* BOLLI,
G. bollii BLOW e *G. extremus* BOLLI & BERMUDEZ, per i Foraminiferi; *Amaurolithus
delicatus* GARTNER & BUKRY, *A. niniae* PERCH-NIELSEN, *A. aff. tricorniculatus*
(GARTNER) GARTNER & BUKRY, *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUD)
DEFLANDRE, *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN,
C. sp., *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Discoaster brouweri* (TAN),
D. mendumobensis WISE, *D. pentaradiatus* TAN, *D. quinqueramus* GARTNER, *Heli-
cosphaera carteri* (WALLICH) TAMPTNER, *Reticulofenestra* spp., *Rhabdosphaera
procera* MARTINI, *Scyphosphaera halldali* (DEFLANDRE), *S. turris* KAMPTNER, *Sphe-
nolithus abies* DEFLANDRE, *Umbilicosphaera sibogae* (WEBER-VAN BOSSE) GAAR-
DER, per i nannofossili calcarei.

Tra gli organismi bentonici si segnalano: *Bolivina dentellata* TAVANI, *B. dila-
tata* (REUSS), *Bulimina echinata* D'ORBIGNY, *Hopkinsina bononiensis* (FORNA-
SINI), *Cassidulina* sp., *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN), *Globobulimina
affinis* (D'ORBIGNY), *Protelphidium granosum* D'ORBIGNY, *Hanzawaia boueana*
(D'ORBIGNY), *Heterolepa bellincionii* (GIANNINI & TAVANI), *Rectuvigerina siph-
generinoides* (LIPPARINI), *R. gaudryinoides* (LIPPARINI), *Melonis soldanii* (D'OR-
BIGNY), *Oridorsalis stellatus* (SILVESTRI), *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY),
per i Foraminiferi; *Acantocythereis histrix* REUSS, *Aurila convexa* (BAIRD), *Cal-
listocythere pallida* MULLER, *Cytheridea neapolitana* KOLLMANN, *Loxoconcha
variesculpta* RUGGIERI, *Paracytheridea bovettensis* (SEGUENZA), *Ruggiera tetrap-
tera* (SEGUENZA), *Xestoleberis reymenti* RUGGIERI, per gli Ostracodi.

Sulla base dei dati paleontologici e sedimentologici è possibile ritenere che il
tratto inferiore dell'unità si sia depositato in un ambiente lagunare salmastro, peral-
tro momentaneamente e localmente interessato da episodi evaporitici; nella zona
dove è stata individuata la litofacies **RAQ_a**, la sedimentazione argillosa veniva
spesso interrotta da apporti torbidity arenacei e, localmente, da flussi di con-
glomerati verosimilmente derivati da conoidi costiere. Il tratto superiore sarebbe
invece caratteristico di un ambiente marino le cui profondità maggiori dovevano
superare di poco il limite fra zona neritica interna e zona neritica esterna. Inoltre
le particolari caratteristiche delle associazioni riflettono generali condizioni sia
di scarsa ossigenazione al fondo che di salinità più o meno elevata della massa

d'acqua.

La Formazione del T. Raquese viene riferita al Messiniano inferiore. Più precisamente, la porzione marina dell'unità è inquadrabile nella "Non distinctive Zone" dei Foraminiferi e nel tratto superiore della Sottozona ad *Amaurolithus amplificus* dei nannofossili; la porzione salmastra sottostante è verosimilmente correlabile con la Zona a *Globorotalia conomiozea* e con il corrispondente tratto della Zona ad *Amaurolithus delicatus* - *A. amplificus*.

5.1.6. - *Calccare di Rosignano (ROS)*

Il termine "Calccare di Rosignano" è stato utilizzato sin dal secolo scorso per indicare calcari miocenici riccamente fossiliferi, affioranti soprattutto nell'area dei Monti Livornesi. Una prima descrizione dettagliata si deve a GIANNINI (1962) che distinse vari litotipi della formazione. Più recentemente la formazione è stata studiata da BOSSIO *et alii* (1978 e 1981a) e, soprattutto, da BARTOLETTI *et alii* (1986) che hanno suddiviso l'unità in più membri (si veda anche BOSSIO *et alii*, 1986); i due più recenti, Conglomerati di Villa Mirabella (**ROS₄**) e Calcari di Castelnuovo (**ROS₅**), sono presenti anche nel Foglio Pomarance; ad essi viene qui aggiunto un ulteriore membro, affiorante nell'area nord-occidentale e denominato Sabbie di Fonte Intanata (**ROS₆**).

La formazione del Calccare di Rosignano è laterale alla porzione marina della Formazione del T. Raquese di cui rappresenta l'espressione sedimentaria più costiera (figg. 8 e 11). L'età è quindi Messiniano inferiore e prova diretta ne è l'appartenenza dei suoi membri alla "Non distinctive Zone" dei Foraminiferi planctonici ed alla porzione superiore della Sottozona ad *Amaurolithus amplificus* dei nannofossili.

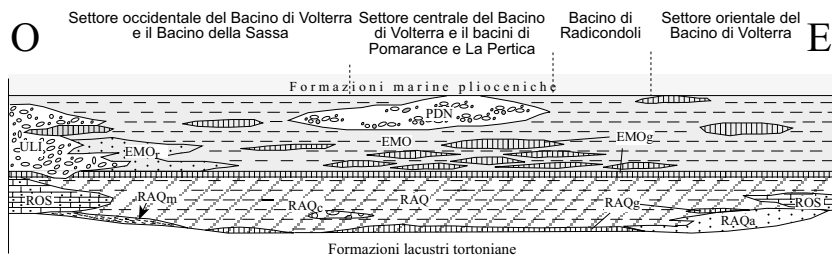


Fig. 11 – Quadro schematico dei rapporti fra le formazioni marine, marino-lagunari e di "lagomare" messiniane affioranti nel foglio. Per le sigle vedi testo.

Conglomerati di Villa Mirabella (ROS₄)

I Conglomerati di Villa Mirabella affiorano a nord-ovest di Ponte Ginori e a nord-ovest di Micciano (nei pressi del Botro Fiascolla). Di norma essi poggiano, in concordanza, sulla Formazione del T. Sellate e passano, verso l'alto, ai Calcari di Castelnuovo (ROS₅). Inoltre si trovano intercalati in lenti nella Formazione del T. Raquese e soggiacciono ai gessi basali delle Argille e gessi del F. Era Morta.

Il membro consiste di conglomerati, talvolta arrossati, con elementi prevalentemente carbonatici, di norma subarrotondati e di dimensioni variabili tra 4 e 8 centimetri, immersi in una matrice sabbioso-argillosa. Localmente sono presenti livelli di microconglomerati e arenarie grossolane che fanno intravedere un accenno di stratificazione. Lo spessore dell'unità è piuttosto esiguo; al massimo raggiunge i 15-20m.

Nella porzione più alta dell'unità sono presenti frammenti di Bivalvi, prevalentemente Ostreidi e Pettinidi. Per quanto riguarda i microfossili, i campioni prelevati sono risultati sterili.

I Conglomerati di Villa Mirabella rappresentano un deposito di ambiente marino costiero.

Calcari di Castelnuovo (ROS₅)

I Calcari di Castelnuovo affiorano, con buone esposizioni a nord-ovest di Ponte Ginori e in località Spicchiaiolona. Nel primo caso giacciono, in concordanza, sui Conglomerati di Villa Mirabella o sulle marne fetide ad Anellidi e passano, verso l'alto, alle Sabbie argillose di Fonte Intanata o alla Formazione del T. Raquese; nel secondo poggiano, in discordanza, sulla Formazione delle Argille del T. Fosci oppure sulla litofacies delle argille della Spicchiaiola (RAQ_a) e passano, verso l'alto, alla porzione marina della Formazione del T. Raquese (figg. 8 e 11).

I Calcari di Castelnuovo sono costituiti sostanzialmente da un calcare detritico-organogeno giallo-avana, ricco di materiale terrigeno e con alcune lenti conglomeratiche ad elementi soprattutto carbonatici (a nord-ovest di Ponte Ginori questi conglomerati presentano una colorazione rossastra, ciottoli organizzati secondo *foreset* e stratificazione a festoni), non classati, in genere minuti ed elaborati. Ai depositi bioclastici si associano corpi biocostruiti con Alghie rosse (sotto forma di rodoliti e incrostazioni) e/o con il corallo *Porites*, anche di notevoli dimensioni (al Pod. Spicchiaiolona). Lo spessore massimo osservato per i Calcari di Castelnuovo è di 15 metri.

Al loro interno sono piuttosto diffusi i macrofossili; sono presenti, in particolare, Molluschi (soprattutto *Chlamys* e *Pecten* oltre ad Ostreidi e Veneridi), Policheti (*Ditrupa*), frammenti di Echinidi e Briozoi, oltre ai già citati Coralli (in particolare *Porites*) e Alghie rosse. Le analisi micropaleontologiche hanno

messo in evidenza la presenza di Foraminiferi bentonici (*Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY), *Ammonia beccarii* (LINNEO), *Elphidium crispum* (LINNEO), *Protelphidium granosum* (D'ORBIGNY), *Criboelphidium decipiens* (COSTA), *Bulimina echinata* D'ORBIGNY, *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB)) ed Ostracodi (*Aurila cicatricosa* REUSS, *Loxococoncha punctatella* REUSS, *Xestoleberis* sp.). E' stato rinvenuto anche un contenuto in nannofossili calcarei relativamente scarso e rappresentato da *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER) GARTNER, *R.* spp., *Rhabdosphaera procera* MARTINI e *Sphenolithus abies* DEFLANDRE.

L'ambiente deposizionale dei Calcari di Castelnuovo è marino, con batimetrie riferibili alla zona neritica interna. In tale ambiente si dovevano verificare ripetuti tentativi di impianto di scogliera interrotti, saltuariamente, da apporti conglomeratici deltizi.

Sabbie di Fonte Intanata (ROS₆)

Le Sabbie di Fonte Intanata affiorano nella porzione nord-occidentale dell'area del foglio, dove sormontano i Calcari di Castelnuovo e passano lateralmente alla porzione superiore della Formazione del T. Raquese; il loro tetto è ricoperto dai gessi basali delle Argille e gessi del F. Era Morta.

Il membro consiste di sabbie argillose e argille sabbiose con fossili (per lo più *Turritella* e *Ostrea*), cui si intercalano strati di calcareniti grossolane di colore biancastro. Lo spessore medio è di circa 30 metri; il suo valore massimo è intorno ai 60 metri.

Il contenuto in microfossili delle sabbie è rappresentato sostanzialmente, per i Foraminiferi, da prevalenti *Ammonia* gr. *beccarii* (LINNEO), *Buccella frigida granulata* (DI NAPOLI), *Cellanthus umbilicatulus* WILLIAMSON, *Protelphidium granosum* (D'ORBIGNY), *Elphidium crispum* (LINNEO) ed *E. macellum* (FICHTEL & MOLL), per gli Ostracodi, da prevalenti *Aurila cicatricosa* REUSS e *Cyprideis* spp.); quello in nannofossili calcarei è costituito essenzialmente da *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Reticulofenestra* spp., *Rhabdosphaera procera* MARTINI e *Sphenolithus abies* DEFLANDRE.

Le Sabbie di Fonte Intanata si sono deposte nella porzione superiore della zona neritica interna.

5.1.7. - Argille e gessi del F. Era Morta (EMO)

La formazione delle Argille e gessi del F. Era Morta è stata riconosciuta per la prima volta da CERRI & SANDRELLI (1994) e da BOSSIO *et alii* (1994a); in precedenza era compresa in unità, variamente denominate, costituenti la parte supe-

riore della “serie gessifera”.

Le Argille e gessi del F. Era Morta affiorano diffusamente nella parte centro-settentrionale dell’area del foglio. Le esposizioni migliori della porzione medio-inferiore dell’unità si ritrovano in corrispondenza di alcune cave in località Gesseri e al Pod. Torricella (a nord-est di Mazzolla), a Faltona (a nord di Sassa) e a Fabbr. a Gessi (a sud di Montecatini Val di Cecina); quelle della porzione superiore affiorano in riva destra del F. Cecina, a sud di Mazzolla, oltrechè nell’area di S. Maria, a sud-ovest di Pomarance.

La formazione è costituita sostanzialmente da un potente intervallo argilloso e argilloso-siltoso-marnoso interessato da numerose intercalazioni e lenti di gesso (**EMO_g**), di conglomerato (Conglomerato di Uignano e Formazione di Podernuovo) e di arenaria (**EMO_r**). Il suo spessore varia tra 150 m, a nord-est di Sassa, e circa 500 m, nella zona Spicchiaiola - Saline di Volterra.

Più in particolare l’unità presenta alla base un livello continuo di gesso più o meno alabastrizzato, contenente sottili intercalazioni di argille laminate, fetide per la presenza di idrocarburi. Al di sopra di esso si rinvergono argille con livelli lenticolari di gesso; in genere quest’ultimo mostra una struttura microcristallina (alabastro) oppure si presenta come un deposito clastico (gessoareniti); più raramente rappresenta un deposito primario (selenite). Le argille sono generalmente laminate, solo raramente sono massive; possono inoltre contenere livelli sottili di arenaria. Un intervallo arenaceo consistente (**EMO_r**), in strati sottili (10 cm) e con intercalazioni di argille siltoso-sabbiose e lenticelle di conglomerati fini, si rinviene nella zona tra Casaglia e Mocaio. Le arenarie di questo intervallo presentano granulometria da grossolana a media e mostrano talora laminazione incrociata e *ripples* simmetrici.

Le Argille e gessi del F. Era Morta poggiano, in concordanza, sulla Formazione del T. Raquese e, in genere, sono sormontate in continuità dai depositi pliocenici; nelle aree di Botro la Vetrice (a sud di Sassa) e della Spicchiaiola, invece, questi ultimi risultano discordanti e trasgressivi (figg. 8 e 11).

Le associazioni macrofaunistiche dell’unità sono caratterizzate da molluschi riferibili soprattutto ai generi *Dreissena*, *Lymnocardium* e *Melanopsis*; quelle microfaunistiche contengono ricorrenti Ostracodi (*Amnicythere servica* KRSTIC, *Euxinocythere praeabaquana* (LIVENTAL), *Loxoconcha mulleri* (MEHES) e *Cyprideis* sp.) e alcune forme di Foraminiferi (*Ammonia beccarii tepida* (CUSHMAN), *Cribronion articulatum* (D’ORBIGNY), *Cassidulinita prima* SUZIN e *Bolivina* sp.), oltre a più o meno rare Tecamebe del genere *Centropyxis*.

La formazione delle Argille e gessi del F. Era Morta si è depositata, ad eccezione del livello evaporitico basale, in ambiente lacustre (il cosiddetto “lago-mare”); esso è caratterizzato da acque dolci o a salinità molto ridotta e si è realizzato a seguito della “crisi di salinità” del Mediterraneo. L’espressione sedi-

mentaria più tipica di questo evento è comunque rappresentata dai gessi basali, certamente depositi in ambiente marino con acque sovrassature. Le lenti di gesso entro la facies di “lago-mare” deriverebbero invece da rimaneggiamento e/o dissoluzione-riprecipitazione del livello evaporitico basale o di altri più antichi (Bossio *et alii*, 1981a).

L'età della formazione comprende la parte medio-superiore del Messiniano (Turoliano superiore nella scala cronologica a Mammiferi).

5.1.8. - *Conglomerati di Ulignano (ULI)*

I Conglomerati di Ulignano (indicati informalmente come “Conglomerati di Borro Sassicaia” in Bossio *et alii*, 1992a, 1996a), si rinvengono principalmente nel settore occidentale dell'area del foglio: zone di Faltona, Ponte Ginori e Pomarance. Nell'area Spicchiaiola-Pignano (a est di Volterra) l'unità presenta rapporti eteropici con la formazione delle Argille e gessi del F. Era Morta (si veda anche in Bossio *et alii*, 1996a) (fig. 8); nei pressi di Faltona poggia direttamente sulla Formazione del T. Raquese.

I Conglomerati di Ulignano si presentano sia massicci, sia organizzati in strati (spessi 50-100 cm) alternati a livelli arenacei; sono in prevalenza grano-sostenuti, con elementi eterometrici (da 1 a 15 cm) derivanti in massima parte dalle formazioni liguri s.l. (calcari e, in minor misura, ofioliti e diaspri); negli affioramenti dell'area del T. Sterza si rinvengono anche rari elementi provenienti dai Calcari di Castelnuovo e dai sottostanti livelli di gesso (PERTUSATI *et alii*, 1979). I clasti, in genere ben elaborati, sono accompagnati da una matrice siltitico-arenacea quantitativamente molto variabile. L'ambiente sedimentario espresso dai Conglomerati di Ulignano è di tipo continentale, legato allo sviluppo di conoidi deltizie. Il loro spessore varia da pochi metri a circa 50 m; la loro età è Messiniano superiore (Turoliano).

5.1.9. - *Formazione di Podernuovo (PDN)*

La Formazione di Podernuovo (sin. “Arenarie, gessi e conglomerati con ciottoli di eurite e porfido” di LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1965; “Gessi, argille, arenarie friabili e conglomerati con ciottoli di aptite porfirica, porfido granitico e gesso” di MAZZANTI, 1966 e BRANDI *et alii*, 1968) è presente unicamente nella porzione centrale dell'area del foglio. Buoni affioramenti sono quelli della località-tipo (nei pressi di Pomarance), di S. Maria (fra Pomarance e Montecerboli) e della riva destra del F. Cecina, a sud di Mazzolla.

La Formazione di Podernuovo si rinviene intercalata nella porzione superiore oppure al tetto delle Argille e gessi del F. Era Morta; in quest'ultimo caso soggiace direttamente ai depositi marini del Pliocene. Essa è costituita da argille e argille sabbiose cui si alternano sottili strati e lenti di arenarie grossolane (con piccoli ciottoli sparsi) e di conglomerati. In alcuni casi le lenti conglomeratiche sono più spesse ed estese tanto da essere cartografate separatamente (**PDN_c**). I clasti sono rappresentativi in genere delle formazioni del Dominio ligure; in minor misura sono di eurite e porfido granitico di provenienza elbana. La loro eterometria è evidente in particolare negli affioramenti di S. Maria, dove si rinvencono elementi carbonatici del diametro variabile da pochi centimetri fino a 50 cm; le dimensioni massime dei ciottoli di eurite non superano invece i 15 cm. All'interno della formazione non è infrequente rinvenire livelli e lenti di gesso; esso si ritrova anche in forma di ciottoli e talvolta costituisce il cemento di arenarie e conglomerati. Lo spessore dell'unità è compreso fra 100 e i 150 metri.

Nelle argille sono state rinvenute rare impronte di piccoli Gasteropodi, risultate però indeterminabili.

La Formazione di Podernuovo è indicativa di un ambiente deposizionale di tipo fluviale o lacustre-deltizio. La sua età è Messiniano superiore (Turoliano).

5.1.10. - *Conglomerato di Montebamboli* (**BAM**)

Il Conglomerato di Montebamboli affiora con debole spessore (pochi metri) unicamente in località la Dispensa, nella media valle del T. Sterza (a SSE di Sassa) dove giace sulle Argille a palombini ed è ricoperto da depositi del Pliocene. E' costituito da conglomerati e paraconglomerati disorganizzati, non classificati con ciottoli (dimensioni fino a 50 cm) derivati prevalentemente dai calcari delle unità liguri, arenarie del Macigno, eurite e porfido granitico immersi in matrice argilloso-sabbiosa di colore rosso arancio. Le caratteristiche sedimentologiche, l'assenza di fossili e le analogie con gli affioramenti più meridionali del Foglio Massa Marittima suggeriscono che questa formazione si sia deposta in un ambiente di tipo fluviale. L'età della formazione è Messiniano superiore (Turoliano).

5.2. - FORMAZIONI PLIOCENICHE

5.2.1. - *Conglomerati di Bosco delle Volpaie (VOP)*

I Conglomerati di Bosco delle Volpaie affiorano unicamente nella porzione nord-orientale dell'area del foglio (BOSSIO *et alii*, 1992a, CERRI & SANDRELLI, 1994) dove poggiano con contatto discordante (marcato peraltro da una superficie erosiva) sulla formazione delle Argille e gessi del F. Era Morta e presentano inoltre rapporti di eteropia con la formazione delle Argille azzurre cui passano anche verso l'alto. Nella precedente edizione della C.G.I. (Foglio 113 - Castelfiorentino) essi venivano indicati (MERLA & BORTOLOTTI, 1967) come "Conglomerati prevalentemente del Cavernoso e sabbie (Pcc)".

Si tratta di conglomerati costituiti quasi esclusivamente da clasti carbonatici derivanti dai calcari e dolomie del Calcare Cavernoso; gli elementi si presentano da arrotondati a subarrotondati, in genere di piccole dimensioni (2-3cm), accompagnati da una matrice arenaceo-carbonatica a luoghi abbondante. Le rare strutture sedimentarie sono rappresentate sostanzialmente da accenni di stratificazione e di gradazione. Lo spessore massimo dell'unità è di circa 10 metri.

Il contenuto in macrofossili dei Conglomerati di Bosco delle Volpaie è relativamente abbondante, anche se poco diversificato, rappresentato in particolare da Ostreidi, Pettinidi e Balanidi; in minor misura si rinvengono altri Lamellibranchi fra cui *Cardium*, *Chlamys* e *Spondylus*. Quello micropaleontologico, decisamente scarso, non è significativo per una attribuzione bio-cronostratigrafica. L'unità è, comunque, di pertinenza del Pliocene Inferiore (Zancleano) essendo i depositi argillosi ad essa laterali ed immediatamente sovrastanti riferibili alla Zona a *Globorotalia margaritae* dei Foraminiferi planctonici ed alla Zona ad *Amaurolithus tricornicolatus* dei nannofossili. L'associazione paleontologica e il tipo litologico sono indicativi di un ambiente marino costiero.

5.2.2. - *Conglomerati di Gambassi Terme (GAM)*

L'unità, presente a sud-ovest di Serrazzano e, in misura minore, a nord-est di Canneto e a sud di Sassa (settore SSO del foglio), prende il nome dai più estesi e ben esposti affioramenti dell'area di Gambassi T. del Foglio 285 - Volterra. Essa giace, con contatto stratigrafico discordante marcato da una superficie erosiva, su unità mioceniche (**EMO_g** a sud di Serrazzano) e sul substrato pre-neogenico.

I conglomerati, che caratterizzano localmente la base delle successioni plioce-

niche, si presentano frequentemente ben cementati, scarsamente organizzati, con matrice sabbiosa presente in quantità variabile. I clasti sono da subarrotondati ad arrotondati e di dimensioni variabili da 2 a 20 cm; essi sono costituiti prevalentemente da calcari, calcari silicei, diaspri, arenarie e ofioliti; nell'affioramento di Botro la Vetrice (a sud di Sassa) è osservabile un conglomerato minuto in cui si rinvenivano clasti provenienti dalla sottostante successione miocenica. All'interno dell'unità si trovano lenti di sabbie o di sabbie argillose e areniti calcaree.

Lo spessore massimo della formazione non supera i 15 metri.

Nei Conglomerati di Gambassi Terme si rinvenivano frequenti resti di Ostreidi e Pectinidi (soprattutto *Chlamys*). Inoltre, i ciottoli sono spesso incrostati da Serpulidi e forati da organismi litofagi.

Le caratteristiche litologiche e paleontologiche indicano per questa formazione un ambiente di sedimentazione costiero ad elevata energia. L'unità è riferibile al Pliocene Inferiore (Zancleano) per la sua posizione stratigrafica (soggiace alle Argille azzurre).

5.2.3. - *Calcareniti di S.Mariano (CMA)*

Le Calcareniti di S. Mariano ("Calcari detritici e sabbie con fossili marini" p.p. in : MAZZANTI, 1966; LAZZAROTTO, 1967 e COSTANTINI *et alii*, 1990) affiorano a nord di Canneto, in un'area compresa fra Montecerboli, Serrazzano e il T. Sterza, dove si rinvenivano sia alla base (giaccono discordanti sul substrato pre-neogene o sui depositi del Miocene Superiore), sia all'interno delle Argille azzurre.

Sono costituite da biocalcareniti e areniti a grana medio-fine con rari ciottoli isolati, mal stratificate e di colore da giallo a marrone chiaro; localmente sono osservabili sottili livelli di conglomerato i cui elementi, derivanti principalmente dalle formazioni ofiolitiche e dalle coperture sedimentarie delle unità liguri, sono da subarrotondati a subangolosi ed hanno dimensioni variabili da 5 mm a 5 cm. Le areniti talvolta presentano laminazione incrociata a basso angolo e *ripples*.

Per le Calcareniti di S. Mariano è documentabile uno spessore massimo di circa 100 m (negli affioramenti presso il T. Ritasso). Al loro interno il contenuto fossilifero è costituito da resti di Ostreidi e di Pectinidi, oltre che frammenti di Echinidi e Gasteropodi.

Le caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche testimoniano per una deposizione dell'unità in un ambiente marino costiero. Essa è attribuibile al Pliocene Inferiore (Zancleano) solo in base alla posizione stratigrafica (soggiace alle Argille azzurre del Pliocene Inferiore ed è ad esse intercalata).

5.2.4. - Sabbie di S. Vivaldo (SVV)

L'unità ("Argille, argille sabbiose con livelli di ciottoli" p.p. e "Calcari detritici e sabbie con fossili marini" p.p. di COSTANTINI *et alii*, 1990) affiora unicamente lungo il corso del T. Sterza, fra Canneto e Sassa, dove poggia, con contatto trasgressivo e discordante, sul substrato pre-neogenico e presenta rapporti eteropici con la formazione delle Argille azzurre e con quella delle Calcareniti di S. Mariano.

Essa è costituita prevalentemente da areniti, sabbie e sabbie argillose gialle e gialle arancio, localmente stratificate con rare e sottili lenti di ciottoli di piccole dimensioni; talvolta nella parte basale, al contatto con il substrato, sono presenti livelli di conglomerati ben cementati. Intercalati alle sabbie argillose si hanno anche strati metrici di arenite calcarea e sottili strati conglomeratici che sfumano in una sabbia argillosa di colore nocciola.

Nelle Sabbie di S. Vivaldo sono state rinvenute associazioni macrofaunistiche dominate da Ostreidi e Pectinidi. Per quanto riguarda le associazioni microfaunistiche si rileva la presenza prevalente dei Foraminiferi bentonici soprattutto con *Ammonia beccarii* (LINNEO) *Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *Astrononion stelligerum* (D'ORBIGNY), *Uvigerina peregrina* (CUSHMAN), *Melonis soldanii* (D'ORBIGNY); per i planctonici si ricordano *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *G. puncticulata* (DESHAYES), *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Globigerinoides extremus* BOLLI & BERMUDEZ e *Globigerina falconensis* BLOW. Nell'unità sono stati rinvenuti anche nannofossili calcarei, rappresentati prevalentemente da *Calcidiscus macyntyreii* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Crenolithus daronicoides* (BLACK & BARNES) ROTH, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) GARTNER, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER) GARTNER, *R. spp.* e *Sphenolithus abies* DEFLANDRE.

L'ambiente di deposizione delle Sabbie di S. Vivaldo è marino, con valori di profondità non molto discosti da quelli del limite tra la zona neritica esterna e interna. La loro età è Pliocene Inferiore (Zancleano) in quanto riferibili agli intervalli biostratigrafici Zona a *Globorotalia puncticulata* - *G. margaritae* - Zona a *G. puncticulata* dei Foraminiferi, Zona a *Discoaster asymmetricus* - Zona a *D. tamalis* dei nannofossili calcarei.

5.2.5. - Formazione di Serrazzano (SRZ)

La Formazione di Serrazzano ("Conglomerati di Serrazzano" in LAZZAROTTO,

1967 e “Conglomerati con ciottoli costituiti in prevalenza da elementi del Flysch calcareo marnoso” - C2 - in MAZZANTI, 1966) occupa una posizione laterale alla porzione inferiore delle Argille azzurre o si trova intercalata ad essa. L'unità affiora, con buone esposizioni, nell'area a sud di Mazzolla (a nord del F. Cecina) e in quella di Pomarance-Montecerboli-Serrazzano (a sud dello stesso fiume). Nella prima area la formazione è prevalentemente costituita da argille, talvolta sabbiose, con diffusi ciottoli sparsi e contiene numerose lenti conglomeratiche. Nella seconda area i conglomerati sono maggiormente sviluppati (stratificati in banchi, per uno spessore complessivo massimo di 75 m) fino ad essere prevalenti sulle argille (Serrazzano e Fattoria di S. Ippolito a NO di Montecerboli). Le lenti di conglomerati (**SRZ_c**) sono costituite da elementi prevalentemente calcarei e di ampia variabilità dimensionale; mediamente sono di 6-10 cm ma, localmente, ad essi si ritrovano frammisti altri clasti notevolmente più grandi, fino a 2 m di diametro (area di Pomarance-Montecerboli). La matrice dei conglomerati è generalmente argillosa e argilloso-sabbiosa, più raramente microconglomeratica. I clasti dispersi nell'argilla, costituiti dagli stessi litotipi delle lenti conglomeratiche, presentano dimensioni medie di 2 cm e un grado di elaborazione molto vario, da angoloso ad arrotondato. Nell'area Serrazzano-Montecerboli all'interno della formazione sono presenti livelli di olistostromi (**SRZ₀**) di spessore decametrico, derivati dalle Unità liguri (Formazione di Monte Verdi Marittimo, Argille a palombini e ofioliti).

I macrofossili più diffusi nella Formazione di Serrazzano sono *Pycnodonte navicularis* (BROCCHI) e *Amusium cristatum* BRONN.. Per quanto riguarda il contenuto in micro- e nannofossili si ricorda che è simile a quello delle Argille azzurre, anche se, in genere, meno ricco di specie.

Dal punto di vista biostratigrafico la formazione è riferibile agli intervalli Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. - Zona a *Globorotalia puncticulata* dei Foraminiferi, Zona a *Discoaster variabilis* s.l. - porzione inferiore della Zona a *D. tamalis* dei nannofossili e, quindi, allo Zancleano.

La deposizione dell'unità, legata a flussi gravitativi, si è realizzata in ambiente neritico esterno o epibatiale. Secondo BOSSIO *et alii* (1992b, 1994c) il materiale clastico grossolano, proveniente dalle aree meridionali (Castelnuovo Val di Cecina), raggiungeva la zona di Volterra in più episodi e secondo vie preferenziali variabili nello spazio e nel tempo.

5.2.6. - Argille azzurre (FAA)

La formazione delle Argille azzurre è diffusa in tutta l'area del foglio e, in particolare, nella sua porzione centro-settentrionale. Essa poggia in continuità di

sedimentazione sulle unità mioceniche: Argille e gessi del F. Era Morta (solo presso la Spicchiaiola essa è discontinua) e Formazione di Podernuovo, oppure sopra le formazioni plioceniche: Conglomerati di Bosco delle Volpaie, Conglomerati di Gambassi Terme, Calcareniti di S. Mariano e Sabbie di S. Vivaldo; con questa ultima formazione le Argille azzurre presentano anche rapporti eteropici. Nella porzione centro-meridionale del foglio essa passa lateralmente anche alla Formazione di Serrazzano.

Nell'area volterrana, a nord del F. Cecina, le Argille azzurre fanno parte di un unico ciclo sedimentario; nelle restanti aree del foglio sono invece riferibili a due cicli marini. In quest'ultimo caso i due corpi argillosi sono separati dalla Formazione di S. Dalmazio. Per quanto riguarda i rapporti con le formazioni di tetto, nel Bacino di Volterra l'unità passa per alternanza alla Formazione di Villamagna e contiene piccole lenti di Calcari di Volterra (unità ben sviluppate nell'area meridionale dell'attiguo Foglio Volterra), mentre nell'area di Anqua - S. Dalmazio l'unità soggiace alla Formazione di Chiusdino.

La formazione è costituita da argille e argille siltose, talvolta marnose, di colore grigio-azzurro o nocciola, in genere con aspetto massiccio. Nell'area di Mazzolla, alle argille si intercalano tre potenti (massimo 50 m) livelli di sabbie (FAA_s, Sabbie di Mazzolla in BOSSIO *et alii*, 1994c), di colore giallo; ogni livello, contraddistinto da più strati localmente amalgamati, presenta gradazione normale, laminazione piano-parallela e *clay chips*. Le sabbie mostrano alla base contatti netti e al tetto passano in modo graduale alle argille.

All'estremità nord-est dell'area del foglio, intercalati nella parte inferiore delle Argille azzurre, si rinvengono livelli di conglomerati localmente sostituiti da breccie. Tali depositi clastici, dello spessore massimo di circa 20 m (a nord-est della Spicchiaiola), costituiscono il membro dei Conglomerati e breccie de Il Poggino (FAA₁); essi sono indicati nel Foglio 113-Castelfiorentino (alla scala 1:100.000) con il termine di "Conglomerati prevalentemente del Cavernoso, sabbie..." (MERLA & BORTOLOTTI, 1967); recentemente sono stati segnalati come "membro delle Breccie e conglomerati - Pp" in BOSSIO *et alii* (1996a). I clasti, da spigolosi a ben elaborati, hanno dimensioni in genere inferiori ai 10 cm ma, in alcune sezioni naturali ed artificiali, essi sono frammisti ad altri dal diametro decisamente maggiore (fino a 2 m). In prevalenza sono di dolomia grigia, subordinatamente calcarei; la matrice che li accompagna è costituita da sabbia grossolana fino a conglomerato minuto. In questa unità conglomeratica sono stati osservati anche sporadici blocchi di argille (10-40 cm); uno di questi blocchi presenta come inclusi piccoli clasti di gesso.

Lo spessore delle Argille azzurre varia molto da zona a zona; quello massimo, di circa 1000 m, è documentabile nell'area compresa tra Saline di Volterra e Volterra.

Nella formazione, soprattutto nella porzione superiore, si rinvennero ricorrenti macrofossili: tra gli altri, *Pycnodonte navicularis* (BROCCHI), *Amusium cristatum* BRONN, *Dentalium sexangulum* (DESAYES), *Chlamys varia* (LINNEO), *Venus multilamella* LAMARK, *Naticarius millepunctatus* (LAMARK), *Neverita josephinae* (RISSO). Dal punto di vista micropaleontologico l'unità contiene ricche associazioni a Foraminiferi (planctonici e bentonici) e a nannofossili, con variazioni qualitative e quantitative nello spazio e nel tempo. Qui di seguito si ricordano alcuni tra i taxa più diffusi e/o significativi nell'intera formazione o in parte di essa.

Foraminiferi planctonici: *Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina* (SCHWAGER), *S.seminulina paendeihiscens* BLOW, *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *G. punctulata* (DESHAYES), *G.bononiensis* DONDI, *G.aemiliana* COLALONGO & SARTONI, *Neogloboquadrina planispira* BRONNIMANN & RESIG, *Globigerina nepenthes* TODD, *G. decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO, *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY), *G. emeisi* BOLLI.

Foraminiferi bentonici: *Uvigerina rutila* CUSHMAN & TODD, *U.peregrina* CUSHMAN, *Bolivina placentina* ZANMATTI, *Bolivina apenninica* BARBIERI & MOSNA, *B.alata* (SEGUENZA), *Martinottiella communis* (D'ORBIGNY), *Bigenerina nodosaria* D'ORBIGNY, *Marginulina costata* (BATSCH), *Lenticulina cultrata* (DE MONTFORT), *Nodosaria raphanistrum* (LINNEO), *Gyroidina soldanii* (D'ORBIGNY), *Gyroidinoides neosoldanii* (BROTZEN), *Siphonina planoconvexa* (SILVESTRI), *S.reticulata* (CZIZEK), *Anomalinoides helicinus* (COSTA), *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN).

Nannofossili: *Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY, *A. primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY, *A. tricorniculatus* (GARTNER) GARTNER & BUKRY, *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Crenalithus doronicoides* (BLACK & BARNES) ROTH, *Discoaster asymmetricus* GARTNER, *D.brouweri* TAN emend. BRAMLETTE & RIEDEL, *D.pentaradiatus* TAN emend. BRAMLETTE & RIEDEL, *D.surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D.tamalis* KAMPTNER, *D.variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) GARTNER, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER) GARTNER, *R. spp.*, *Rhabdosphaera procera* MARTINI, *Sphenolithus abies* DEFLANDRE, *Syracosphaera histrica* KAMPTNER, *Umbilicosphaera sibogae* (WEBER-VAN BOSSE) GAARDER.

Sulla base della distribuzione di taxa significativi del plancton calcareo le Argille azzurre risultano comprensive degli intervalli biostratigrafici Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. - *Globorotalia aemiliana* dei Foraminiferi, Zona a *Discoaster variabilis* s.l. - Zona a *Discoaster tamalis* dei nannofossili. Dal punto di vista cronostratigrafico l'unità si ripartisce, quindi, dalla base del Pliocene (Zancleano) fino a parte del Pliocene Medio (Piacenziano).

I termini biostratigrafici più antichi sono stati rilevati laddove le argille giac-

ciono in concordanza sui sedimenti di “lago-mare”, situazione in cui il passaggio tra le tipologie ambientali, lacustre miocenica e marina pliocenica, si è realizzato “acqua su acqua”. Altrove, i primi sedimenti pliocenici hanno età più recente denunciando una trasgressione diacrona; limitatamente all’area a nord di Canneto la trasgressione si spinge fin entro il Pliocene Medio (Bossio *et alii*, 1994b).

Si rimarca che la successione delle biozone è risultata completa solo nell’area tra il Fiume Cecina e Volterra; laddove (area di Sassa, Casaglia, Micciano, Pomarance) la sedimentazione pliocenica si è sviluppata in due cicli, l’unità **FAA** comprende i termini fino alla porzione inferiore della Zona a *Globorotalia punctulata* (parte più bassa della Zona a *Discoaster tamalis*) nel caso del primo ciclo e quelli della Zona a *G. aemiliana* (parte più alta della Zona a *D. tamalis*) nel secondo.

Dal punto di vista ambientale l’unità si è deposta ovunque in ambiente marino, ma a profondità molto variabili in relazione alla posizione nei contesti bacinali e, in ogni area, in funzione del regime trasgressivo e regressivo. Nelle fasi di maggiore approfondimento le batimetrie registrate sono compatibili con quelle dell’intervallo parte più profonda della zona neritica esterna - porzione superiore della zona epibatiale. Ambienti di tali profondità si rinvencono in vari settori del Bacino di Volterra, compreso il tratto subito a nord del Fiume Cecina dove nelle Argille azzurre si intercalano sedimenti clastici grossolani (Formazione di Serrazzano). Batimetrie minori, ma sempre riferibili alla zona neritica esterna, sono state accertate per la litofacies sabbiosa (**FAA_s**). Ciò, unitamente alle caratteristiche sedimentologiche, suggerisce per esse un meccanismo deposizionale per correnti di torbida. Il membro dei Conglomerati e breccie de il Poggino, intercalato alle Argille azzurre nella loro parte inferiore, si è deposto nella porzione più profonda dell’ambiente neritico, per processi gravitativi tipo *debris flow* innescati verosimilmente dall’attività tettonica in atto, che nei settori meridionali ha prodotto i depositi della Formazione di Serrazzano.

5.2.7. - Formazione di S. Dalmazio (**SDA**)

L’unità (“Calcari detritici e sabbie con fossili marini” p.p. in LAZZAROTTO, 1967 e in LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978) comprende due membri tra loro eteropici: il Calcare di Pomarance (**SDA₁**) e le Sabbie di Casetta (**SDA₂**). Essa affiora in numerose località della fascia meridionale del foglio dove costituisce la base di un secondo ciclo sedimentario pliocenico. La Formazione di S. Dalmazio poggia, con contatto discordante e trasgressivo, sulle Argille azzurre del primo ciclo, sulla Formazione di Serrazzano, sui depositi lacustri del Turoliano (non rappresentato nello schema stratigrafico per questioni grafiche) e sul substrato pre-neogenico; i

rapporti con le Argille azzurre del II ciclo sono invece latero-verticali. Nell'area di S. Dalmazio - Anqua l'unità passa in continuità ai sedimenti lacustri del Villafranchiano inferiore (Formazione di Chiusdino).

Per quanto riguarda il Calcere di Pomarance (SDA_1) si rileva che è costituito da calcari detritico-organogeni di colore giallo, ben cementati e a stratificazione perlopiù piano-parallela (talvolta sono presenti anche superfici ondulate). Gli strati hanno spessore variabile da pochi centimetri a poco più di 1 m; ad essi si intercalano livelli arenacei e pelitici dello spessore massimo di 15-20 centimetri.

Alla base dei calcari si rinviene spesso un livello conglomeratico (15 m di spessore massimo) di color giallo-arancio, ricco di Lamellibranchi e Gasteropodi. Esso è costituito da prevalenti ciottoli di calcari ed arenarie calcaree fini, del diametro massimo di circa 30 cm, immersi in una matrice arenacea microconglomeratica. Non si osserva una particolare organizzazione del materiale se non una generale diminuzione granulometrica dalla base verso il tetto; inoltre i ciottoli si presentano angolosi e subangolosi nella porzione inferiore, con grado di arrotondamento crescente verso l'alto.

Questo membro raggiunge il suo spessore massimo, di circa 60 m, nell'affioramento in sponda sinistra del Torrente Pavone.

L'aspetto più caratteristico del Calcere di Pomarance è fornito dal notevole contenuto in fossili, interi o in frammenti. Fra i fossili meglio rappresentati si ricordano *Chlamys varia* (LINNEO), *C. inaequicostata* (LAMARCK), *Macrochlamys* sp., *Pecten jacobaeus* LINNEO, *Ostrea lamellosa* BROCCHI, *Spondylus* sp., *Conus* sp., *Balanus concavus* BROWN; presenti anche Brachiopodi appartenenti al genere *Terebratula*, nonché Echinidi, Briozoi, Alghe e numerose tracce di bioturbazione. In alcuni casi (es. zona a nord di Sassa ad est di Pomarance) nell'unità si rinvengono notevoli accumuli di Foraminiferi, fra i quali spicca *Amphistegina*; nei bacini della Toscana meridionale questa facies, conosciuta come "Calcere ad *Amphistegina*" è peculiare del Pliocene Medio (Piacenziano).

Per il contenuto microfaunistico si ricorda la presenza dei Foraminiferi bentonici *Amphistegina gibbosa* D'ORBIGNY, *Elphidium crispum* (LINNEO), *E. complanatum* (D'ORBIGNY), *Bolivina apenninica* BARBIERI & MOSNA, *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Melonis soldanii* (D'ORBIGNY), *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY), *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Ammonia beccarii* (LINNEO), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSHMAN), *Heterolepa bellicionii* GIANNINI & TAVANI, *Gyroidinoides umbonatus* (SILVESTRI), *Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY). Per i Foraminiferi planctonici ci limitiamo a ricordare *Globigerina apertura* CUSHMAN, *G. decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO, *G. falconensis* BLOW, *Globigerinoides extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *G. elongatus* (D'ORBIGNY), *Globorotalia aemiliana* COLALONGO & SARTONI, *G. crassaformis* ..., *G. bononiensis* DONDI. Presenti anche i nannofossili calcarei; tra le forme più comuni

o maggiormente significative sono da segnalare *Calcidiscus macintyrei* (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN, *C. sp.*, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Crenolithus doronicoides* (BLACK & BARNES) ROTH, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D. tamalis* KAMPTNER, *Gephyrocapsa* spp., *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE, *Pseudoemiliana lacunosa* (KAMPTNER) e *Reticulofenestra* spp..

Relativamente al membro delle Sabbie di Casetta (SDA₂) si rileva che: sono costituite da sabbie e arenarie calcarifere di colore giallo scuro o marrone, presentano in alcuni casi una frazione pelitica abbondante e contengono numerosi macrofossili, talora concentrati in vere e proprie lumachelle. Le sabbie assumono a luoghi una caratteristica zonatura a bande centimetriche di colore marrone e grigio-verde; localmente sono mal stratificate, con strati che superano lo spessore di 1 metro. Alternati alle sabbie si rinvencono numerosi straterelli di arenarie calcarifere e di calcari detritico-organogeni di spessore centimetrico (solo eccezionalmente costituiscono delle bancate di spessore metrico). In tutti i litotipi ricordati sono presenti isolati ciottoli del substrato preneogenico. Lo spessore di questo membro è variabile da 10 a 70 m.

Nelle sabbie si rinvencono numerosi macrofossili, tra cui si ricordano *Amusium*, *Arca*, *Cardium*, *Chama*, *Chlamys*, *Donax*, *Glycymeris*, *Mytilus*, *Ostrea*, *Pecten*, *Venus* fra i Bivalvi; *Aporrhais*, *Cerithium*, *Nassa*, *Neverita*, *Murex*, *Strombus*, *Turritella*, *Vermetus* fra i Gasteropodi; *Dentalium* fra gli Scafopodi; si rinvencono inoltre Alghe, Balanidi, Briozoi, Echinidi, Foraminiferi bentonici e planctonici nonché nannofossili (con associazioni analoghe a quelle dei Calcari di Pomarance).

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

L'unità è riferibile al Pliocene Medio (Piacenziano) in quanto interamente inquadrabile nella Zona a *Globorotalia aemiliana* dei Foraminiferi e nella Zona a *Discoaster tamalis* (Sottozona a *Gephyrocapsa* spp.) dei nannofossili.

5.2.8. - Formazione di Villamagna (VLM)

Gli affioramenti di questa formazione, molto estesi nell'area di pertinenza dell'attiguo Foglio Volterra, risultano limitati al bordo settentrionale in quella del Foglio Pomarance. Si tratta di sabbie scarsamente cementate, di colore giallo oca e a grana medio-fine, cui si alternano livelli sabbioso-argillosi o calcarenii-

tici. L'unità, intercalata nella porzione sommitale delle Argille azzurre, e ad essa sovrapposta presso Volterra, presenta uno spessore che raggiunge al massimo i 20 m, modesto rispetto a quello riscontrato nel Foglio Volterra.

I macrofossili si rinvencono con frequenza e fra essi spiccano *Ostrea*, *Chlamys*, *Pecten*, *Turritella* e *Dentalium*. Dal punto di vista paleoambientale la Formazione di Villamagna è da riferirsi ad un ambiente neritico interno a costiero. L'analisi biostratigrafica, eseguita nei livelli più argillosi, permette di definire la sua appartenenza alla Zona a *Globorotalia aemiliana* (Sottozona a *G. crassaformis crassaformis*) dei Foraminiferi e all'intervallo Zona a *Discoaster tamalis* (parte più alta) - Zona a *D. pentaradiatus* (*pars*) dei nannofossili. In termini cronostratigrafici l'unità è da attribuire alla parte superiore del Piacenziano (Pliocene Medio)

5.2.9. - *Calcari di Volterra (VTR)*

I Calcari di Volterra sono rappresentati solo al bordo settentrionale del foglio, nell'area circostante l'abitato di Roncolla. Qui la formazione si ritrova in lenti nella porzione superiore delle Argille azzurre o nella Formazione di Villamagna (a nord di Roncolla). Si tratta di calcari detritico-organogeni stratificati, molto fossiliferi, ben cementati, con intercalazioni di siltiti marnose ed arenarie. Gli strati presentano in genere spessori variabili da 10 a 20 cm; raramente sono più spessi, ma in ogni caso mai superiori al metro. Il colore di insieme è grigio con superfici di ossidazione giallo-arancio. Negli affioramenti esaminati l'unità raggiunge uno spessore massimo di 10 m; in corrispondenza dell'abitato di Volterra, poco a nord del limite settentrionale del Foglio Pomarance, la sua potenza assume valori più consistenti, dell'ordine di alcune decine di metri.

Nei Calcari di Volterra si rinvencono fossili (soprattutto Ostreidi e Pectinidi) in frammenti più o meno grandi. Facilmente osservabili sono anche colonie di Briozoi e Foraminiferi (fra cui *Amphistegina*). Dal punto di vista paleoambientale la formazione è da ritenersi deposta in ambiente neritico interno. Il suo riferimento alla parte superiore del Piacenziano (Pliocene Medio) deriva dalla sua posizione stratigrafica.

5.2.10. - *Formazione di Chiusdino (CHD)*

L'unità ("Formazione di Chiusdino" e "Formazione conglomeratica" in SIGNORINI, 1966; "Formazione di Chiusdino" p.p. in BOSSIO *et alii*, 1992d) affiora unicamente nell'area compresa fra S. Dalmazio e Anqua (angolo sud-est del

foglio) dove poggia, in continuità stratigrafica, sulle Argille azzurre e sulla Formazione di S. Dalmazio (Bossio *et alii*, 1992d); è quindi l'unità più recente tra quelle affioranti nell'area rilevata.

La Formazione di Chiusdino è costituita in prevalenza da argille sabbiose avana cui si intercalano sabbie gialle o grigie contenenti sottili lenti di paraconglomerato (con ciottoli di dimensioni comprese tra 0.5 e 3 cm). All'interno della formazione si rinvengono localmente numerose lingue e lenti di conglomerati (Membro di M. Capino, **CHD₁**) poligenici, con clasti eterometrici e con abbondante matrice arenaceo-microconglomeratica, di spessore variabile da alcuni decimetri ad una decina di metri; tali livelli si alternano ad altri decimetrici di sabbie o di sabbie argillose per lo più con il medesimo andamento. Nell'ambito dei conglomerati sono prevalenti quelli matrice-sostenuti (paraconglomerati) ma si riconoscono anche quelli clasto-sostenuti (ortoconglomerati); i ciottoli, in ogni caso, sono generalmente di forma rotondeggiante, di dimensioni variabili (mediamente il diametro è dell'ordine di 5-10 cm; per alcuni elementi supera i 30 cm) in gran parte di natura calcarea e, solo subordinatamente, di natura arenacea, silicea e ofiolitica. I conglomerati, inoltre, presentano nell'insieme un colore marrone chiaro (localmente, i ciottoli e la matrice presentano tonalità rosso-scure), sono mal gradati (ad eccezione di quelli con elementi del diametro di pochi centimetri) e mostrano spesso una stratificazione solo accennata (in rari casi è osservabile una clinostratificazione); talora presentano al loro interno dei livelli microconglomeratici sottili (3-4 cm) ad abbondante matrice carbonatica.

Dai dati dei sondaggi ENEL emerge che lo spessore massimo della formazione è di circa 400 m (settore sud-orientale del foglio).

La Formazione di Chiusdino è caratterizzata dalla presenza di resti di Gasteropodi, Ostracodi (*Cyprideis* gr. *torosa*, *Ilyocypris gibba* (RAMDOHOR) e *Loxoconcha elliptica* BRADY), da oogoni di Characeae e da ricorrenti resti di vegetali carbonizzati; tutti elementi di acque dolci (Bossio *et alii*, 1992d).

Dall'insieme degli elementi paleontologici e sedimentologici è desumibile un contesto deposizionale continentale di tipo fluvio-deltizio. La patina rossastra di natura ematitica, che talora riveste i ciottoli dei livelli conglomeratici, è riferibile ad episodi di temporanea emersione, ben inquadrabili nel contesto deposizionale.

Data la sovrapposizione in concordanza dei sedimenti della formazione sui depositi marini del Pliocene Medio se ne può dedurre l'appartenenza al Villafranchiano inferiore.

5.3. - EVOLUZIONE DELLA SEDIMENTAZIONE DURANTE IL NEOGENE

L'area del Foglio 295 è giunta all'assetto attuale a seguito di una complessa successione di eventi collegati all'evolversi della tettonica distensiva mio-pleiocenica.

Nella fig. 12 vengono riassunti e illustrati i lineamenti paleogeografici generali (documentati o presunti) relativi ad alcune tappe dell'evoluzione della Toscana Meridionale nel corso del Neogene. Nel primo riquadro della figura è indicata la paleogeografia dell'area toscana nel Burdigaliano superiore; essa è basata sostanzialmente sulla presenza dei primi sedimenti post-orogenetici del margine occidentale dell'Appennino Settentrionale affioranti nell'Isola di Pianosa (Formazione di Marina del Marchese di età Burdigaliano superiore secondo COLANTONI & BORSETTI, 1973).

Nel Foglio Pomarance i primi sedimenti post-orogenetici sono, invece, tortoniani e rappresentati dall'Arenaria di Ponsano affiorante nella località omonima a sud di Volterra; i livelli più antichi di questa formazione (di età Serravalliano superiore secondo MAZZEI *et alii*, 1981), discordanti e trasgressivi sul Complesso ofiolitifero, affiorano invece presso Castellina Scalo in Val d'Elsa (a nord di Siena). BOSSIO *et alii* (1996a) sostengono una continuità del dominio marino fra le due aree di affioramento durante l'intervallo Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore, inoltre FORESI *et alii* (1997a) indicano il prolungamento di questo dominio verso sud, fino all'area grossetana dell'Arenaria di Manciano. Nel Serravalliano-Tortoniano inferiore sarebbe quindi esistito un profondo golfo, la cui conformazione lascerebbe intendere una disposizione appenninica delle strutture generanti il bacino. Tali strutture sarebbero da collegare all'apertura del Tirreno e al progredire della tettonica estensionale verso oriente. A questa attività tettonica viene connesso anche il rilevante spessore dell'Arenaria di Ponsano, la cui deposizione termina nel Tortoniano inferiore a seguito di un marcato sollevamento che relega il dominio marino in aree più occidentali (FORESI *et alii*, 1997a).

Esauritasi la fase di sollevamento, nel Tortoniano superiore iniziano ad individuarsi le principali dorsali e fosse tettoniche (si veda anche fig. 15) che regoleranno la sedimentazione sino al Pliocene (cfr. tab.1 in ELTER & SANDRELLI, 1995; BOSSIO *et alii*, 1996c). In questo intervallo gran parte dell'area del foglio viene a trovarsi nella depressione tettonica compresa fra la Dorsale Medio Toscana (che si stava identificando, secondo BOSSIO *et alii*, 1996c) ad est e quella Peritirrenica ad ovest. In tale depressione, andarono ad impostarsi estesi laghi disposti in senso appenninico. Le caratteristiche delle lito- e biofacies dei depositi lacustri presenti, anche se in modo discontinuo, nel settore meridionale dell'area del foglio, lasciano infatti supporre che tale zona sia stata ampiamente occupata dal dominio lacustre. Nel settore settentrionale gli affioramenti sono invece più continui

ed è possibile riconoscervi un'ampia zona centrale, a sedimentazione per lo più argillosa (Argille del T. Fosci), e due fasce laterali con litofacies prevalentemente arenaceo-conglomeratiche (Formazione del T. Sellate). Questa situazione identifica un sistema lacustre caratterizzato, ai margini, da apparati deltizi ben sviluppati. Per la parte orientale del foglio gli apporti grossolani vengono messi in relazione con l'esistenza di una forte erosione, connessa con un accentuato dislivello morfologico creato dalla attività di faglie dirette (Bossio *et alii*, 1997). Durante il Tortoniano superiore-Messiniano la faglia principale del bordo orientale del Bacino di Volterra-Chiusdino è collocata, secondo Bossio *et alii* (1996a,c), nella fascia tra Pignano (località situata poco oltre il limite nord-orientale del foglio) e Ponsano. Tale dislocazione ha determinato una conformazione a semi-graben per questo tratto di bacino, documentabile attraverso l'identificazione di un cuneo sedimentario tra Sassa e la Spicchiaiola, con maggior spessore in quest'ultima località (Bossio *et alii*, 1997).

Nel Messiniano inferiore si aprono verso occidente comunicazioni con il Mar Tirreno ed i bacini sedimentari ad ovest della Dorsale Medio Toscana si trasformano da lacustri-dulcicoli a lagunari-salmastri (Bossio *et alii*, 1998 *cum bibl.*). A questo cambiamento non corrispondono, in generale, variazioni apprezzabili di litofacies e di estensione dei bacini; i ritmi di subsidenza di questi, peraltro, proseguono pressoché costanti. Un'eccezione è rilevabile per l'area della Spicchiaiola, adiacente alla Dorsale Medio Toscana: in questa infatti è documentato da Bossio *et alii* (1996a,c) un sollevamento legato alla definitiva strutturazione della dorsale, la quale va a costituire un alto morfologico che separa il Bacino della Val d'Elsa da quello di Volterra (Bossio *et alii*, 1996c). Durante l'intervallo a sedimentazione lagunare-salmastro la litofacies prevalente è certamente quella argillosa; essa è sostituita da uno o due episodi evaporitici riconoscibili soprattutto nelle aree più orientali del Bacino di Volterra. Questi episodi sono messi in relazione con parziali e temporanei isolamenti dei bacini; le comunicazioni, precarie, con il Mar Tirreno avvenivano probabilmente attraverso "corridoi" caratterizzati da acque poco profonde e soggetti ad emersione a seguito di deboli oscillazioni del livello del mare o di blandi sollevamenti tettonici (Bossio *et alii*, 1996a,c).

I sedimenti di ambiente lagunare-salmastro sono seguiti, di norma in continuità, da quelli marini; la distribuzione di questi ultimi sedimenti testimonia una generale espansione del dominio marino nel Bacino di Volterra durante il Messiniano inferiore. In questo intervallo, si realizza infatti la sommersione anche di aree prima emerse, comprese quelle adiacenti alla Dorsale Medio Toscana (Spicchiaiola-Castel S. Gimignano) sollevatesi in precedenza. Su alcune aree al bordo del bacino (ad esempio a nord-ovest di Ponte Ginori e alla Spicchiaiola) si instaura una deposizione carbonatica, spesso biogenica (Calcari di Castelnuovo), ed una clastica più o meno grossolana (Conglomerati di Villa Mirabella e Sabbie

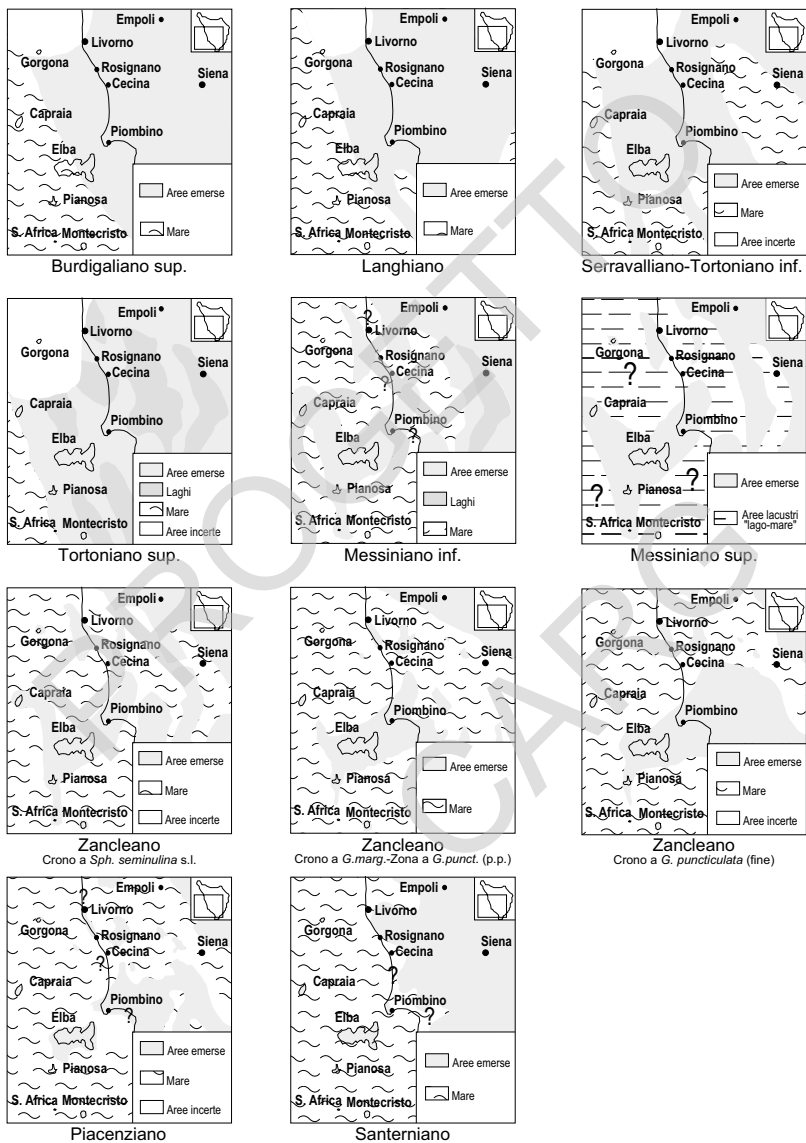


Fig. 12 - Da BOSSIO et alii, 1992a; FORESI et alii, 1997a; SANDRELLI, 2001: evoluzione paleogeografica della Toscana Meridionale e del Tirreno Settentrionale dal Burdigaliano superiore al Pleistocene Inferiore.

argillose di Fonte Intanata); una deposizione prevalentemente pelitica caratterizzata, invece, le aree meno prossimali (Formazione del T. Raquese).

Il dominio marino messiniano, con le sue peculiari caratteristiche (scarsa ossigenazione al fondo e iperalinità della massa d'acqua), è di breve durata e termina con la generale deposizione di evaporiti (conglomerati in alcune aree marginali). Questa deposizione è da collegarsi con quella che ha interessato l'intero Bacino Mediterraneo.

Nel Messiniano superiore si ha il ripristino di condizioni lacustri o fluvio-deltizie e, quindi, di facies che riflettono la permanenza dell'isolamento del Mediterraneo e che sono ben conosciute in letteratura col termine di "lago-mare". Nel Foglio Pomarance queste facies sono materializzate dalle Argille e gessi del F. Era Morta, dai Conglomerati di Ulignano, dalla Formazione di Podernuovo e dal Conglomerato di Montebamboli. L'area deposizionale di questo gruppo di formazioni ricopre e, in parte, va oltre quella delle unità marine precedenti. Tale evoluzione è giustificata dalla progressiva subsidenza dell'area che, indipendentemente dagli eventi geodinamici del Bacino Mediterraneo e dalle influenze climatiche, proseguiva nella creazione di "spazi di accomodamento" per i sedimenti (attività sinsedimentaria di faglie dirette). In questo intervallo di tempo si realizzano, in alcune aree della Toscana, significativi sollevamenti (fase alto messiniana) a cui si accompagnano ringiovanimenti morfologici. Tale attività, che è scarsamente documentata nell'area del foglio, sarebbe comunque la causa principale della produzione, nella porzione superiore dei sedimenti di "lago-mare", di depositi clastici più o meno grossolani (Formazione di Podernuovo e, limitatamente ad un esiguo affioramento, Conglomerato di Montebamboli). L'abbondante presenza di eurite di provenienza elbana fra i ciottoli della Formazione di Podernuovo fa inoltre supporre l'esistenza di un rilevante dislivello morfologico fra le aree di alimentazione e quelle di deposizione.

Con la trasgressione pliocenica, conseguenza diretta del ripristino delle comunicazioni del Mediterraneo con l'Oceano Atlantico, nelle aree bacinali le acque marine si sostituiscono a quelle continentali di "lago-mare" (trasgressione "acqua su acqua" di Bossio *et alii*, 1978) per cui in esse le Argille azzurre plioceniche giacciono in concordanza sulle Argille e gessi del F. Era Morta del Miocene terminale; solo nelle aree di Sassa e Spicchiaiola, i depositi del Pliocene Inferiore sono discordanti su quelli di "lago-mare", denunciando così sollevamenti supramiocenici. Il dominio marino pliocenico, anche in conseguenza della generale persistenza di un regime di subsidenza, raggiunge rapidamente profondità riconducibili a quelle della parte più profonda della zona neritica esterna-parte superiore della zona epibatiale e quindi deborda presto dai limiti del "lago-mare" espandendosi progressivamente sulle aree emerse; i relativi sedimenti basali (Conglomerati di Bosco delle Volpaie, Conglomerati di Gambassi Terme, Calca-

reniti di S. Mariano, Sabbie di S. Vivaldo) giacciono infatti sia sui termini mioce-nici che su quelli del substrato pre-neogenico e manifestano una diacronia della trasgressione. La deposizione detritica più o meno grossolana è comunque in genere localmente effimera, in quanto la sedimentazione è ben presto uniformata dalle peliti (Argille azzurre). Ciò nondimeno nel caso del Pliocene Inferiore, la sedimentazione argillosa in alcune aree è integrata o addirittura temporaneamente sostituita dall'arrivo, in ambiente assai profondo, di materiale molto grossolano mobilizzato da una tettonica in atto nel Pliocene Inferiore (Bossio *et alii*, 1992b,c; Bossio *et alii*, 1994c). Se nell'area nord-orientale del foglio si tratta di *debris flow* (Brecce de Il Poggino) di breve durata, verosimilmente dovuti al sollevamento della Dorsale Medio Toscana, ben più imponenti e duraturi sono i flussi gravitativi nel settore a sud di Volterra (area di Casa al Pazzo) - Pomarance - Serrazzano, dove danno luogo ai conglomerati della Formazione di Serrazzano, localmente accompagnati da olistostromi. Tali flussi, con percorsi variabili nello spazio e nel tempo, rappresentano le risposte sedimentarie al significativo sollevamento zancleano del settore a sud di Castelnuovo Val di Cecina, messo in evidenza da Bossio *et alii*, 1992b,c; Bossio *et alii*, 1994c). Questo sollevamento a cui si accompagna la messa in posto di corpi magmatici e le cui evidenze sedimentarie si manifestano fin quasi dall'inizio dello Zancleano, prosegue per buona parte di questo intervallo cronologico e conduce ad una emersione generalizzata dei set-tori a sud del F. Cecina nell'ambito del Biocrono a *Globorotalia puncticulata*; è verosimile che il processo regressivo, dovuto principalmente a cause magmatico-tettoniche, sia stato accentuato da un evento climatico-eustatico (Bossio *et alii*, 1994c): è ben conosciuto, infatti, un raffreddamento climatico a 3.3 Ma (CHANNEL *et alii*, 1992 *cum bibl.*), età compatibile con la regressione.

La fine del Pliocene Inferiore vede quindi un'area meridionale emersa ed una settentrionale sommersa, con linee di costa collocate presumibilmente nelle immediate vicinanze dell'attuale percorso del F. Cecina. A nord di questo limite il mare è in espansione fin nel Biocrono a *Globorotalia aemiliana* (Piacenziano), nonostante che entro le microfaune delle Argille azzurre siano già da tempo (parte alta della Zona a *G. puncticulata*) iniziate a manifestarsi evidenze di una generale diminuzione batimetrica. Ciò implica che, pur persistendo il regime di sub-sidenza, questa doveva essere inferiore alla velocità di accumulo dei sedimenti; tale meccanismo conduceva quindi ad un progressivo interrimento del bacino. Con la Zona a *G. aemiliana* (Pliocene Medio), la subsidenza riprende anche nelle aree a sud del F. Cecina dove, di conseguenza, si realizza una nuova trasgressione marina, marcata alla base dalla Formazione di S. Dalmazio. A seguito di ciò l'area di sedimentazione delle Argille azzurre si estende nuovamente e torna ad unifi-care il settore caratterizzato da un unico ciclo sedimentario pliocenico con quello che ne ha conosciuti due. Tale situazione perdura sino al Piacenziano inoltrato,

allorché i sedimenti pelitici sono sostituiti da depositi marini tipicamente regressivi (Formazione di Villamagna e Calcari di Volterra) o addirittura da quelli continentali (Formazione di Chiusdino; per i particolari della regressione nel settore di S.Dalmazio-Anqua si rimanda a Bossio *et alii*, 1992c, d). Le cause di questa regressione a scala regionale sono state ricondotte ad un sollevamento connesso verosimilmente con il generale riscaldamento della litosfera toscana.

6. - FORMAZIONI MAGMATICHE E METAMORFITI DI CONTATTO

Il magmatismo post-collisionale del margine tirrenico della penisola italiana comprende una grande varietà di prodotti magmatici intrusivi ed effusivi che si sono messi in posto durante il Neogene ed il Quaternario. Le rocce magmatiche del margine tirrenico toscano venivano considerate, fino a pochi anni fa, derivanti da magmi prodotti dalla fusione di porzioni della crosta inferiore (MARINELLI, 1961; 1975 *cum bibl.*). I numerosi studi petrologici e geochimici della seconda metà degli anni ottanta hanno parzialmente modificato il significato genetico di queste rocce poiché è emerso che le rocce ignee, riferite alla Provincia toscana, non solo non presentano omogeneità composizionale, ma sembrano anche derivare da un'ampia varietà di magmi di origine diversa. Per tale motivo esse sono state suddivise, sulla base delle loro caratteristiche chimico-petrografiche e delle affinità petrogenetiche, nei seguenti gruppi (PECCERILLO *et alii*, 1990; SERRI *et alii*, 1992): “a) *rocce dominatamente anatectiche crostali*” (Plutone granitico di Campiglia ecc.); “b) *rocce dominatamente ibride*” (vulcaniti del M.Amiata); “c) *rocce potassiche*” (alcuni campioni di Radicofani); “d) *rocce ultrapotassiche*” (rocce lamproitiche di Montecatini V.C. e rocce shoshonitiche ultrapotassiche di alcune lave di Radicofani).

Le rocce lamproitiche di Montecatini V.C. sono le uniche ad essere rappresentate nel foglio; ad esse è associato il prodotto termometamorfico determinato dall'intrusione lamproitica che in superficie interessa le argille neogeniche incassanti (Termantite).

6.1. – LAMPROITE DI MONTECATINI (δ)

Questa unità, definita in passato come Selagite (alcali-trachite femica) (RODOLICO, 1934; MARINELLI, 1961; BARBERI & INNOCENTI, 1967) è stata recentemente inserita da SERRI *et alii* (1992) tra le rocce ultrapotassiche nel sottogruppo delle rocce lamproitiche. Nel foglio affiora soltanto presso Montecatini V.C. dove l'unità viene a contatto con il substrato preneogenico e con i sedimenti mio-

pliocenici, entro i quali si è impostata. Nel lato orientale dell'affioramento, la Lamproite è a contatto con la termometamorfite (Termantite) originata dalla sua intrusione nei sedimenti neogenici.

La Lamproite è costituita da una roccia massiccia di colore marrone scuro; caratteristica è la lucentezza conferitagli dalle lamelle micacee. Nell'area di Montecatini V.C. la roccia mostra una tipica struttura colonnare ed è attraversata da numerosi piccoli filoni di natura aplitica, di 2-3 cm di diametro. Dall'analisi petrografica condotta da BARBERI & INNOCENTI (1967) la Lamproite in oggetto risulta essere costituita in prevalenza da sanidino e, a seguire, da mica bruna (flogopite) e pirosseno (diopside), oltre a piccole quantità di quarzo tardivo e di minerali accessori.

L'unità è inquadrabile tra le manifestazioni subvulcaniche, che MARINELLI (1961) e BARBERI & INNOCENTI (1967) mettono in relazione con un processo di differenziazione pneumatolitica da un magma anatectico, legato all'attività magmatica neogenica toscana. Tale attività secondo LAVECCHIA & STOPPA (1989) sarebbe la conseguenza del processo di assottigliamento e di estensione del mantello litosferico, associato alla tettonica distensiva. SERRI *et alii* (1992) considerano le manifestazioni lamproitiche dell'Italia centrale come il prodotto del processo di interazione tra magmi originati dalla fusione della crosta continentale superiore in subduzione. Nuovi dati meso e microstrutturali sul corpo magmatico di Montecatini V.C. si possono ricavare dallo studio petrografico e strutturale di PAPINI *et alii* (1994).

L'età assoluta dell'intrusione è attestata a 4.1 ± 0.13 MA tramite il metodo di datazione K/Ar (BORSI *et alii*, 1967).

6.2. - TERMANTITE (TMN)

Tale unità, definita e caratterizzata da vari Autori (STEFANINI, 1934; MAZZANTI *et alii*, 1963; BARBERI & INNOCENTI, 1967), affiora subito ad est dell'abitato di Montecatini V.C. dove è strettamente connessa con la manifestazione lamproitica e si presenta con aspetti diversi a seconda della distanza dall'intrusione. Sono state individuate tre fasce che, allontanandosi dalla lamproite, sono indicate come: tipo "corneo", di aspetto massiccio e di colore scuro; tipo "sferolitico", rappresentato da una roccia massiccia di colore grigio, che ingloba delle sfere di colore più chiaro del diametro massimo di pochi centimetri; tipo "pseudogalestrino", il più diffuso, rappresentato da argilliti "cotte" dal processo termometamorfico, di colore grigio-avana; quest'ultimo tipo, spesso denota una certa stratificazione. Il livello metamorfico raggiunto nelle argille neogeniche incassanti l'intrusione lamproitica è di basso grado (facies della cornubianite ad albite

ed epidoto in BARBERI & INNOCENTI, 1967).

La formazione dell'unità termometamorfica è in stretta relazione con il processo intrusivo lamproitico, la cui età è attestata a 4.1 ± 0.13 MA da BORSI *et alii* (1967).

7. - DEPOSITI CONTINENTALI RECENTI E ATTUALI

Sono in genere scarsamente rappresentati, eccezion fatta per i depositi delle pianure del Fiume Cecina e dei Torrenti Trossa e Sterza. Particolarmente spessi (nell'ordine della decina di metri) sono i depositi relativi al tratto più occidentale della piana del Fiume Cecina, soggetti ad escavazione di inerti.

7.1. - DEPOSITI TERRAZZATI (**b_n**)

Sotto questa voce sono raggruppati i depositi alluvionali reinciati, genericamente del periodo Quaternario, affioranti prevalentemente lungo le valli del Fiume Cecina e dei suoi affluenti principali (T. Trossa, T. Sterza, T. Foschi, T. Selate).

Sono costituiti da ciottolami scarsamente cementati e/o ghiaie, sabbie e limi; le modeste variazioni granulometriche sono legate alla litologia delle formazioni affioranti nell'area circostante. I clasti sono generalmente imbricati ed hanno diametri variabili da centimetrici a decimetrici; la loro composizione è molto varia e consiste di pressochè tutti i litotipi delle formazioni liguri e, in subordine, di quelle neogeniche. I depositi sono in genere scarsamente alterati e comunque non presentano suoli particolarmente sviluppati. Essi sono distribuiti a quote variabili sull'alveo attuale ma per lo più comprese fra 20 e 50 m. Alcuni depositi terrazzati isolati (nel settore sud-orientale del foglio) si trovano a quote molto elevate, testimoniando nel complesso più fasi successive di erosione e deposizione; la mancanza di dati oggettivi (cronologici, pedologici, paleontologici ecc.) non consente di distinguere i depositi in unità diverse.

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

Si tratta di ghiaie e sabbie mal classate, localmente con grossi blocchi, presenti lungo i corsi d'acqua principali e attualmente in evoluzione. L'altezza di questi depositi sugli alvei attuali è al massimo di 5 m.

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

Si tratta di coperture detritiche costituite da elementi spigolosi eterogenei ed eterometrici (2-60 cm) in matrice sabbiosa e/o argillosa. Sono dovuti ad alterazione in sito e successiva mobilizzazione per azione delle acque dilavanti.

7.4. – DEPOSITI DI VERSANTE (**a**)

Consistono di depositi detritici spigolosi e a varia granulometria, accumulati essenzialmente per gravità in corrispondenza di versanti più o meno ripidi e in presenza di formazioni scarsamente coerenti.

V - TETTONICA

1. - INTRODUZIONE

Le conoscenze sull'assetto tettonico dell'area in esame sono state acquisite sia attraverso rilevamenti e studi strutturali condotti sugli affioramenti sia attraverso l'esame delle prospezioni sismiche e dei sondaggi effettuati dall'ENEL per la ricerca e lo sfruttamento dei fluidi endogeni. Il quadro strutturale che ne è emerso 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 Trias-Permico?: esse sono state interessate da deformazioni pre, sin e post-collisionali dell'Orogenesi alpina.

Nei settori meridionale ed orientale del foglio, i numerosi sondaggi profondi hanno permesso di definire la successione dei vari complessi che costituiscono il "Basamento metamorfico" nel sottosuolo della Regione boracifera di Larderello fino a profondità a volte superiori ai 3500 metri dal piano campagna. Tali complessi non affiorano nell'area del foglio e, per gran parte, nemmeno nell'Appennino Settentrionale. Le conoscenze sui loro rapporti e sul loro assetto strutturale sono pertanto poco dettagliate ed in alcuni casi del tutto ipotetiche.

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.

2. - LA TETTONICA DISTENSIVA POST-COLLISIONALE

I recenti studi sul Tirreno Settentrionale (BARTOLE, 1995 *cum bibl.*), le nuove interpretazioni sui depositi epiliguri della Toscana Meridionale (CARMIGNANI *et alii*, 1995; ELTER & SANDRELLI, 1995; FORESI *et alii*, 1997a) e la recente attribuzione ad un regime distensivo delle deformazioni duttili sinmetamorfiche legate allo sviluppo del *core complex* apuano (CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990), sono tutti elementi a favore di una ridefinizione delle fasi deformative sin- e post-collisionali; in particolare detti elementi implicano che la collisione continentale si sia conclusa nell'Aquitano e che nel versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale gli eventi deformativi in regime di distensione abbiano avuto inizio nel Miocene inferiore (CARMIGNANI *et alii*, 1995a,b). A partire 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 in gran parte nel F° 295 - Pomarance, 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 Tortonian 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 Tortonian superiore, il grado di estensione è valutato intorno al 7%, ed è caratterizzato dall'attivazione di faglie che dislocano tutte le strutture precedentemente realizzatesi.

Una diversa ipotesi sulla evoluzione geodinamica dell'area considera che la tettonica compressiva sia stata attiva in tutto il Neogene. In tale contesto i bacini della parte interna dell'Appennino Settentrionale si sarebbero formati come *piggy-back* oppure come *trust top basins* (BERNINI *et alii*, 1990; BONINI *et alii*, 1994; BOCCALETTI *et alii*, 1995a,b; BONINI & MORATTI, 1995; BOCCALETTI *et alii*, 1997).

2.1. - LA TETTONICA FRAGILE NEOGENICO-QUATERNARIA

Come si può osservare nello schema tettonico di fig. 13 le faglie costituiscono nell'area in esame l'elemento strutturale di maggiore rilievo.

Dallo schema tettonico emerge anche che esse possono essere riunite in tre gruppi in base alla direzione (N130, N170 e N50), alle caratteristiche geometriche e, verosimilmente, anche all'età.

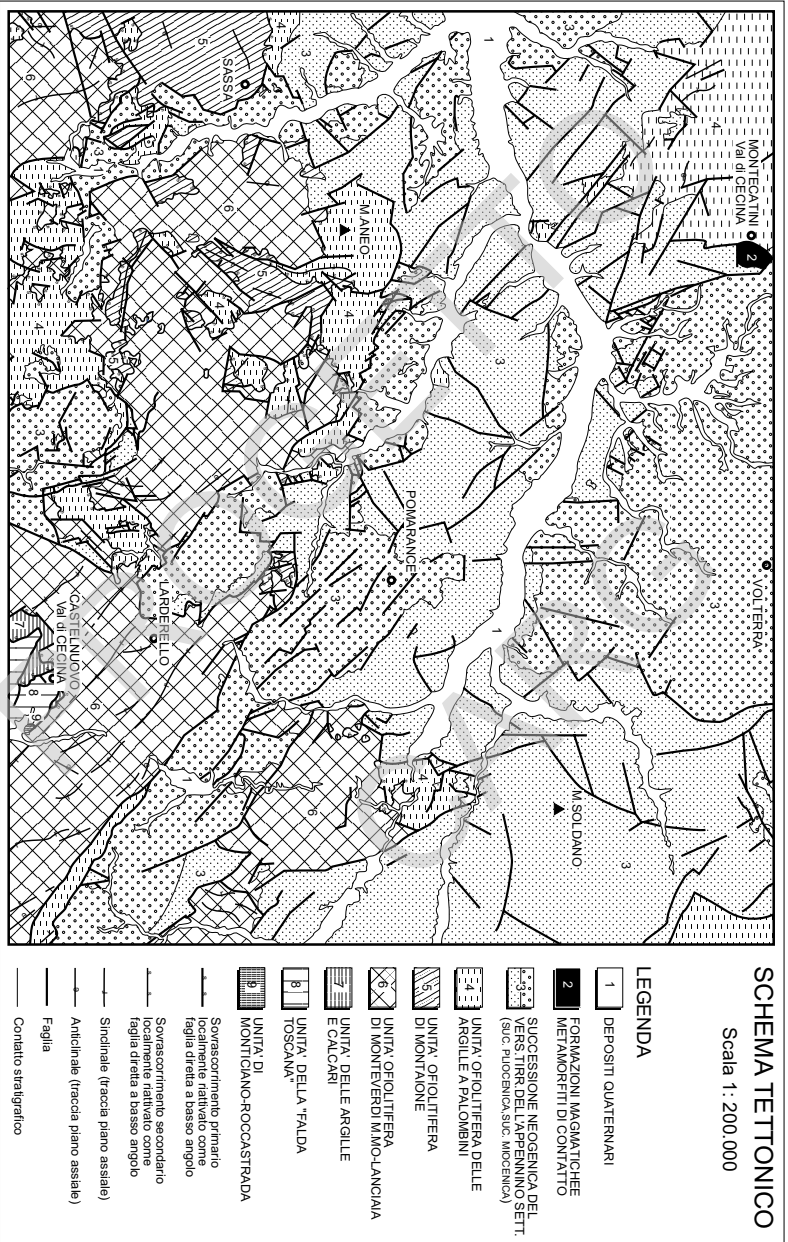
2.1.1. - *Faglie a direzione N130*

Sulla base dei rapporti che intercorrono fra i tre gruppi appare evidente che le faglie a direzione N130 costituiscono, nel loro insieme, le dislocazioni più recenti poiché tagliano le faglie a direzione submeridiana e quelle a direzione antiappenninica. La *master fault* del sistema è la faglia di Anqua che immerge verso NE e pone a contatto i sedimenti del Villafranchiano, al tetto, con le unità liguri, al muro. Ad essa si associa un fascio di faglie sintetiche e antitetiche che attraversa il foglio nella sua parte centrale, per una larghezza media di una decina di chilometri. Esso si prolunga nei fogli adiacenti occidentali fino al Tirreno Settentrionale passando poco a Sud della zona di Rosignano M.mo e circa un chilometro a NE di Castiglioncello. In quest'area una faglia, appartenente al sistema N130, ha agito come faglia sinsedimentaria nel Pleistocene inferiore, costituendo il bordo settentrionale del bacino quaternario di Rosignano Solvay - S.Vincenzo; al contrario non risultano da essa tagliati i depositi del Pleistocene medio (GIANNINI, 1962; BARTOLETTI *et alii*, 1986 *cum bibl.*).

All'estremità orientale del foglio, BOSSIO *et alii* (1996b) 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 nell'area in oggetto: 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 (sez. C in cornice al foglio).

Fig. 13 - Schema tettonico.



2.1.2. - Faglie a direzione N170

Questo gruppo di faglie, con direzioni che oscillano fra N160 e N180, costituisce l'elemento strutturale dominante nel Bacino di Volterra che su di esso si è impostato come fossa tettonica (sez. A in cornice al foglio). Quest'ultima è delimitata ad ovest dalla Faglia di Montecatini V.C. - Orciatico che ha favorito la risalita di corpi magmatici subvulcanici di composizione lamproitica. L'età assoluta della Lamproite di Montecatini V.C., misurata con il metodo K/Ar, è di $4,1 \pm 0,13$ M.A. (BORSI *et alii*, 1967). Più articolato è il margine orientale del Bacino di Volterra: BOSSIO *et alii* (1996a) e BOSSIO *et alii* (1997) mettono in evidenza come le numerose faglie rilevate su questo bordo e riconoscibili anche nelle sezioni sismiche, non abbiano tutte la stessa età. La Faglia di Pignano, che dall'estremità nord-orientale del foglio si sviluppa nell'attiguo Foglio 285, costituisce la dislocazione più orientale del Bacino di Volterra e si ritiene che sia stata attiva durante il Messiniano-Pliocene basale (fig. 14).

BOSSIO *et alii* (1996a) nell'area Spicchiaiola-Pignano dimostrano la contemporaneità delle faglie appenniniche e antiappenniniche durante il Messiniano-

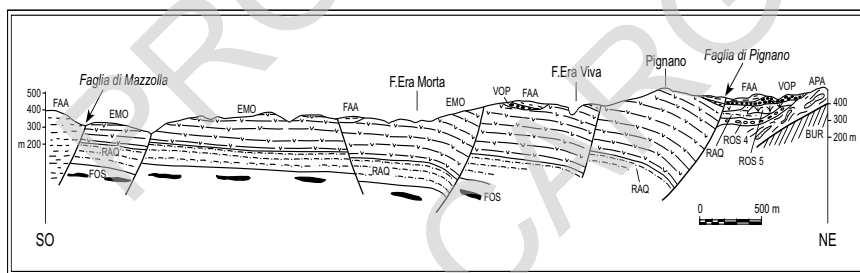


Fig. 14 – Da CERRI & SANDRELLI (1994): sezione geologica passante ad est di Mazzolla, settore orientale del Bacino di Volterra. Per le sigle vedi il testo.

Pliocene basale; le prime hanno rigetto prevalentemente verticale e sono da collegarsi allo sviluppo della fossa tettonica mentre le seconde hanno un rigetto prevalentemente orizzontale e costituiscono esempi di strutture di trasferimento. La contemporanea attività di faglie dirette e di trasferimento è già stata indicata per altre aree della Toscana meridionale, si veda ad esempio lo schema di fig. 15.

La Faglia di Mazzolla, in posizione più occidentale, si è attivata invece solo con l'inizio del Pliocene; essa si estende dall'area di Mazzolla fino all'area di Iano ed è suddivisa in segmenti a direzione N160, raccordati da faglie antiappenniniche. Secondo BOSSIO *et alii* (1996a, 1997), la Faglia di Mazzolla costituisce la *master fault* attiva durante la sedimentazione dei depositi marini pliocenici.

Ancor più recente è un fascio di faglie, conosciuto in letteratura come “Faglia di Villamagna” (MAZZANTI, 1961); essa ha un rigetto stratigrafico complessivo di circa 400 m a Sud di Villamagna, dedotto dalla differenza di quota della base del Pliocene Medio a muro e a tetto della faglia stessa (BOSSIO *et alii*, 1996c).

Il Bacino di Volterra costituisce una struttura unitaria fino al F.Cecina. Più a sud i depositi neautoctoni si frammentano in affioramenti discontinui per effetto del sollevamento di un’ampia area a forma di ellisse, con asse maggiore in direzione NO-SE, comprendente i rilievi di Castelnovo V.C., delle Cornate di Gerfalco, di Montieri e della Croce di Prata. Tale sollevamento, che LAZZAROTTO (1967) ritenne verificatosi alla fine del Miocene superiore, è considerato da BOSSIO *et alii* (1994c) come responsabile della presenza di diffusi livelli clastici grossolani nelle successioni del Pliocene Inferiore delle aree di C. al Pazzo - Volterra, di Pomarance, di P.gio la Pertica e di Lustignano. Gli stessi Autori mettono in evidenza come il F. Cecina separi due aree, una settentrionale (Bacino di Vol-

a - Linea Piombino-Faenza b - Linea Follonica-Rimini

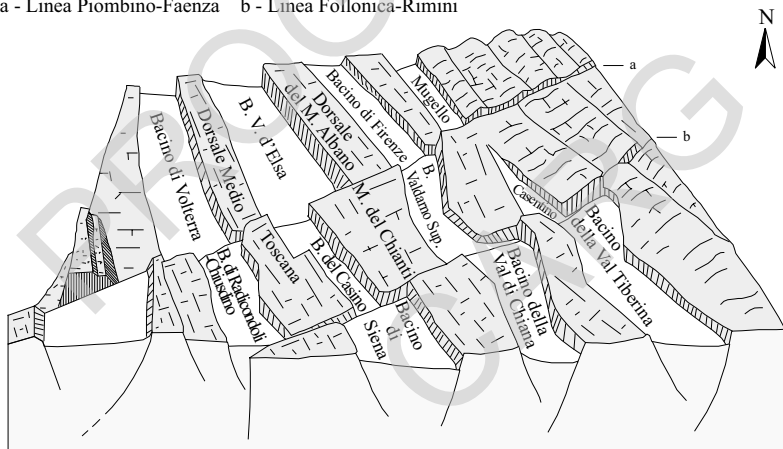


Fig. 15 – Da LAZZAROTTO & SANDRELLI (1983): stereogramma strutturale schematico e non in scala, mostrante i probabili rapporti delle linee trasversali dell’Appennino Settentrionale con le strutture rigide distensive e con quelle plicative.

terra) ed una meridionale (Bacini di Pomarance, Anqua, etc.), caratterizzate da un differente sviluppo della sedimentazione pliocenica: continuo dal Pliocene basale al Pliocene Medio nell’area settentrionale, discontinuo in quella meridionale.

L’evoluzione sedimentaria in quest’ultima area è stata studiata e documentata da BOSSIO *et alii* (1992a,d); questi Autori nelle sezioni plioceniche di Pomarance, S.Dalmazio-Anqua, Radicondoli-Belforte e Chiusino, hanno riconosciuto che essa si è realizzata attraverso due cicli riferibili rispettivamente al Pliocene Infe-

riore (Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. - Zona a *Globorotalia puncticulata* p.p.) ed al Pliocene Medio (Zona a *Globorotalia aemiliana*) - Villafranchiano inferiore.

All'attività delle faglie appare legata la blanda anticlinale, con direzione assiale NNO-SSE, che interessa le Arenarie di Ponsano nell'area tipo. Dal punto di vista strutturale negli affioramenti ad occidente di questa località gli strati immergono costantemente verso ovest mentre in quelli ad oriente immergono verso est, identificando in tal modo una antiformentata interpretata da BOSSIO *et alii* (1996a) come legata allo sviluppo di faglie dirette che hanno causato la rotazione sia verso est che verso ovest dei sedimenti neoautoctoni. Strutture analoghe sono state descritte in altre aree della Toscana Meridionale: LIOTTA & SALVATORINI (1994) nel Bacino di Radicofani, COSTANTINI *et alii* (1995) nel Bacino di Serrazano.

Da altri Autori le pieghe nei depositi miocenici, rilevate anche in altre aree della Toscana Meridionale, unitamente alle discordanze fra i cicli sedimentari mio-pliocenici, 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*, 1995a,b; BONINI & MORATTI, 1995; BOCCALETTI *et alii*, 1997).

2.1.3. - Faglie a direzione antiappenninica (N50)

Il terzo gruppo di faglie ha direzioni variabili fra N45 e N60, cioè si dispone trasversalmente ai sistemi di faglie dirette sopra descritti. E' rappresentato da vari segmenti che verosimilmente si sono sviluppati, per gran parte, come faglie di trasferimento. Quelli concentrati nel settore centrale del foglio appartengono ad un elemento strutturale di importanza regionale, da tempo conosciuto, nella letteratura geologica, con il nome di "Linea Piombino-Faenza". Sul significato cinematico di questa linea e di altre che, come questa, tagliano la catena nord-appenninica dal Tirreno all'Adriatico, sono state avanzate varie e contrastanti 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. Su alcune di queste linee sono stati condotti lavori specifici (BORTOLOTTI, 1966; LAZZAROTTO & SANDRELLI, 1983; LIOTTA, 1991) dai quali emerge l'ipotesi che si tratti 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 disten-

sivo, 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. 15).

2.2. - LA TETTONICA DISTENSIVA DEL PLIOCENE

I sedimenti pliocenici affioranti nel foglio in esame hanno giaciture prevalentemente caratterizzate da direzione appenninica ed immersione verso sud-ovest nel settore di Pomarance-Anqua e da direzione appenninica ed immersione verso nord-est nel settore di Volterra. Questo aspetto indica che i sedimenti pliocenici hanno subito, successivamente o contemporaneamente alla loro deposizione, una rotazione opposta nei due settori appena citati. Una spiegazione per questo fenomeno è quella di ritenere che tale rotazione sia legata alla geometria listrica del sistema di faglie dirette principali che caratterizza rispettivamente l'area di Pomarance-Anqua e quella di Volterra (BOSSIO *et alii*, 1996a; BOSSIO *et alii*, 1996c). Queste due zone si differenziano, inoltre, anche per una diversa orientazione delle strutture: il settore di Pomarance-Anqua è infatti caratterizzato da faglie a direzione prevalente N130 mentre quello di Volterra da faglie a direzione prevalente N160-180. In particolare nel settore orientale di Volterra SANDRELLI & CERRI (1994), BOSSIO *et alii* (1996a), BOSSIO *et alii* (1996c), in riferimento al sistema di faglie in direzione appenninica (N160), che si sviluppa subito ad est di Mazzolla, hanno dimostrato che esso si è attivato a partire dal Pliocene basale determinando per il bacino una configurazione a *semigraben*. Gli stessi Autori rilevano, inoltre, una attività più recente di queste faglie poiché esse dislocano anche i depositi del Pliocene Medio.

Le faglie del sistema N130, tagliando le strutture a direzione submeridiana, si sono attivate successivamente e verosimilmente a partire dal Pliocene Medio in concomitanza con lo sviluppo della trasgressione marina infrapliocenica.

Sulla base delle numerose sezioni sismiche che interessano l'area di Larderello, è stato riconosciuto che le faglie dirette plioceniche diminuiscono la loro pendenza con la profondità fino ad appiattirsi in corrispondenza di una superficie strutturale che è evidenziata da un segnale fortemente riflettivo nei profili sismici, ben conosciuto nella letteratura geologica, relativa alle aree geotermiche di Larderello e dell'Amiata con il nome di "orizzonte K", (BATINI *et alii*, 1978; BERTINI *et alii*, 1991 *cum bibl.*).

Secondo recenti interpretazioni l'orizzonte K costituirebbe 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 dell'area geotermica stessa (fig. 16).

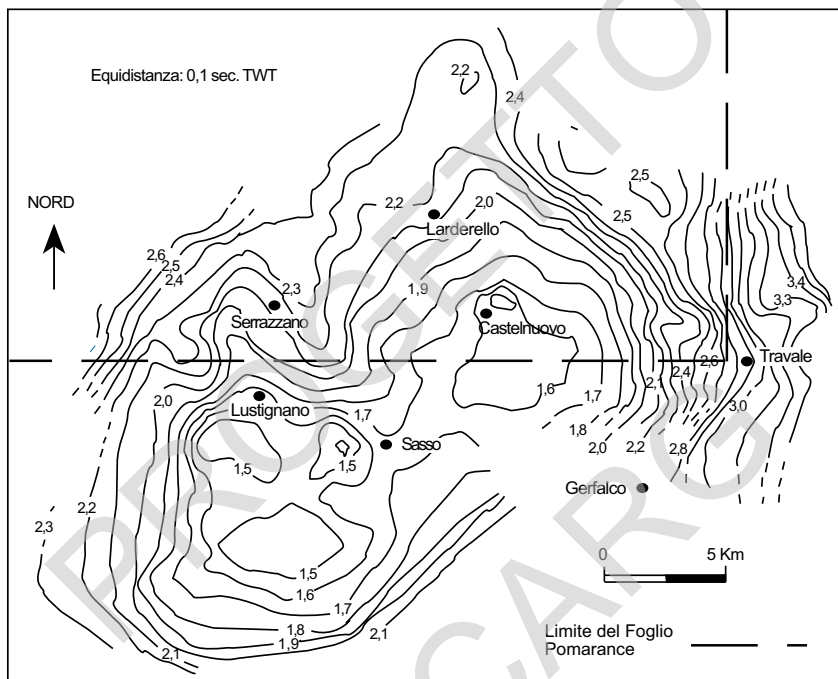


Fig. 16 – Da BALDI *et alii* (1994): carta dell'orizzonte K nell'area geotermica di Larderello.

2.3. - LA TETTONICA DISTENSIVA DEL MIOCENE SUPERIORE

I sedimenti del Miocene superiore sono deformati nel settore orientale del Foglio Pomarance sia in una blanda sinclinale nel Bacino di Radicondoli (LAZZAROTTO & MAZZANTI, 1978) sia in una blanda anticlinale nell'area di Ponsano (BOSSIO *et alii*, 1996a). Circa il piegamento di questi depositi si possono fare due ipotesi: la prima prevede che le pieghe nei depositi miocenici, insieme alle discordanze fra sedimenti appartenenti ai cicli sedimentari mio-pliocenici, siano da riferire ad eventi compressivi che, a partire dal Miocene superiore, si sono intervallati

al generale regime distensivo che interessa la parte interna dell'Appennino settentrionale (BERNINI *et alii* 1990; BOCCALETTI *et alii* 1992, *cum bibl.*; BONINI *et alii* 1994); la seconda prevede invece che le pieghe del Miocene superiore siano da attribuire all'attività di faglie dirette mioceniche, a geometria articolata ed immergenti verso ENE (BALDI *et alii* 1994; BOSSIO *et alii*, 1996a). La contemporaneità fra l'attività di queste faglie e la sedimentazione miocenica è documentata nell'area di Pomarance dallo spessore dei sedimenti miocenici che tende a diminuire allontanandosi dal sistema di faglie (cfr. MAZZANTI, 1966).

2.4. - LA TETTONICA DISTENSIVA DEL MIOCENE INFERIORE E MEDIO: LA "SERIE RIDOTTA"

Tutte le strutture precedentemente descritte dislocano le superfici tettoniche più antiche. Queste sono rappresentate o da superfici di discordanza tettonica, che mettono a contatto le Unità Liguri *l.s.* con porzioni della successione toscana o con il basamento toscano, o da superfici di discordanza tettonica che mettono a contatto le unità geometricamente superiori della successione toscana con il basamento toscano⁽²⁾. Queste condizioni, bene osservabili in tutta l'area del foglio, esprimono fenomeni tettonici di elisione di porzioni della successione interpretabili come effetti di faglie dirette. Simili geometrie sono state ricostruite anche nell'area di Larderello, tramite i sondaggi profondi, dove la Formazione di Monteverdi M.mo poggia discordante sia su porzioni della successione toscana, sia sul basamento toscano. Questi importanti fenomeni di elisione tettonica riguardano anche il complesso delle Liguridi *l.s.* Ad esempio un'importante elisione tettonica riguarda l'unità ligure geometricamente superiore (Unità ofiolitifera delle Argille a palombini) che poggia, a partire dal settore occidentale del foglio ed andando verso est, sull'Unità ofiolitifera di Montaione, sull'Unità di Lanciaia, nell'area ad ovest di Larderello, ed infine sull'Unità di Monteverdi M.mo nell'area di Larderello. Si individua così una importante superficie tettonica che divide il tetto, costituito dall'Unità ofiolitifera delle Argille a palombini, dal muro costituito dalle altre unità liguri appena citate.

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

⁽²⁾ Nello studio dei rapporti tra le diverse unità strutturali un problema comune è rappresentato dall'interpretazione dei contatti tettonici dei quali non è possibile riconoscere i caratteri cinematici. Tali contatti, in relazione ai loro rapporti geometrici, sono infatti interpretabili sia come sovrascorrimenti, sia come faglie dirette a basso angolo. Inoltre gli stessi piani di sovrascorrimento possono essere stati successivamente riattivati come faglie dirette a basso angolo. Per tale motivo nello schema tettonico, più correttamente, è stato precisato il significato del simbolo usato per i sovrascorrimenti primari e secondari.

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 *ramp* nei livelli competenti (fig. 17).

La sovrapposizione 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

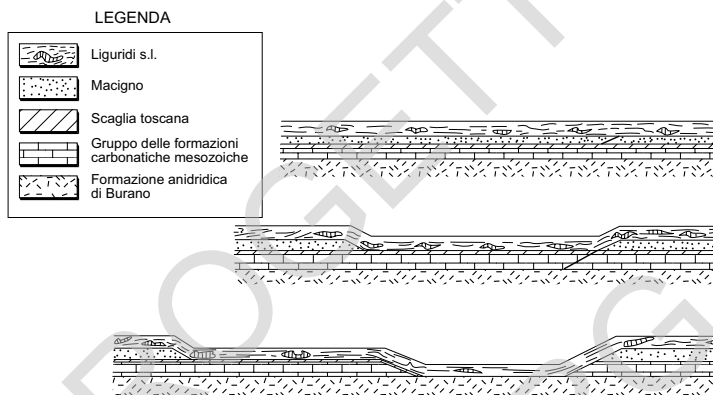


Fig. 17 – Da BERTINI *et alii* (1991): meccanismo semplificato di formazione della “serie ridotta” tramite superfici di scorrimento alla base delle liguridi e lungo i livelli incompetenti della successione toscana.

Liguridi anche sulla Scaglia toscana e sulle Marne a *Posidonomya*-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 e 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) e a CARMIGNANI *et alii* (1995).

2.5. - 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*, 1995): gli eventi deformativi, verificatisi dopo la fine della fase collisionale, sono stati schematicamente fissati in tre momenti significativi attraverso la retrodeformazione di una sezione collocata nella parte meridionale del foglio in direzione circa E-O (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

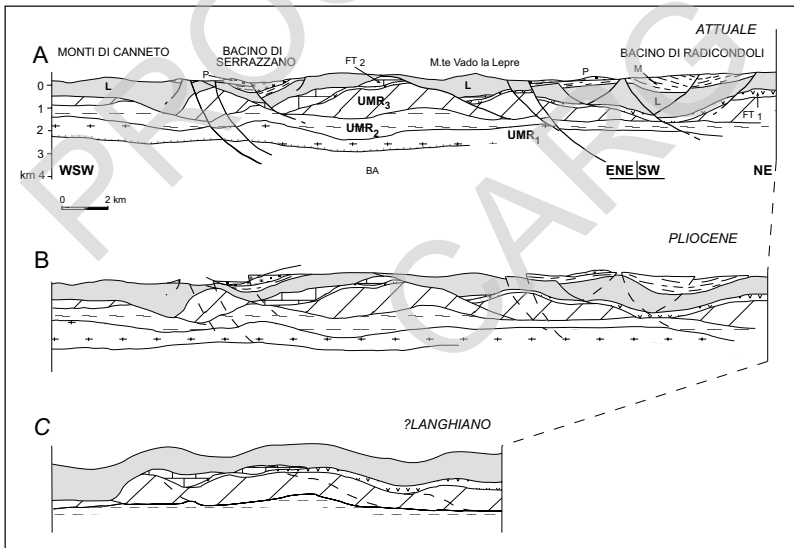


Fig. 18 – Da BALDI *et alii*, 1994: A) sezione geologica attraverso il campo geotermico di Larderello. I sedimenti del Pliocene sono dislocati da faglie dirette listriche. Simboli: P – sedimenti pliocenici; M – sedimenti del Miocene superiore; L – Liguridi. Falda toscana: FT₂ - successione triassico-oligocenica; FT₁ – anidriti triassiche. Unità di Monticiano-Roccastrada: UMR₃ – Gruppo del Verrucano triassico e delle formazioni paleozoiche; UMR₂ – Gruppo filladico-quarzitico; UMR₁ – Gruppo dei Micascisti. BA – Complesso degli Gneiss. B) Sezione geologica riferita al Pliocene. C) sezione geologica riferita al Langhiano

sarebbe sviluppata nella Toscana Meridionale gran parte della “serie ridotta” (fig. 18C). In un momento più recente, localizzabile probabilmente nel Miocene superiore, le faglie dirette tendono ad orizzontalizzarsi in corrispondenza del livello delle filladi paleozoiche (fig. 18B). Infine nella situazione attuale, acquisita durante il Pliocene ed il Quaternario, le faglie dirette che delimitano le fosse tettoniche plioceniche (fig. 18A) si esauriscono in corrispondenza dell’attuale passaggio fra il dominio fragile e quello duttile, evidenziato dall’orizzonte K.

DALLMEYER *et alii* (1995) rilevano come il “protrarsi della tettonica distensiva

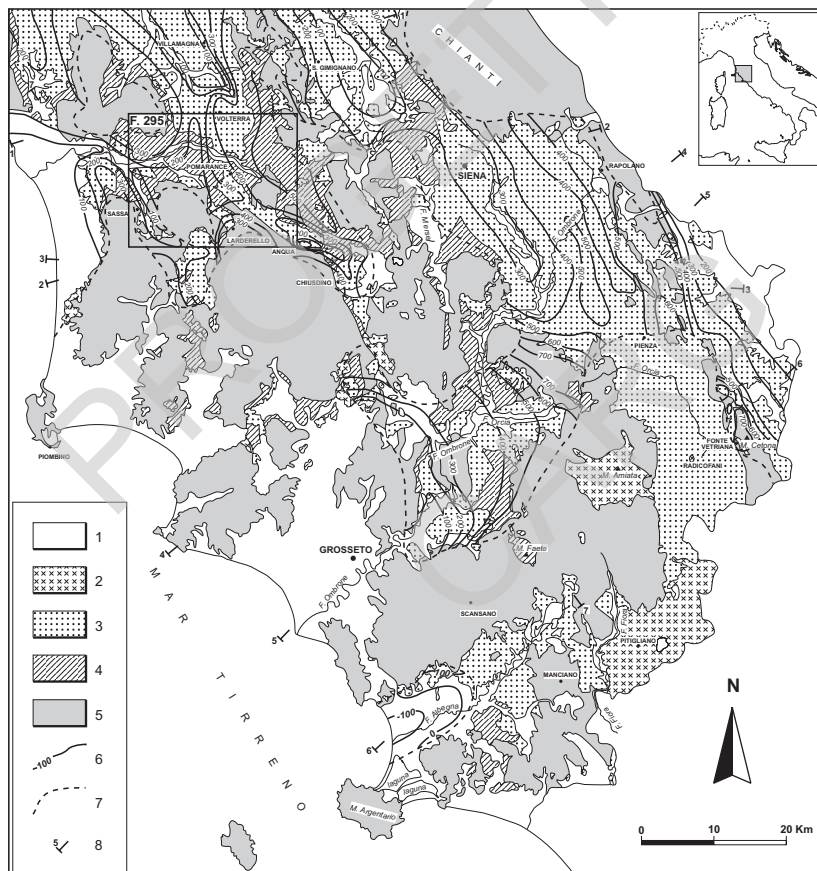


Fig. 19 – Da Bosso *et alii* (1996b): carta del sollevamento. Spiegazione della legenda: 1) depositi del Quaternario; 2) rocce di origine magmatica; 3) depositi del Pliocene; 4) depositi del Tortoniano sup.-Messiniano; 5) substrato pre-Tortoniano sup., 6) curve di ugual sollevamento (eq. 100m); 7) limite delle aree sommerse durante il Pliocene Medio.

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 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) 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”.

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.

3. - LA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SINCOLLISIONALE

Gli effetti della tettonica compressiva, riferibili alla chiusura dell'Oceano ligure ed alla collisione dei margini europeo ed africano, sono osservabili, nel foglio in esame, solo 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 un piccolissimo affioramento presso Castelnuovo V.C. e che invece è stato attraversato per migliaia di metri da numerosi sondaggi effettuati dall'ENEL, in tutta la Regione Boracifera di Larderello - Travale, per la ricerca e lo sfruttamento dei fluidi geotermici.

La disposizione delle unità tettoniche, ricostruita attraverso i rilevamenti di superficie e lo studio dei sondaggi, prevede la seguente successione dall'alto al basso:

- Tre unità liguri:

Unità ofiolitifera delle Argille a palombini

Unità ofiolitifera di Montaione

Unità ofiolitifera di Monteverdi M.mo - Lanciaia

- Una unità subligure:

Unità delle Argille e calcari

- Due unità toscane:

Unità della Falda toscana

Unità di Monticiano-Roccastrada

- Un “basamento cristallino” privo di deformazione sinmetamorfica alpina

Unità degli gneiss

3.1 - UNITÀ LIGURI

3.1.1. - *Unità ofiolitifera delle Argille a palombini*

Affiora prevalentemente nel settore occidentale del foglio dove è rappresentata dalle Arenarie di Montecatini e dalle sottostanti formazioni del Complesso ofiolitifero. Le Arenarie di Montecatini, non appaiono interessate da un intenso grado di tettonizzazione; infatti, gli strati si presentano sempre con una polarità diritta e mai con inclinazioni che superano i 45°; inoltre, sono rare le pieghe alla mesoscala, mentre sono presenti blande anticlinali e sinclinali a grande scala. La formazione delle Arenarie di Montecatini poggia in discordanza sui vari termini del sottostante complesso ofiolitifero (BERTINI *et alii*, 2000).

3.1.2. - *Unità ofiolitifera di Montaione*

Questa unità tettonica affiora estesamente nella parte sud-occidentale della zona di Micciano-Libbiano e nell'area di Sassa. Quest'ultimo affioramento si sviluppa più estesamente nell'adiacente Foglio 294 (si veda COSTANTINI *et alii*, 1995). L'Unità di Montaione è costituita dall'omonima formazione che poggia con contatto stratigrafico discordante sul complesso ofiolitifero di base, formato da grandi masse di ofioliti. Le formazioni del complesso ofiolitifero, tenendo conto anche del settore orientale del Foglio 294, mostrano una deformazione precedente alla deposizione del flysch, documentando in tal modo una fase precoce dell'orogenesi nelle aree più interne.

3.1.3. - *Unità ofiolitifera di Monteverdi M.mo - Lanciaia*

Tale unità è costituita, nella porzione inferiore, dalle Argilliti e calcari di Poggio Rocchino e dalla Formazione di Monteverdi Marittimo che sono presenti, in affioramento, nel settore meridionale del foglio. Dove compaiono strati a polarità evidente e/o con continuità di affioramento, si rileva che le strutture sono complicate dalla presenza di porzioni a strati diritti e porzioni a strati rovesciati senza che sia possibile individuare un raccordo fra le stesse. Su queste formazioni poggia un complesso ofiolitifero fortemente corrugato, comprendente grandi blocchi disarticolati di ofioliti accompagnati dai resti della loro originaria compertura sedimentaria e da un potente corteo di breccie ofiolitifere. Le masse ofiolitiche, costituite in massima parte da Serpentiniti, nell'area della Fattoria di Monterufoli, raggiungono lo spessore di un migliaio di metri (dati forniti dall'Enel). Sul complesso ofiolitifero poggia, con contatto stratigrafico ma in netta discordanza, la Formazione di Lanciaia.

3.2. - UNITÀ SUBLIGURE

3.2.1. *Unità delle Argille e calcari*

Affiora in una piccola area presso Castelnuovo V.C. dove si trova interposta tra le unità liguri e quelle toscane. Presenta una disposizione per lo più a moniclinale con immersione degli strati verso i quadranti occidentali.

3.3. - UNITÀ TOSCANE

3.3.1. - *Unità della Falda toscana*

Prescindendo dalle dislocazioni per faglie dirette, i terreni mesozoici e terziari della successione toscana risultano deformati nel loro insieme da blandi piegamenti. Essi affiorano in esigue aree a sud di Castelnuovo V.C..

3.3.2. - *Unità di Monticiano-Roccastrada*

E' costituita da tre diversi complessi che a partire dall'alto sono:

3.3.2.1. - Gruppo del Verrucano

Sulla base dei dati dei sondaggi, il Gruppo del Verrucano appare, nell'area di Larderello-Travale, caratterizzato da 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).

3.3.2.2. - Complesso delle Filladi

Come descritto nel sottoparagrafo 2.1.2., all'interno di questo complesso, si distinguono due insiemi formazionali siglati **UMR_{2a}** e **UMR_{2b}**. Dal punto di vista strutturale all'interno dell'insieme **UMR_{2a}** (Formazione delle filladi e quarziti del Torrente Mersino) 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.

L'insieme **UMR_{2b}** (Gruppo filladico-quarzitico) 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 isoclinali, talora osservabili anche alla scala delle carote. La S_1 nei litotipi filladico-quarzitici è costituita da quarzo+sericite (\pm muscovite) \pm clorite \pm albite \pm 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 trasportare 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 rutile; nel caso della scistosità S_2 ai sud-

detti 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 S₂.

All'evento deformativo D₃ 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*, 1983; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 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 costituiti 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).

3.3.2.3. - 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 barroviario (ELTER & PANDELI, 1996). Una datazione radiometrica con il metodo Rb/Sr su muscovite sincinemica all'evento barroviario 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 sono inquadrabili nelle facies degli scisti verdi. Il Complesso dei Micascisti risulta inoltre interessato da un evento metamorfico statico di alta temperatura generato dalla messa in posto di leucograniti a cordierite datato 3.2 M.A. (DEL MORO *et alii*, 1982).

3.4. - 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.v. Barroviano) e da una successiva riequilibrio in condizioni di medio grado e bassa pressione ($T=550^{\circ}-600^{\circ}\text{C}$; $P=2-3.5$ 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 barroviano" 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 (fig. 4). BERTINI *et alii*, (1991) hanno interpretato l'Unità degli Gneiss come parte del basamento dell'avampese umbro-marchigiano, sottoscorsor al Dominio toscano.

4. - CARATTERI EVOLUTIVI DELLA TETTONICA COMPRESSIVA PRE E SIN-COLLISIONALE

Nell'area compresa nel settore meridionale del foglio sono osservabili i rapporti di giacitura fra le Unità liguri, subliguri e toscane, acquisiti attraverso vari eventi deformativi dalla fine del Cretacico inferiore all'inizio del Miocene. Tali rapporti si possono osservare, seppure in maniera discontinua, lungo una fascia segnata dal percorso del F. Cecina, nel tratto fra il Mar Tirreno e la Montagnola Senese; altrove, nella Toscana Meridionale, non sono più chiaramente visibili, essendo state le varie Unità liguri, subliguri e toscane smembrate e laminate ad opera della intensa tettonica distensiva post-collisionale, come è stato già illustrato in un capitolo precedente ("serie ridotta"). La successione di queste unità nell'area del foglio è illustrata nella figura 20A. Confrontando questa successione con altre osservate lungo la fascia sopraindicata, è stato costruito un modello che illustra schematicamente i rapporti geometrici, pre-tettonica distensiva, che intercorrevano fra le diverse unità alloctone (fig. 20B). Gli eventi tettonici durante i

quali si sono prodotti gli accavallamenti e le deformazioni, illustrati nella figura, sono indicati con i numeri dall'1 al 7, cioè dal più antico al più recente; i relativi riferimenti cronologici sono stati ricavati sulla base delle età dei complessi sedimentari di ciascuna unità.

La situazione geometrica illustrata in figura 20B può essere riferita al Miocene inferiore avendo come limiti temporali: l'età del tetto del Macigno (Chatiano superiore), come limite inferiore; l'inizio della tettonica distensiva (base del Miocene medio) come limite superiore.

In sintesi possiamo constatare che:

- il corrugamento più antico, registrato nelle Unità liguri affioranti, ha interessato il "basamento" della crosta oceanica e parte della sua copertura; ciò è evidenziato dal contatto stratigrafico discordante della Formazione di Montaione su vari termini del Complesso ofiolitifero di Poggio Montecarulli. Il riferimento cronologico di questo evento alla base del Cretacico superiore può essere fatto assumendo, come limite superiore, l'età della base della Formazione di Montaione che è risultata corrispondente al Campaniano (Cretacico sup.) e come limite inferiore l'età delle Argille a palombini che, nella Toscana Meridionale, non è mai risultata più recente del Cretacico inf.;

- il secondo evento porta porzioni di crosta oceanica a sovrapporsi in ambiente sottomarino alla Formazione di Monteverdi M.mo. Tale processo determina una ulteriore tettonizzazione dell'Unità ofiolitifera ed il suo smembramento in estese placche ofiolitiche, più o meno associate alla originaria copertura sedimentaria; tali placche, accompagnate da un imponente corteo di breccie sedimentarie, si sono riversate nel bacino della Formazione di Monteverdi M.mo, in un intervallo compreso fra il Paleocene inf. e l'Eocene basale, interrompendone la sedimentazione (COSTANTINI *et alii*, 1995). Tale sovrapposizione è sigillata dalla Formazione di Lanciaia la cui base è stata attribuita all'Ypresiano (Eocene inferiore);

- la terza fase di corrugamento e l'ultima e più importante fase ligure, può essere assegnata ad un intervallo compreso fra l'Eocene medio e l'Eocene superiore. Essa coinvolge più unità tettoniche: l'insieme Unità di Montaione - Unità di Monteverdi M.mo - Lanciaia, che costituisce ormai un'unica unità tettonica, invade il bacino dell'Unità di S.Fiora (alla fine dell'Eocene medio o all'inizio dell'Eocene sup.) interrompendone la sedimentazione. *Thrust* secondari si verificano nell'interno dell'unità sovrascorsa come, ad esempio, quello che porta l'Unità di Montaione a sovrapporsi alla Formazione di Lanciaia.

In un momento successivo, ma probabilmente all'interno dello stesso intervallo di tempo, si verifica, al di sopra di queste unità corrugate, il sovrascorrimento dell'Unità ofiolitifera delle Argille a palombini che va a ricoprire tutti i contatti tettonici precedentemente realizzatisi, fino a sovrapporsi direttamente all'Unità di S.Fiora. In tale movimento questa Unità ofiolitifera, costituita in

prevalenza dalle Argille a palombini e sormontata dall'Arenaria di Montecatini, sradica ed ingloba tettonicamente trucioli delle unità sottostanti ivi compresi frammenti della Formazione di Lanciaia;

- nel quarto evento deformativo, l'insieme delle unità corrugate in precedenza, invade la Zona subligure interrompendo la sedimentazione della Formazione di Canetolo. Il riferimento cronologico di questo evento può essere fatto assumendo come limite inferiore l'età del tetto della Formazione di Canetolo che in questo settore della Toscana Meridionale è stato attribuito, su basi paleontologiche, all'Eocene superiore (GIANNELLI *et alii*, 1965). Il limite superiore non può essere definito con precisione. Una indicazione in questo senso può essere tratta dalla composizione litologica degli olistostromi all'interno del Macigno del Chianti che, indicando una provenienza non solo dalla Unità delle Argille e calcari ma anche dall'Unità di S.Fiora e dalle Unità liguri soprastanti, sembra confermare l'avvenuto impilamento delle Unità Liguri su quella subligure.

- L'ultima fase di corrugamento documentata nella Toscana Meridionale si riferisce all'accavallamento delle Unità liguri e subliguri sul Macigno della successione toscana ed al corrugamento del Dominio toscano. L'attribuzione cronologica di questa fase ha come limite inferiore l'età più recente del tetto del Macigno della Toscana M.ma (Chattiano superiore) e come limite superiore l'inizio della distensione sul versante tirrenico dell'Appennino Settentrionale, che attualmente viene collocato da più Autori al passaggio fra il Miocene inf. ed il Miocene medio.

5. - LA TETTONICA DISTENSIVA MESOZOICA DEL DOMINIO LIGURE

Alcuni degli effetti della tettonica distensiva che hanno interessato il Dominio oceanico ligure in espansione sono osservabili nelle litofacies di passaggio tra i Diaspri ed il Calcare a Calpionelle. All'interno delle breccie della Formazione di Lanciaia (CAA_b) è stato infatti individuato un olistolite che si sviluppa arealmente per circa 150 m ed è particolarmente ben esposto in corrispondenza di una accentuata scarpata a sud di Libbiano; in tale olistolite è ben osservabile il passaggio graduale per alternanza tra le due formazioni mesozoiche; alcuni strati appaiono intensamente brecciati fino a costituire una vera e propria breccia monogenica. Quest'ultima, come già osservato in alcune aree dell'Appennino Settentrionale (zona di Ottone e Casanova), appare come legata ad una clastesi che ha prodotto un rimescolamento parziale dei sedimenti da poco depositi, lasciando tuttavia inalterata "la primitiva successione cronologica delle rocce" (BERTOTTI *et alii*, 1986).

Questa brecciatatura, di natura non tettonica per l'assenza di qualsiasi marker strutturale, è quindi dovuta ad un clastesi senza trasporto, legata ad eventi contemporanei alla sedimentazione e può essere attribuita all'attività sismica e vulcanica che in genere caratterizza i tratti di dorsale (GIANELLI & PRINCIPI, 1974). Effetti meccanici sui sedimenti appena litificati possono essere provocati in situ, o per rimobilizzazione, con parziale rimescolamento dei materiali che si raccoglievano nelle trappole morfologiche, assai frequenti nell'ambiente di dorsale.

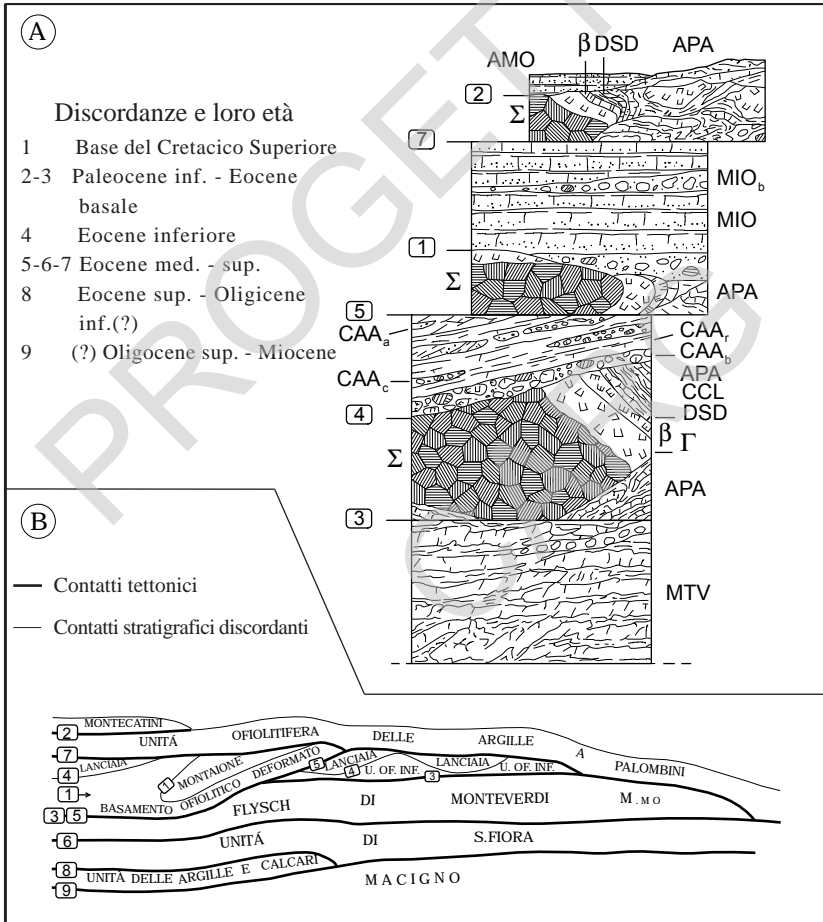


Fig. 20 – Da COSTANTINI et alii (1995) con modifiche: A) Relazioni geometriche fra le unità liguri nell'area a nord di Canneto; B) Rapporti di giacitura delle unità tettonico – stratigrafiche presenti nella Toscana marittima a sud dell'Arno.

L'osservazione al microscopio di alcuni campioni di breccia monogenica a clasti calcarei ha permesso di individuare un sistema di fratturazione che interessa la sola componente elastica; ciò dimostra che questa fratturazione si deve essere realizzata in una fase sinsedimentaria, dopo che la roccia calcarea aveva acquisito una consistenza tale da poter subire una deformazione di tipo fragile.

La fase distensiva riconosciuta all'interno di questa sequenza sedimentaria si localizza temporalmente al limite Giurassico sup. - Cretaceo inf. (Titonico-Berriasiano) poiché la litofacies interessata dalla deformazione si colloca in questo intervallo di tempo.

PROGETTO
CARG

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - NOTE DI GEOMORFOLOGIA

A cura di G. Cornamusini e R. Mazzanti

Inquadramento

L'area del Foglio Pomarance è caratterizzata in gran parte da un paesaggio di tipo collinare (media ed alta collina) e collinare-montuoso nella parte meridionale. Le aree morfologicamente più basse in genere corrispondono alle depressioni tettoniche neogeniche dove affiorano i terreni più erodibili, mentre quelle di alto morfologico corrispondono a strutture rilevate, in corrispondenza delle quali affiorano le rocce pre-neogeniche più resistenti.

Il principale elemento idrologico del Foglio Pomarance è costituito dal Fiume Cecina, che scorre da est verso ovest attraverso tutta l'area. A nord del F. Cecina il paesaggio è dominato, nella porzione centrale, da forme collinari dolci, sviluppatesi sui sedimenti argillosi pliocenici del Bacino di Volterra; in esso spicca il rilievo su cui si trova la città di Volterra (531 m s. l.m.). Verso ovest la morfologia è più accidentata (quota massima M. Massi 625 m) caratterizzata da una dorsale allungata in direzione E-O, nei pressi di Montecatini Val di Cecina) lungo la quale affiorano i terreni appartenenti ai complessi ofiolitici. La porzione nord-orientale è anch'essa caratterizzata da rilievi piuttosto accentuati (Monte Soldano e Poggio Metato circa 550 m), dove affiorano successioni prevalentemente conglomeratiche, di età miocenica.

L'area immediatamente a sud del Fiume Cecina è caratterizzata invece da morfologie collinari a debole energia di rilievo, in corrispondenza dell'affioramento di successioni argilloso-conglomeratico-evaporitiche neogeniche, mentre nella porzione centro-meridionale la morfologia collinare è più irregolare a causa della rilevante presenza di terreni argilloso-calcareo-ofiolitici delle formazioni liguri, con alternanze di livelli a diversa competenza. I rilievi più alti si trovano all'estremità sud-orientale del foglio (Colline Metallifere): essi sono Poggio Auzzo (754 m), Monte di Castelnuovo (860 m), Monte Vado La Lepre (807 m), dove affiorano le unità del Dominio Ligure (Formazione di Monte Verdi M.mo); la porzione sud-occidentale è invece caratterizzata dalla dorsale collinare dei Monti della Gherardesca, disposta circa nord-sud, con rilievo massimo a Poggio al Pruno (619 m), costituita da nuclei ofiolitici con la relativa copertura sedimentaria.

L'assetto geomorfologico dell'area è fortemente controllato dall'assetto stratigrafico-strutturale delle unità affioranti. Gli elementi strutturali principali sono costituiti dalle faglie dirette associate alla tettonica distensiva neogenica, la cui attività ha portato all'individuazione di aree rialzate ed aree ribassate sede della sedimentazione marina e continentale neogenica.

I due sistemi di faglie bordiere del *graben* di Volterra delimitano i sedimenti prevalentemente pelitici del Pliocene dai sedimenti miocenici e del substrato. Morfologicamente sono espressi da scarpate associate alla presenza di strutture tettoniche a gradinata nel sottosuolo.

Al bordo occidentale del *graben*, il sistema di faglie dirette pone a contatto le argille plioceniche con la successione evaporitica messiniana e con le formazioni liguri. Lungo tale sistema di faglie è inoltre presente l'intrusione lamproitica di Montecatini Val di Cecina che dà origine ad un modesto rilievo. Lungo il bordo orientale la scarpata si sviluppa tra le argille plioceniche ed i sedimenti della successione miocenica. Anche in altre aree, dove i sedimenti neogenici, in particolare le argille plioceniche, sono in contatto tettonico con le formazioni del substrato pre-neogenico, si sono formati dei gradini dovuti ad erosione differenziata che seguono l'andamento strutturale, come nel caso del Bacino di Pomarance-San Dalmazio-Anqua, ad andamento NO-SE (particolarmente evidente al bordo meridionale).

Le aree di affioramento delle argille plioceniche (per esempio area di Volterra) sono caratterizzate anche dalla presenza di calanchi e biancane generati dall'azione di ruscellamento superficiale concentrato. Sempre nella stessa area, il rilievo su cui è impostato l'abitato di Volterra, spicca dal paesaggio circostante per la forma e per l'elevata acclività delle scarpate che lo bordano e che sono sede di intensi fenomeni franosi che hanno dato luogo a pareti verticali ("Balze di Volterra"). Queste sono il risultato dello scalzamento alla base delle sabbie

della Formazione di Villamagna, che crollano per la più rapida erosione delle sottostanti Argille azzurre; si delinea così un contrasto morfologico molto netto tra i “pianosi”, corrispondenti ai residui del tetto della successione pliocenica (affioramenti suborizzontali dei Calcari di Volterra) e le vaste aree di affioramento delle Argille azzurre caratterizzate da rilievi collinari con forti incisioni calanchive.

Nelle aree di affioramento delle unità liguri, le forme del paesaggio sono estremamente irregolari e varie, condizionate dalla estrema eterogeneità litologica e strutturale.

Reticolo idrografico e relative strutture

L'area rappresentata nel Foglio Pomarance fa parte del bacino idrografico del Fiume Cecina. Al limite settentrionale dell'area (zona di Montecatini Val di Cecina), una dorsale orientata E-O, costituita da unità liguri e da sedimenti neogenici del Bacino di Volterra, funge da spartiacque con il bacino idrografico del F. Arno.

Il corso d'acqua principale è appunto il Fiume Cecina che scorre da est verso ovest con direzione trasversale agli assi strutturali principali (Graben della Val d'Era o di Volterra). La valle del fiume Cecina è generalmente ampia ad eccezione della parte orientale dove l'incisione valliva è più stretta e profonda in corrispondenza dell'affioramento di Liguridi (fig. 13). Il fiume, che ha un andamento leggermenti sinuoso, è classificabile come “pseudomeandriforme a bassa sinuosità” (TERUGGI & BILLI, 1997). Al limite orientale dell'area del foglio, il F. Cecina subisce una curvatura di 90° verso sud, disponendosi in direzione circa meridiana. In questo tratto che rappresenta la parte di monte del fiume, le strutture tettoniche principali, quali i sistemi di faglie dirette che delimitano il basso strutturale del Bacino pliocenico di Pomarance-Anqua-San Dalmazio e quelle che delimitano l'alto strutturale delle Cornate di Gerfalco, ad orientamento circa ONO-ESE, sono tagliate trasversalmente dal F. Cecina. Emblematico è al riguardo il caso di variazione del reticolo idrografico suggerito da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1978), dove viene giustificato l'attraversamento dei pilastri tettonici costituiti da unità liguri da parte del F. Cecina (invece di allinearsi nelle fosse tettoniche), con un generalizzato processo di sovrimposizione (fig. 21).

Gli altri corsi d'acqua presenti nell'area, sono tutti tributari del Fiume Cecina, tra questi: il Torrente Foschi, tributario da nord, il quale ha uno sviluppo meandriforme soprattutto nella parte terminale, ed è delineato da controllo strutturale-litologico, si sviluppa per gran parte nelle argille lacustri mioceniche, seguendo l'andamento dell'affioramento. Nel Torrente Foschi confluisce da est il Torrente Sellate, attraversando l'apparato conglomeratico miocenico di Monte Soldano. Sempre da settentrione sono tributari del Fiume Cecina vari corsi d'acqua sviluppati nelle argille plioceniche del Bacino di Volterra, i quali danno luogo ad una

rete idrografica arborescente.

Nel settore occidentale, i principali corsi d'acqua che affluiscono da nord sono il Botro Cortolla ed il Torrente Lupicaia, i quali attraversano le coperture liguri ed i terreni miocenici.

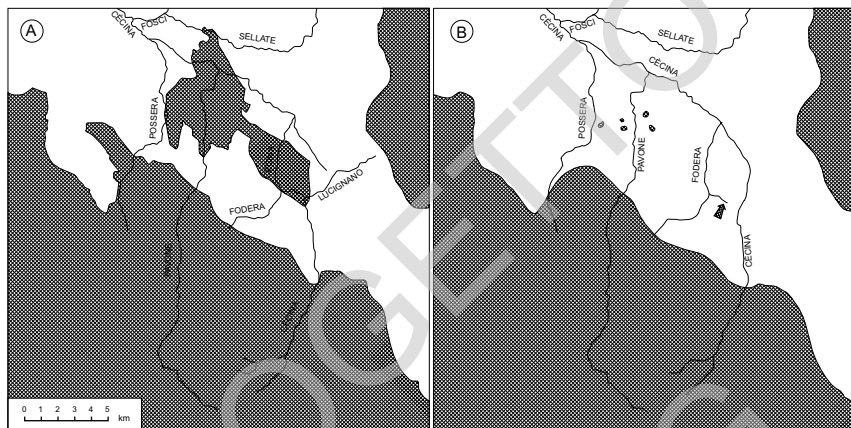


Fig 21 - Da LAZZAROTTO & MAZZANTI (1978): evoluzione della rete idrografica dell'alta Val di Cecina: A) situazione attuale; B) situazione immediatamente successiva la regressione del Pliocene Medio-superiore. In grigio le formazioni preneogene, in bianco le formazioni neogene e quaternarie.

I tributari di sinistra del F. Cecina sono, per la parte orientale, il Torrente Pavone ed il Torrente Possera, entrambi ad andamento nord-sud, i quali tagliano trasversalmente importanti elementi tettonici, come il Bacino pliocenico di Anqua-San Dalmazio-Pomarance. Altro importante elemento idrografico è il Torrente Trossa, il quale nel primo tratto si sviluppa in direzione N-S attraverso le liguridi, nel secondo tratto, si sviluppa all'interno dei sedimenti neogenici con direzione circa ESE-OSO seguendo il generale andamento strutturale. Nella parte occidentale dell'area del foglio, confluisce da sud nel F. Cecina il Torrente Sterza, il quale è posto in una depressione strutturale caratterizzata dalla presenza di sedimenti pliocenici.

La Valle del Cecina, come già accennato, taglia trasversalmente i principali elementi strutturali. Lungo il tratto in direzione est-ovest, il F. Cecina compie un breve arco e la relativa valle è bordata a sud da terrazzi che si elevano dal fondo-valle attuale dai 25 ai 40 metri. Al riguardo MAZZANTI *et alii* (1963) hanno suggerito che il corso del paleofiume, sia stato perlomeno in questo tratto, identico all'attuale. Terrazzi fluviali con le stesse caratteristiche, sono diffusi nell'area, in particolare, in prossimità degli altri corsi d'acqua, come avviene per il T. Foschi, il T. Sellate, il T. Trossa, il T. Lupicaia ed il T. Sterza, ad indicare un paleoreticolo

idrografico assai simile all'attuale.

I terrazzi ubicati in prossimità dei corsi d'acqua ad andamento circa E-O, con deflusso verso occidente, sono particolarmente diffusi e conservati sul versante sinistro degli stessi, ad eccezione della zona di Casini del Mocaio, dove si verifica la confluenza del T. Lupicaia nel F. Cecina. Inoltre, anche per il T. Possera, nel tratto di attraversamento dei sedimenti pliocenici del Bacino di S. Dalmazio, dove si dispone circa NE-SO, i terrazzi sono diffusi sul versante meridionale. Questo potrebbe essere messo in relazione con recenti fenomeni di sollevamento differenziato, che hanno interessato le parti meridionali, determinando lo spostamento verso settentrione dei fiumi. I terrazzi hanno sommità suborizzontali e gran parte sono di tipo sospeso, mentre solo alcuni sono di tipo incastrato (T. Lupicaia in prossimità della confluenza con il F. Cecina).

Le spianate alluvionali dei fiumi, in particolare quella del F. Cecina, sono interessate da più ordini di terrazzi minori, con dislivelli dell'ordine di pochi metri; questi depositi alluvionali non sono stati distinti in unità deposizionali nella carta geologica per motivi legati alla mancanza di elementi chiaramente discriminanti (dati cronologici, litologici, pedologici, paleontologici ecc) che potessero affiancare i valori di quota relativa al livello attuale dell'alveo. I depositi alluvionali attuali dei corsi d'acqua sono abbastanza estesi, grazie alle caratteristiche litologiche dei terreni interessati dagli stessi, che consentono un abbondante apporto solido che si deposita nelle aree di fondovalle.

Forme dovute alla gravità

Nell'area del Foglio Pomarance i fenomeni franosi sono piuttosto frequenti ed estesi a causa dell'assetto litologico-strutturale delle formazioni affioranti. Gran parte dei movimenti franosi si concentrano in corrispondenza degli affioramenti dei terreni argillosi, sia del substrato preneogenico, sia della successione neogenica. Si tratta generalmente di frane per scivolamento traslazionale e rotazionale e colamenti che danno spesso luogo a tipologie complesse, particolarmente diffuse nelle Argille a palombini dei complessi ofiolitici dell'area di Montecatini Val di Cecina e nella Formazione di Monteverdi M.mo dell'area di Castelnuovo Val di Cecina. Infatti le Argille a palombini, data la natura litologica e lo scompaginato assetto stratigrafico interno, sono particolarmente inclini a dare origine a movimenti gravitativi. Frane con tipologie analoghe a varia scala, sono diffuse anche nei sedimenti argillosi sia pliocenici sia miocenici, soprattutto ai margini delle depressioni tettoniche, a causa della presenza di scarpate associate ai principali lineamenti strutturali. Nelle argille neogeniche sono particolarmente diffuse frane di tipo complesso, con nicchie di distacco singole o multiple coalescenti, con la parte di distacco interessata da scivolamenti rotazionali, che evolvono nella zona di accumulo in colamenti e scivolamenti traslativi. Frane di crollo interessano i

litotipi più resistenti, che si ritrovano in corrispondenza dei nuclei ofiolitici, delle successioni conglomeratiche e dei calcari organogeni pliocenici (e.g. Bacino di Anqua-San Dalmazio).

Alcune frane antiche in parte stabilizzate, sono sede di centri abitati o sono aree intensamente utilizzate per coltivazioni. Inoltre, all'interno delle argille plioceniche, sono sporadicamente presenti colate provenienti dalle Argille a palombini e dalla Formazione di Monteverdi M.mo, come segnalato anche da MAZZANTI (1966) nella zona di Larderello.

2. - ASPETTI IDROLOGICI ED IDROGEOLOGICI DEL FOGLIO POMARANACE

A cura di Piero Barazzuoli & Massimo Salleolini

La rete idrografica del Foglio Pomarance è praticamente tutta compresa in quella del Fiume Cecina che lo attraversa con andamento all'incirca Est-Ovest (fig. 22). In particolare tale foglio finisce con l'appartenere al Bacino idrografico del F. Cecina sotteso alla stazione idrometrografica di Monterufoli

Il ciclo dell'acqua ed il bilancio idrico nel bacino del F. Cecina a Monterufoli

Con riferimento territoriale a tale bacino idrografico e con riferimento temporale all'Anno Idrologico medio (A.I.) 1951-1980, è possibile analizzare il ciclo

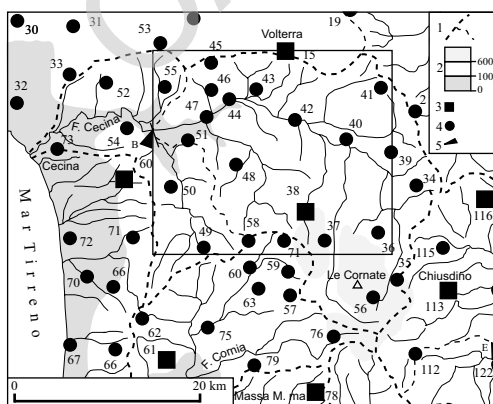


Fig. 22 - Da BARAZZUOLI & SALLEOLINI (1993): limiti del Foglio Pomarance in rapporto ai bacini idrografici.

- 1) spartiacque morfologico;
- 2) fasce altimetriche (in m slm.);
- 3) stazioni termo-pluviometriche;
- 4) stazioni pluviometriche;
- 5) stazioni idrometrografiche.

naturale dell'acqua che nel bacino 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 al bacino ed espressi in mm/anno.

Precipitazioni (fig. 23)

Nel bacino in oggetto le precipitazioni ammontano mediamente a 926 mm/anno, con valori massimi superiori ai 1000 mm/anno registrati nel suo settore sud-orientale e con valori minimi poco inferiori agli 850 mm/anno registrati in corrispondenza delle stazioni poste nella parte occidentale dell'area in esame.

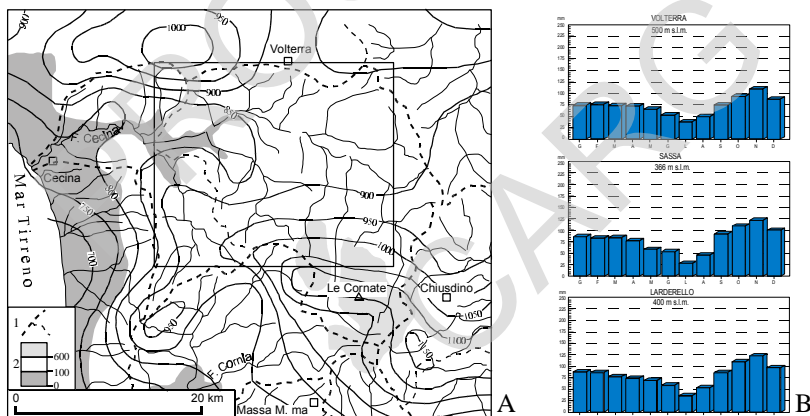


Fig. 23 - Da BARAZZUOLI & SALLEOLINI (1993): andamento delle precipitazioni nel bacino in esame ed in alcune stazioni pluviometriche dell'area. 1) spartiacque morfologico; 2) fasce altimetriche (in m slm.).

Evapotraspirazione reale (fig. 24)

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 e precipitazioni, è stato ricavato un valore medio annuo delle perdite evapotraspiratorie pari a 586 mm, corrispondenti ad oltre il 63% delle relative precipitazioni.

Nella fig. 24a è mostrato il rapporto tra Er e temperature nelle principali stazioni termopluviometriche della zona, mentre in Fig. 24b viene riportato l'andamento dell'evapotraspirazione reale nel bacino in esame. 1) spartiacque morfologico; 2) fasce altimetriche (in m slm.).

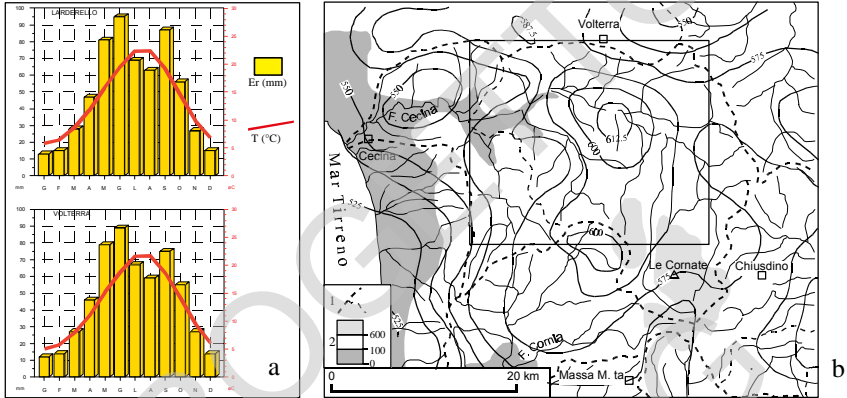


Fig. 24 - Da BARAZZUOLI & SALLEOLINI (1993): a) Rapporti tra Er e T in due stazioni termopluviometriche. b) Andamento dell'evapotraspirazione reale nel bacino in esame. 1) spartiacque morfologico; 2) fasce altimetriche (in m slm.).

mento dell'Er nell'area in esame.

Deflusso

Scrivendo l'equazione del bilancio nella forma $P - Er = D + I_e$, si ha che il termine di sinistra rappresenta le precipitazioni efficaci (Pe) e quello di destra costituisce l'eccedenza idrica (Water Surplus degli autori anglosassoni, Ws). Quest'ultimo parametro risulta pertanto rappresentare la somma di tutti quei volumi d'acqua che confluiscono nel deflusso superficiale (D) e nel deflusso sotterraneo ($D_s = I_e$) in uscita dal bacino considerato; 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 P. & SAL-

LEOLINI M., 1994)

La misura e/o la valutazione anche indiretta del deflusso è quindi cosa estremamente importante anche perché l'interpretazione dei suoi valori (in vario modo espressi) può fornire utili indicazioni circa la situazione idrogeologica generale del bacino esaminato. Infatti, analizzando i grafici relativi al bacino del F. Cecina a Monterufoli riportati in fig. 25, possiamo fare le seguenti considerazioni:

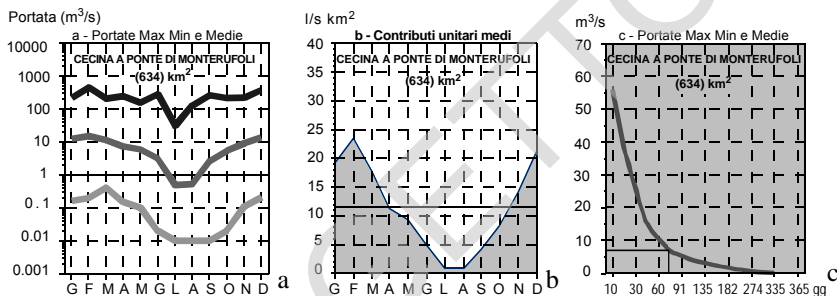


Fig. 25 - Da BARAZZUOLI & SALLEOLINI (1993): elementi caratteristici risultati dall'analisi delle portate del F. Cecina all'idrometrografo.

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 assai bassi nei periodi siccitosi. Sintomo, quest'ultimo di uno scarso contributo delle acque di origine sotterranea al deflusso superficiale e quindi di una non diffusa presenza di terreni permeabili in affioramento.

b - contributi unitari medi

La notevole variazione di questo parametro 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 solo per poco più di 70 giorni all'anno e la sua portata caratteristica (quella cioè superata per 182 giorni all'anno) è solo $\frac{1}{4}$ di quella media.

Tutto questo indica come il deflusso del bacino avvenga molto rapidamente

entro quei pochi giorni nei quali si verificano le precipitazioni più intense e le conseguenti ondate di piena.

La risorsa idrica

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.

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 dal bacino idrografico; la distribuzione di questa risorsa nel bacino in esame (mediamente pari a 341 mm/anno) è rappresentata in fig. 26.

Oltre che alla valutazione dell'eccedenza idrica, i calcoli di bilancio idrico (fig. 27), consentono di trarre informazioni quantitative circa la sua ripartizione in risorse superficiale e sotterranea.

L'analisi di detti calcoli, opportunamente letti, consente di evidenziare per il bacino in esame una W_s pari a 341 mm/anno che si ripartisce in una risorsa superficiale R , pari a 265 mm/anno (78% di W_s) ed in una sotterranea, It_i , pari a 76 mm/anno (22% W_s).

Di quest'ultima risorsa, una piccola parte viene persa per via sotterranea verso altri bacini ($I_e=3$ mm/anno) e quasi tutta riemerge nel bacino stesso ($I_{se}=73$ mm/anno). A quest'ultimo quantitativo, che rappresenta il contributo interno di acque sotterranee al Deflusso, si aggiungono apporti sempre sotterranei provenienti da altri bacini ($I_{se}=16$ mm/anno) per dare così il contributo totale di risorsa

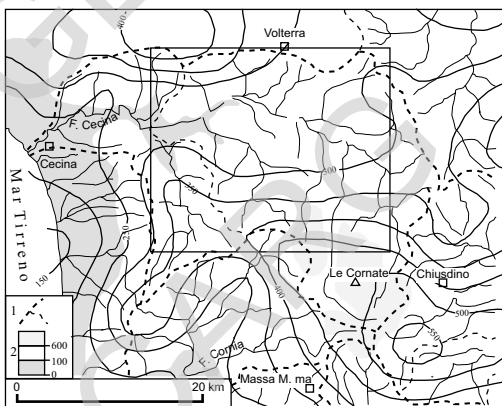


Fig. 26 - Da BARAZZUOLI & SALLEOLINI (1993): andamento dell'eccedenza idrica (W_s) nell'area in esame. 1) spartiacque morfologico; 2) fasce altimetriche (in m slm.).

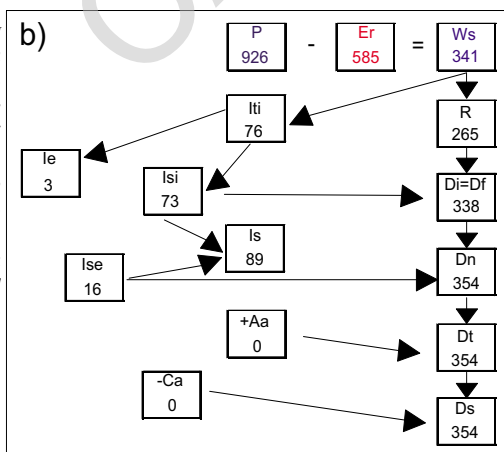
BACINO DEL FIUME CECINA A MONTERUFOLI														
Anno	1951-1980												Sup. kmq	634
Idrologico:	Gen.	Feb.	Mar.	Apr.	Mag.	Giù.	Lug.	Ago.	Set.	Ott.	Nov.	Dic.	Anno	
P	mm	85.0	83.0	76.0	73.0	67.0	57.0	35.0	50.0	84.0	102.0	119.0	95.0	926
T	°C	5.6	6.4	8.5	11.7	15.7	19.4	22.4	22.3	19.1	14.5	10.0	6.7	13.5
i		1.19	1.45	2.23	3.62	5.65	7.79	9.68	9.62	7.61	5.01	2.86	1.56	58.27
Ep	mm	15	18	27	43	65	87	107	106	85	58	34	19	664
K		0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77	
Epc	mm	12	15	28	48	82	111	138	127	88	55	28	15	747
P-Epc	mm	73	68	48	25	-15	-54	-103	-77	-4	47	91	80	179
D.Id.C	mm	0	0	0	0	-15	-69	-172	-249	-253	0	0	0	
r	mm	100	100	100	100	86	50	18	8	8	55	100	100	
Er	mm	12	15	28	48	81	93	67	59	84	55	28	15	585
Ws	mm	73	68	48	25	0	0	0	0	0	46	80	341	
da	mm	0	0	0	0	0	18	71	68	4	0	0	0	162
Q=Ds	mm	49.9	54.8	44.9	25.9	23.9	13.0	2.0	2.0	10.0	20.9	34.9	55.8	338
le	mm	23	13	4	-1	-24	-13	-2	-2	-10	-21	11	25	3

VALUTAZIONE DELLE RISORSE IDRICHE		mm	Mmc	mc/s
Infiltrazione totale	Iti	76	48.0	1.523
Infiltrazione efficace	le	3	1.8	0.058
Contributo sorgenti interne	Isi	73	46.2	1.465
Ruscigliamento	R	265	168.1	5.330
Deflusso da contributi interni	Di	338	214.3	6.795
Contributo sorgenti esterne	lse	16	10.1	0.322
Contributo sorgenti totale	Is	89	56.3	1.787
Deflusso naturale	Dn	354	224.4	7.117
Apporti idrici esterni Antropici	Aa	0	0.0	0.000
Deflusso totale	Dt	354	224.4	7.117
Consumi idrici Antropici	Ca	0	0.0	0.000
Deflusso strumentale	Ds	354	224.4	7.117

Fig. 27 - Da BARAZZUOLI & SALLEOLINI (1993): schema del bilancio idrico e la valutazione delle risorse idriche superficiali e sotterranee nel Bacino del Fiume Cecina a Monterufoli tramite i calcoli di bilancio.

a) Schema operativo del bilancio idrico relativo al bacino del F. Cecina a Monterufoli.

b) Esempificazione schematica della valutazione delle risorse idriche nel bacino del Fiume Cecina a Monterufoli.



sotterranea al deflusso risultante pari a $I_s=89\text{mm/anno}$.

Lo scarso contributo di acque sotterranee al deflusso testé evidenziato è in qualche modo avvalorato dalla locale situazione idrogeologica (fig. 28).

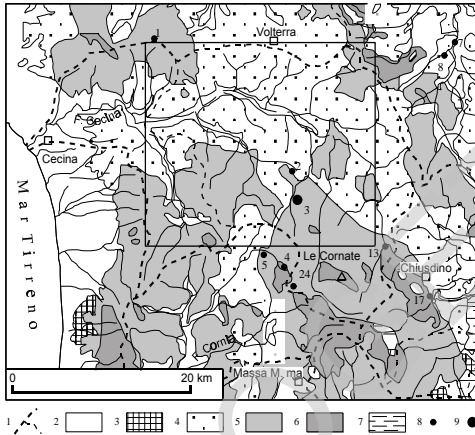


Fig. 28 - Da BARAZZUOLI & SALLEOLINI (1993): schema idrogeologico dell'area in esame. 1) spartiacque morfologico; 2) depositi prevalentemente continentali plio-quadernari; 3) rocce vulcaniche plio-quadernarie; 4) dep. Marini e continentali mio-pliocenici; 5) successioni flyschoidi cretacicico-mioceniche; 6) successioni per lo più carbonatiche triassico-eoceniche; 7) rocce plutoniche plio-quadernarie; 8) sorgenti termominerali; 9) gruppi di sorgenti termominerali.

vata entalpia massicciamente sfruttate in quest'area, ma queste sono legate a circuiti idrici profondi di tipo regionale che poco interferiscono con le risorse idriche del bacino.

Nel bacino in esame affiorano, infatti, in prevalenza terreni praticamente impermeabili o poco permeabili (per un totale di 514 km^2 , pari all'81% dei 634 km^2 di superficie del bacino); molto meno consistente è la rilevanza areale dei terreni a buona permeabilità (i quali affiorano per 118 km^2 pari al 18,5% dell'intera superficie del bacino), mentre quasi irrilevanti sono gli affioramenti di terreni ad elevata permeabilità (3 km^2 pari allo 0,5%). A questa situazione di generale bassa permeabilità, fa riscontro la scarsa e poco significativa presenza di manifestazioni sorgive normali nel bacino in questione.

E' invece importante la presenza di manifestazioni geotermiche a media ed ele-

3. - RISORSE MINERARIE

A cura di Marcello Mellini

Il Foglio “Pomarance” è situato nella parte settentrionale della zona mineraria delle Colline Metallifere, delle quali ha condiviso per più secoli la storia economica. Da una parte si registrano quindi importanti momenti di sviluppo dell’attività estrattiva (le miniere di rame di Montecatini Val di Cecina, i borati di Larderello, le saline del Volterrano, la coltivazione dell’alabastro, la geotermia); dall’altra, molte di queste attività (estrazione di borati, rame, magnesite, manganese, lignite) sono oggi totalmente abbandonate o comunque fortemente ridotte, per esaurimento o non economicità dei giacimenti.

Le mineralizzazioni principali erano collegate alle ofioliti (rame, magnesite, calcedonio, manganese), alla successione evaporitica miocenica (salgemma, alabastro), nonché alla presenza, nella parte meridionale del foglio, di una importante anomalia del gradiente geotermico (estrazione di borati e geotermia dell’area di Larderello). 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.

Le miniere di rame

L’unico centro di estrazione del rame veramente importante è stato Montecatini Val di Cecina. Poco si sa sulla sua fase antica, pur essendo generalmente assunto che il giacimento fosse noto fin dall’epoca etrusca. I lavori sistematici cominciarono con Cosimo I e si protrassero dal 1562 al 1630. La attività poi riprese con successo solo nel 1827, fino a fare divenire Montecatini la più importante miniera di rame in Europa; si calcola che in ottanta anni vi siano state estratte 30.000-45.000 tonnellate di rame metallo, impiegando in media 250 operai; i lavori furono comunque sospesi nel 1907. Le indagini geologiche e geofisiche compiute dalla Società Montecatini tra 1950 e 1959 dimostrarono l’esaurimento del giacimento, ragione per cui nel 1963 gli impianti furono definitivamente dismessi (DE MICHELE & OSTROMAN, 1987). A quel momento, la miniera si estendeva su dieci livelli, compresi tra i 477 e i 193 metri sul livello del mare, uniti tra loro da vari pozzi (Alfredo, Rostand, Luigi Vecchio e Luigi Nuovo) e drenati all’esterno da una galleria di scolo che sfociava a Macinaia.

La mineralizzazione era associata alle ofioliti, in particolare ai basalti di Monte Massi e Poggio La Croce, ospitanti una mineralizzazione primaria a cal-

copirite CuFeS_2 e bornite Cu_5FeS_4 . Processi successivi di alterazione e ossidoriduzione portavano poi a calcocite Cu_2S , digenite Cu_9S_5 , covellina CuS , e rame nativo Cu . BERTOLANI & RIVALENTI (1973) distinguono tre fasi principali: a) mineralizzazioni primarie nel basalto, caratterizzate da una temperatura di deposizione attorno ai 400°C e coincidenti con il metamorfismo di fondo oceanico. In questa fase, la intensa circolazione di acqua nelle fratture della massa basaltica in via di raffreddamento solubilizza prima e rideposita poi i metalli; b) una fase cementativa, sviluppatasi tra i 200 e i 100°C , in corrispondenza di laminazioni e argillificazioni legate alla tettonica tardiva. Si formano qui le “losime”, ammassi “steatitosi” di clorite laminata, posti lungo i piani di dislocazione; c) trasformazioni di bassa temperatura, causate da percolazione di acque vadose sui minerali formati in precedenza.

A seguito del successo delle ricerche svolte nell'area di Montecatini, venne realizzato un numero sterminato di miniere minori e saggi per ricerche di rame nelle rocce verdi, che ancora oggi costellano il territorio. Furono così esplorate le zone di contatto tra rocce verdi e formazioni adiacenti, i contatti tra le varie rocce verdi (gabbri, basalti e serpentiniti), le zone di faglia nelle rocce verdi. Come località si possono ricordare Serrazzano, Caggio di Monterufoli, Ortaccio, Fonte al Fico, Botticella, Il Castagno, Rogheta, Monte Auto, Libbiano, Micciano, Miemo, Montecastelli, Rocca di Sillano, Montegabbri e San Michele. La massima parte di questi tentativi furono però fallimentari, a causa della modesta entità e della distribuzione irregolare delle mineralizzazioni (ARISI ROTA & VIGHI, 1971).

Magnesite

La magnesite, MgCO_3 , è un minerale relativamente comune in tutta la Toscana, associato alle formazioni ofiolitiche. Esso infatti si origina a partire da rocce ricche in magnesio (le serpentiniti) per alterazione ad opera di acque ricche in anidride carbonica (FRANZINI, 1971). La giacitura del minerale è in filoncelli e vene, all'interno delle fratture della serpentinite.

La magnesite è stata impiegata per la produzione di materiali refrattari basici; un problema è la presenza di impurezze nocive, in particolare calcio, ferro e silice (quest'ultima, sotto forma di noduli tanto più numerosi quanto maggiore la profondità nel giacimento). La estrazione è oggi abbandonata, principalmente per limitata estensione dei giacimenti e presenza dei suddetti contaminanti. CAROBBI & RODOLICO (1976) evidenziano che nel 1930 il trasporto della migliore magnesite toscana (miniera di Querceto, presso Colle Val d' Elsa) fino a Genova costava 110 lire a tonnellata, laddove il trasporto della magnesite greca dall' Eubea ne costava solo 35. In alternativa alla produzione di refrattari, è stato proposto (FRANZINI, 1971) un impiego ornamentale della magnesite, per la produzione di

oggetti ornamentali (“onici” in senso lato).

Nell’ area del Foglio, giacimenti di magnesite si ritrovano in una fascia che si estende da ovest verso est, interessando la zona di Poggio Castiglione presso Caneto (dove esiste una coltivazione oggi abbandonata), San Dalmazio e Monterufoli, nonché nei dintorni di Miemo presso Volterra (CAROBBI & RODOLICO, 1976).

Calcedonio

Geneticamente associate alle magnesiti, si ritrovano mineralizzazioni a calcedonio ed opale che possono assumere importanza come pietre ornamentali. E’ questo il caso delle “resiniti” di Monterufoli, dove il gabbro risulta completamente trasformato in una massa opalizzata (CAROBBI & RODOLICO, 1976). I calcedoni translucidi, con zonatura di colore, sono stati appunto impiegati nella Firenze medicea, presso l’ “Opificio delle Pietre Dure”.

Manganese

Minori ricerche per manganese sono segnalate nelle vicinanze di Poggio Le Serre, presso Montecastelli, nonché sporadicamente nei vari complessi ofiolitici.

Salgemma

All’interno della successione evaporitica miocenica, si ritrovano ammassi di salgemma di notevole importanza economica. Le perforazioni hanno messo in evidenza la discontinuità verticale ed orizzontale di questi ammassi; più che di veri e propri banchi, si tratta di masse amigdalari nelle argille scure bituminose e selenitose (CAROBBI & RODOLICO, 1976), intercalate con sabbie e marne.

Le principali plaghe saline giacciono in prossimità di Ponte Ginori, Buriano (vicino al paese di Saline) e Querceto, a profondità comprese tra i cento e duecento metri, con estensione delle zone mineralizzate attorno ai trecento ettari. La tecnica di estrazione è consistita dapprima nello sfruttamento di sorgenti naturalmente salate (“moie”); le più antiche attestazioni di questa attività risalgono al 1015; in epoca più recente, la necessità di produrre calore per la concentrazione delle salamoie ha portato all’ utilizzo delle ligniti toscane. La tecnica di estrazione oggi consiste nella dissoluzione dei depositi evaporitici, ad opera di acque artificialmente introdotte in profondità.

Oltre agli usi alimentare ed assimilabili, il sale prodotto trova il suo massimo impiego come materia prima industriale. In particolare, un “salinodotto” lungo trentatre chilometri convoglia le salamoie verso gli impianti industriali di Rosignano Solvay, dove sono impiegate per la produzione del carbonato di sodio.

Lignite

I depositi di lignite della zona sono riferibili a ligniti picee, racchiuse tra i

sedimenti del Miocene superiore, quindi a quegli stessi depositi che, più importanti, venivano coltivati nelle miniere di Montebamboli, Ribolla e Casteani (CAROBBI & RODOLICO, 1976). Nel Foglio Pomarance, l'unica attività estrattiva per lignite corrisponde ad una miniera ubicata presso Ponsano, nella Macchia di Tatti.

Acido borico e borati

A partire dal 1778, la zona di Castelnuovo Val di Cecina, con i vicini Serrazano, Larderello, Montecerboli e (più a sud del Foglio Pomarance) di Monterotondo, Lagoni Rossi, Sasso Pisano, Lustignano, è nota per la abbondante presenza di borati nelle acque di lagoni e bulicami. BOCCI & MAZZINGHI (1994) così riportano a proposito di una visita granducale del 1787: "...Leopoldo I smontò di sella e disse...questo è un posto ricco e ci risiede un grandissimo tesoro e il male è che presentemente non ci sono persone capaci di poterne trarre profitto...". Dopo alcuni tentativi privi di successo, a partire dalla prima assegnazione dello sfruttamento del lagone boracifero di Montecerboli (1818) alla ditta "Chemin, Pratt, Lamotte e Larderel", iniziò lo sviluppo di una attività estrattiva, finalizzata alla produzione dell'acido borico, protrattasi fino a pochi anni or sono (NASINI, 1930; BURGASSI & BURGASSI, 1981; MELLINI, 1996). Molto del successo della industria Larderel (che darà nome alla località di Larderello) fu legato alla possibilità di concentrare le soluzioni saline (procedura peraltro già diffusa nella zona, dove era impiegata per la estrazione del cloruro di sodio dalle "moie" volterrane) utilizzando il calore naturale del campo geotermico.

La mineralizzazione a borati, con associati vari solfati, trae la sua origine dalla intensa circolazione idrotermale nel sottosuolo, con produzione di sublimati e incrostazioni in corrispondenza della superficie rispettivamente nei soffioni boraciferi e nelle acque dei lagoni. Al giorno d'oggi, i resti di questa intensa attività idrotermale sono testimoniati da una parte dai poderosi impianti di trasporto (vaporodotti) verso le centrali ENEL, dall'altra da scarse manifestazioni più o meno ubiquitarie nel territorio o visibili, subito a sud del foglio, nei pressi di Monterotondo e Sasso Pisano.

4. - L'ALABASTRO: TIPOLOGIE NEL FOGLIO POMARANACE

A cura di Vincenzo Pascucci

Una delle attività estrattive del Foglio 295 "Pomaranace" è quella dell'alabastro dell'area Volterrana, le cui qualità, quali compattezza, trasparenza, vellutazione, venatura e durezza ne fanno uno dei più pregiati d'Europa.

L'alabastro è utilizzato principalmente dall'industria oggettistica manifatturiera, per sculture o come elemento decorativo, e in minor misura, come collante per cementi (in passato è stato utilizzato anche per la costruzione di elementi architettonici quali, capitelli, colonne, tabernacoli).

L'alabastro di Volterra è un solfato di calcio bi-idrato ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) direttamente derivato dall'idratazione del gesso Messiniano. Ha un peso specifico 2.2 kg a metro cubo e durezza 2 nella scala di Mohs. E' costituito da gesso saccaroide a "grana molto fina, traslucida, di color bianco o roseo o ambrato o bruno nerastro o a struttura zonata" (PIERI, 1952). Al microscopio si presenta in cristalli prismatici allungati o in masse granulari o fibrose.

La sua facilità di lavorazione ne ha fatto oggetto di estrazione fin dai tempi degli Etruschi (al Museo Guarnacci di Volterra circa metà delle 600 urne cinerari conservate è di alabastro) e l'economia e splendore dell'area Volterrana sono andati da sempre di pari passo con la richiesta di manufatti di alabastro.

Attualmente l'alabastro viene estratto principalmente in cave a cielo aperto dove i cavaatori isolano blocchi compatti di forma ovoidale detti "arnioni" od "ovuli" o anche pillori. L'estrazione consiste nello scalzare gli "arnioni", rivestiti da un involucro di argilla e gesso detto "panchino" o "mamma", dalla roccia incassante per renderli più facilmente trasportabili nelle aree di lavorazione. I blocchi commerciali hanno peso e volume molto diversi da 100 ed i 1000 kg (TRINCIARELLI & MARRUCCI, 1990).

L'alabastro è un prodotto diagenetico che si forma in seguito a successivi processi di disidratazione e riidratazione di sedimenti solfatici primari (gessi). Questi processi, recentemente studiati da LUGLI & TESTA (1993), possono essere così schematizzati: a) deposizione del gesso; b) disidratazione del gesso (anidritizzazione) dovuta a: 1) intensa evaporazione per cambiamenti climatici (Sabkhizzazione), 2) cambiamento del chimismo delle brine interstiziali, 3) processi legati alla diagenesi dovuta al seppellimento; c) esumazione e riidratazione dell'anidrite, gessificazione (formazione di alabastro). Se la gessificazione avviene al di sotto della superficie libera si può avere ricristallizzazione parziale o completa. Nel caso di ricristallizzazione parziale si ottiene un alabastro impuro, poco pregiato, pecilitico (detto specchio); se la ricristallizzazione è completa si ottiene un ala-

bastro pregiato indicato come “pietra bianca”. Nel caso in cui la gessificazione avvenga in superficie, se questa è parziale si ottiene del sale (che è ovviamente un prodotto difettato), se è totale si ottiene un alabastro massiccio, granulare o prismatico ed idiotopico, molto pregiato, noto come “scaglione”

Le tipologie dell’alabastro sono praticamente infinite, in quanto aspetto e consistenza del materiale variano continuamente con il variare della composizione chimica del terreno. Ricordiamo qui i tipi di alabastro più importanti utilizzando il “gergo” dei cavaatori.

Lo “scaglione” è il più celebre alabastro bianco, più o meno trasparente a seconda delle zone di ritrovamento. Viene cavato in blocchi subcircolari “arnioni” che di norma variano dal 20-30 kg ai 10 quintali.

L’“agata” è l’alabastro più pregiato, più raro, più duro e quindi più difficile da lavorare. Di colore giallo varia da tonalità pallidissime fino al bruno intenso. Un tipo di agata molto pregiato era la cosiddetta “pietra rossa”, che però attualmente non viene più estratta. Il peso massimo dei blocchi cavati di questo tipo di alabastro si aggira sui 3-4 quintali.

Il “bardiglio” è un alabastro difficile da descrivere, perché si presenta con diversissime tonalità, venature, colorazioni. In linea di massima è grigio, beige o aranciato ed ha un aspetto marmorizzato. Si preferisce chiamarlo pietra a marmo quando è meno venato ed utilizzare il termine bardiglio solo per le tipologie dove è maggiore l’intensità di variegatura e colorazione. Il peso dei blocchi varia da 15 kg fino al 25-30 quintali.

Il “cinerino” o “cenerino” è una pietra grigia, di colore simile all’argilla, di impasto e colorazione più o meno variegati e decisamente opachi. Il cinerino di colore e consistenza più omogenei, che è anche il più raro, assomiglia ad una ardesia chiara. E’ generalmente cavato in lastre il cui peso raggiunge al massimo i 150 kg.

Il “gabbro” è un alabastro intensamente marmorizzato (venato) di toni scurissimi tra il marrone, il nero e il rossastro. Viene cavato in blocchi il cui peso varia dai 20-30 kg fino al 4-5 quintali.

La “pietra gialla” è un alabastro luminoso, di colorazione più o meno intensa, talvolta quasi bianco. E’ attualmente difficile da reperire sul mercato. Il peso dei blocchi varia da circa 20 kg a 4 quintali.

Cave di alabastro gessoso attive si hanno ad est di Volterra (zona Mazzolla-Spicchiaiola) e a nord di Sassa (zona di Faltona); l’escavazione viene effettuata con ruspe, martelli pneumatici, mine, bulldozer e pale meccaniche. Recenti valutazioni sui giacimenti di alabastro del Volterrano hanno confermato la presenza di giacimenti molto ricchi in tutta l’area (ARCADIA, 1989).

5. - GEOTERMIA: UNA RISORSA DELL'AREA DI LARDERELLO NELLA STORIA

a cura di P.D. Burgassi

La geotermia da sempre ha condizionato lo sviluppo dell'area di Larderello. All'inizio l'uomo sin da quando si è insediato in questa regione, nelle aree interessate da manifestazioni naturali (fumarole o geiser) praticava la caccia poiché le aree intorno alle manifestazioni erano rifugio di animali selvatici, i quali preferivano queste aree dove il terreno caldo attenuava i rigori della stagione invernale e in quella estiva i gas emessi dal suolo costituivano un ostacolo alla presenza degli insetti. Nello stesso tempo cominciarono ad essere utilizzate le aree circostanti alle manifestazioni per impiantarvi coltivazioni, primo esempio di “colture protette”.

Furono anche scoperte le proprietà terapeutiche dei fanghi e delle acque ricche di boro e zolfo che per secoli hanno costituito la base della farmacopea per la cura delle malattie della pelle.

In epoca etrusca e romana cominciò l'utilizzo delle manifestazioni geotermiche non solo per la balneoterapia ma anche, come testimonia la grande evidenza data nella *Tabula Itineraria Peutingeriana* alle *Aquae Volaterranae* e alle *Aquae Populoniae*, per l'estrazione dei minerali associati quali zolfo, allume, vetriolo verde o marziale o romano (solfato ferroso idrato), vetriolo azzurro o di Cipro (solfato di rame), acido borico (conosciuto come *nitrum volaterranum*). Questi prodotti venivano commercializzati sia a scopi farmaceutici, come unguenti o come masserelle di fango essiccate note in tutta l'Italia centrale come “palle da cani”, sia per utilizzazioni diverse: cardatura e coloritura della lana, concia delle pelli, industria vetraria e ceramica, saldature in oreficeria. Probabilmente già allora le comunità religiose, titolari dei grandi santuari con annesse stazioni termali e laboratori per la preparazione dei farmaci, utilizzavano il calore della terra per l'evaporazione delle acque e per l'essiccazione dei sali raccolti. In epoca medioevale continuò questo sfruttamento anche se a livello ridotto fino a giungere nel periodo rinascimentale quando lo sviluppo nelle città toscane dell'industria laniera accrebbe la richiesta di questi prodotti che i mercanti volterrani estraevano dalle manifestazioni naturali, avute in concessione dalla mensa vescovile che ne risultava proprietaria, e utilizzavano, per l'evaporazione delle acque, caldaie di metallo interrate all'interno delle manifestazioni stesse in modo da sfruttarne il calore.

La richiesta di questi prodotti portò nel 1472 alla guerra tra Firenze e Volterra detta “Guerra delle Allumiere” culminata con l'assedio ed il sacco di Volterra.

Si giunse così al 1777 quando Uberto Francesco Hoefler direttore delle farmacie del Granducato di Toscana individuò l'acido borico (sale sedativo di Homberg) nelle acque delle manifestazioni geotermiche, scoperta confermata pochi anni dopo da Paolo Mascagni che, addirittura, brevettò un sistema di estrazione utilizzando il calore naturale del suolo. Nacquero alcune società che estraevano l'acido borico dalle acque facendole evaporare in caldaie riscaldate con fuochi di legna, finché nel 1827 Francesco Larderel, comproprietario e direttore tecnico di una di queste società, realizzò un sistema di captazione del vapore naturale e riuscì a trasportarlo alimentando così le caldaie. Ebbe da questo momento inizio lo sviluppo costante dello sfruttamento della geotermia; vennero effettuate le prime perforazioni per il reperimento di nuovi fluidi e furono realizzate le "Caldaie Adriane" che utilizzavano il vapore naturale per l'evaporazione delle acque boriche.

Nel 1850 circa vennero riscaldati con fluido endogeno i primi edifici industriali; furono realizzati i primi impianti di perforazione con piano di lavoro rialzato e perfezionati i sistemi di captazione del fluido; la produzione di acido borico oltrepassò le 1000 tonnellate/anno ed in seguito fu ampliata la gamma dei prodotti finiti.

Nel 1904 il fluido endogeno venne utilizzato per la produzione di energia elettrica ed iniziò nello stesso tempo il suo impiego per il riscaldamento delle abitazioni civili. Fu questa una vera e propria rivoluzione industriale che si avvale della collaborazione di illustri geologi e chimici quali Lotti e Nasini. Si ampliarono le aree oggetto di ricerca, vennero applicate sempre nuove e più moderne tecnologie, furono impiegati modernissimi impianti di perforazione con sistema *rotary* che permisero di raggiungere maggiori profondità e di mettere in produzione pozzi sempre più potenti.

Vennero costruite nuove centrali elettriche raggiungendo nel 1943 nel bacino geotermico di Larderello (Centrali di Larderello e Castelnuovo V.C.) una potenza installata di 95 Mw con una produzione di 6500 tonnellate/anno di acido borico.

Dopo le distruzioni della seconda guerra mondiale che avevano comportato l'arresto delle produzioni elettrica e chimica ebbe inizio la ricostruzione degli impianti industriali, cui seguì l'estensione della ricerca al di fuori delle aree tradizionali con l'impiego delle più moderne tecniche di prospezione (elettrica, sismica, termica). Furono individuati, in fasi successive, altri campi geotermici in Toscana e nel Lazio. Impianti di perforazione sempre più potenti consentirono di mettere in produzione orizzonti più profondi di quelli in esercizio nelle aree tradizionali. Negli anni '50 iniziò la produzione di acido borico lavorando minerali importati ed utilizzando il fluido geotermico per fornire calore al processo di trasformazione.

Negli ultimi decenni sono state costruite nuove centrali elettriche ed ammo-

dernate quelle esistenti raggiungendo una potenza installata (sempre nel bacino di Larderello, Centrali di Valle Secolo, Farinello, Castelnuovo V.C., Gabbro) di 207 Mw a cui vanno aggiunti gli impianti di cessione calore che in tutta l'area alimentano teleriscaldamenti, serre, impianti industriali, impianti di acquacoltura.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia l'ENEL DP/Direzione Produzione Geotermica per i dati forniti sulla Regione boracifera di Larderello.

Si ringraziano inoltre il dr. Paolo Ghetti, la Sig.ra Arabella Sestini e il dr. Enrico Capezuoli per la collaborazione nella redazione del volume.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- 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.
- ARCADIA SRL (1989) - *49 Sogni in Alabastro*. Ed. Centrokappa (Volterra, Pi).
- 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
- AZZARO E., COCOZZA T., DI SABATINO B., GASPERI G., GELMINI R. & LAZZAROTTO A. (1976) - *Geology and petrography of the Verrucano and Paleozoic formations of Southern Tuscany and Northern Latium (Italy)*. In: "The continental Permian in Central West and Southern Europe" (H.Falke ed.), D. Reidel Company: 181-195.
- BALDACCIO F. ELTER P., GIANNINI E. GIGLIA G., LAZZAROTTO A. NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 213-244.
- BALDELLI C., FRANCESCHELLI M., LEONI L. & MEMMI I. (1989) - *Ferrimuscovite and Celadonite substitutions in muscovite from Fe³⁺-rich low-grade psammitic rocks (Northern Apennines, Italy)*. Lithos, **23**: 201-208.
- BALDI P., BERTINI G., CAMELI G.M., DECANDIA F.A., DINI I., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1994) - *La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana Meridionale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1994/1**: 139-150.
- BARAZZUOLI P., GUASPARRI G. & SALLEOLINI M. (1993) - *Il clima*. In: "La storia naturale della Toscana Meridionale", Monte dei Paschi di Siena, Pizzi ed., Milano: 141-171.
- BARAZZUOLI P., IZZO S., MENICORI P. & SALLEOLINI M. (1993) - *Variabilità climatica e trend delle risorse idriche rinnovabili nella Toscana Meridionale*. Atti del 2° Convegno Nazionale di Geoidrologia. Firenze, 29 Novembre-3 Dicembre 1993, Quad. di Tecniche di protezione ambientale-Protezione delle acque sotterranee-, Pitagora ed. Bologna, n°**49**: 329-337.
- BARAZZUOLI P., PIZZUTO D., RIGATI R. & SALLEOLINI M. (1994) - *Valutazione delle risorse idriche dell'alto bacino del F. Fiferno (Molise): un esempio di utilizzo del deflusso su basi fisiografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **113** (3): 709-728.
- 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. (1994) - *Evaluation of surface water and groundwater resources in watershed planning: comparison between various estimation methods*. Atti del 76° Congresso Nazionale S.G.I., Sessione "Piani di Bacino", Firenze, 21-24 settembre 1992, Mem. Soc. Geol. It. **48** (1992): 813-817.
- BARAZZUOLI P. & SALLEOLINI M. (1995) - *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.
- BARBERI F. & INNOCENTI F. (1967) - *Le rocce selagitiche di Orciatice e Montecatini in Val di Cecina*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, **74**: 139-180.
- BARTOLE R. (1995) - *The North Tyrrhenian-Northern Apennines post-collisional system: constrain for a geodynamic model*. Terranova, **7**: 7-30.
- BARTOLETTI E., BOSSIO A., ESTEBAN M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G., SANESI G. & SQUARCI P. (1986) - *Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo in relazione alla carta geologica alla scala 1:25.000*. Suppl. 1 Quad. Mus. St. Nat. Livorno, **6**: 33-127.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., 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 illu-

- strative*. Boll. Soc. Geol. It., **101** (1982): 523-549.
- BATINI F., BERTINI G., GIANELLI G., PANDELI E. & PUXEDDU M. (1983) - *Deep structure of the Larderello geothermal field: contribution from recent geophysical and geological data*. Mem. Soc. Geol. It., **5**: 219-235.
- BATINI F., BURGASSI P.D., CAMELI G.M., NICOLICH R. & SQUARCI P. (1978) - Contribution to the study of the deep lithospheric profiles: deep reflecting horizons in Larderello-Travale Geothermal Field. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 477-484.
- 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 tethyan jurassic radiolarites*. Eclogae Geol. Helv., **80**: 831-879.
- BENCINI A., DUCHI V. & MARTINI M. (1977). *Geochemistry of thermal springs of Tuscany (Italy)*. Chemical 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.
- BERTINI M., BOCCALETTI M., MORATTI G., PAPANI G., SANI F., & TORELLI L. (1990) - *Episodi compressivi neogenico-quadernari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale. Dati in mare e a terra*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 577-589.
- BERTINI G., BERTOZZI A., DINI I., PRIAMI F., SANTINI M., TOSI F. & VALENTI P. (1994a) - *Sondaggio stratigrafico Massa 2*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1994/1**: 93-96.
- BERTINI G., CAMELI G.M., COSTANTINI A., DECANDIA F.A. DI FILIPPO M., DINI I., ELTER F.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., PANDELI E., SANDRELLI F. & TORO B. (1991) - *Struttura geologica tra i monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/1**: 155-178.
- BERTINI A., CORNAMUSINI G. LAZZAROTTO A. & MACCATELLI M. (2000) - *Stratigraphic and tectonic framework of the Ligurian Units in the Castellina M.ma Hills (southern Tuscany, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 687-701.
- 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 Geol. Camerti, vol. spec. **1994/1**: 129-137.
- BERTOLANI M. & RIVALENTI G. (1973) - *Le mineralizzazioni metallifere della miniera di Montecatini in Val di Cecina (Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It. **92**: 635-648.
- BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M. & SANTI R. (1986) - *Le argilliti a blocchi di M. Veri: considerazioni sull'evoluzione tettonica di bacino ligure nel Cretaceo superiore*. Ofioliti, **11** (3): 193-219.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995a) - *Nuove ipotesi sulla genesi e l'evoluzione dei bacini post-nappe in relazione alle fasi compressive neogenico-quadernarie dell'Appennino settentrionale*. Atti del Conv. "Rapporti Alpi-Appennino", Polino R. & Sacchi R. Editori. Scritti e Docum. dell'Accad. Naz. delle Scienze, **14**: 229-262.
- BOCCALETTI M., BONINI M., MORATTI G. & SANI F. (1995b) - *Le fasi compressive neogenico-quadernarie nell'Appennino settentrionale: relazioni con l'evoluzione dei bacini interni e con la tettonica del basamento*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**: 51-72.
- BOCCALETTI M., CAPITANI S., COLI M., FORNACE M., GOSSO G., GRANDINI G., MILANO P.F., MORATTI G., NAFISSI P. & SANI F. (1983) - *Caratteristiche deformative delle Alpi Apuane settentrionali*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 527-534.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1992) - *Late*

- Miocene-Quaternary compressive events in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines*. *Annales Tectonicae*, **6**: 214-230.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and palaeogeographic reconstruction of the peri-Thyrrhenian area during the Neogene*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **77** : 41-50.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1981) - *Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**(1980), 359-373.
- BOCCALETTI M., GIANELLI G. & SANI F. (1997) - *Tectonic regime, granite emplacement and crustal structure in the inner zone of the Northern Apennines (Tuscany, Italy): A new hypothesis*. *Tectonics*, **270**: 127-143.
- BOCCI T. & MAZZINGHI P. (1994) - *I soffioni boraciferi di Larderello*. Edizioni La Magione, Poggibonsi: 140 pp.
- 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., & VALLERI 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. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. I - La Linea Livorno-Sillaro*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **85** (2): 529-540.
- BORTOLOTTI V., MARTIN S., PRINCIPI G., TARTAROTTI P. & VAGGELLI G. (1991) - *Le sequenze ofolitiche dell'Elba orientale: aspetti geologici e petrografici*. *Atti Tic. Sc. della Terra*, **34**: 71-74.
- BOSELLINI A. & WINTERER E. L. (1975) - *Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model*. *Geology*, **3** (5): 279-282.
- BOSSIO A., BRADLEY F., ESTEBAN M., GIANNELLI L., LANDINI W., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1981a) - *Alcuni aspetti del Miocene superiore del Bacino del Fiume*. IX Convegno Soc. Paleont. It. (3-8 ottobre 1981): 21-54.
- BOSSIO A., CERRI R., COSTANTINI A., GANDIN A., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992a) - *Il Bacino di Volterra - Descrizione degli stop*. *Soc. Geol. It.*, 76a Riun. estiva, L'Appennino Settentrionale; Guida alle Escursioni post-congresso: 244-278.
- BOSSIO A., CERRI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1994a) - *The neoautochthonous succession of the Spicchiaiola-Pignano area, East of the Volterra (Southern Tuscany, Italy)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48** (1992): 425-430.
- BOSSIO A., CERRI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1996a) - *Geologia dell'area Spicchiaiola-Pignano (settore orientale del Bacino di Volterra)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**: 393-422.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L.M., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1996b) - *Studi preliminari sul sollevamento della Toscana meridionale dopo il Pliocene medio*. *Studi Geol. Camerti*, vol spec. **1995/1**: 87-91.
- BOSSIO A., COSTANTINI C., FORESI L.M., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G., SANDRELLI F. & TERZUOLI A. (1998). *Neogene-Quaternary sedimentary evolution in the western side of the Northern Apennines (Italy)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **102**: 513-525.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., FORESI L.M., MAZZANTI R., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G., SANDRELLI F. & TESTA G. (1994b) - *Note preliminari sul Neoautoctono dell'area di Sassa (settore SW*

- del Bacino di Volterra*) *Province di Pisa e Livorno*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1994/1**: 33-43.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del Neoaotoceno toscano*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 17-98.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., MONTEFORTI B., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1991a) - *Evoluzione paleogeografica di alcuni bacini pliocenici toscani*. Riassunti del workshop "Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area tosko-laziale (Pisa, 12-13 giugno 1991): 18-20.
- BOSSIO A., ESTEBAN M., GIANNELLI L., LONGINELLI A., MAZZANTI R., MAZZEI R., RICCI LUCCHI F. & SALVATORINI G. (1978) - *Some aspects of the Upper Miocene in Tuscany*. Messinian Seminar N. **4** (Rome, October 9-14, 1978); field trip guidebook: 1-88.
- BOSSIO A., FORESI L.M., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1997) - *Allostratigraphy and Seismic Stratigraphy of the Miocene sediments of the Spicchiaiola - Pomarance area, southern side of the Volterra Basin (Tuscany, Italy)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, vol. **103**: 357-368.
- BOSSIO A., FORESI L.M., MAZZEI R., SALVATORINI G.F. & SANDRELLI F. (1996c) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica lungo una trasversale ai bacini di Volterra e della Val d'Elsa*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/1**: 93-104.
- BOSSIO A., GIANNELLI L., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1981b) - *Gli strati alti del Messiniano, il passaggio Miocene-Pliocene e la sezione plio-pleistocenica di Nugola nelle colline a NE dei Monti Livornesi*. IX Conv. Soc. Paleont. It. (3-8 ottobre 1981): 55-90.
- BOSSIO A., GUELFI F., MAZZEI R., MONTEFORTI B. & SALVATORINI G. (1991b) - *Note geologiche e stratigrafiche sull'area di Palmariaggi (Lecce, Puglia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **97**: 175-234.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1994c) - *Il Bacino di Volterra: notizie preliminari sull'evoluzione della sua area centro-meridionale durante il Pliocene*. Studi Geologici Camerti, vol. Spec. **1994/1**: 19-32.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1986) - *Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area del Comune di Rosignano M.mo*. Suppl. I Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, **6**: 129-170.
- 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**: 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**: 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., Ser. A, **98**: 193-250.
- 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. Geologico d'Italia, 70 pp.
- BRÜCKNER W. (1941) - *Über die Entstehung der Rauhacken und zellendolomite*. Ecl. Geol. Helv., **34**.
- BURGASSI P.D. & CATALDI R. (1987) - *Historical outline of geothermal technology in the Larderello region*. Geoth. Res. Counc. Bull. **16**, 3-18.
- 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.
- CAMELI G.M., DINI I. & LIOTTA D. (1993) - *Upper crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of postcollisional extensional tectonics (Southern Tuscany, Italy)*. Tectonophysics, **224**: 413-423.

- CANDE S.C & KENT D.V. (1992) - *A new geomagnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., **100**: 6093-6095.
- CANDE S.C & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the geomagnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geophys. Res., **97**: 13917-13951.
- CANNATA P.G. (1986). - *I fiumi della Terra e del tempo*. Franco Angeli Ed., Milano: 187 pp..
- 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. (1995a) - *Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. Terranova, **7(2)**: 128-137.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., OGGIANO G. & TAVARNELLI E. (1995b) - *Relazioni tra il Bacino Balearico, il Tirreno settentrionale e l'evoluzione neogenica dell'Appennino settentrionale*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**: 255-268.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.
- CARMIGNANI L. & 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: 278 pp.
- CASTANY, G. (1982). - *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Dunod, Paris: 242 pp..
- 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.
- CECHELLA A. (1977) - *L'industria dell'alabastro. Problemi e prospettive*. Centro Studi Economici Finanziari, Pisa.
- CELICO P. (1988). - *Prospezioni idrogeologiche*. Voll. I e II, Liguori Editore, Napoli.
- CERRI R. & SANDRELLI F. (1994) - *Carta geologica dell'area di Spicchiaiola Pignano (Province di Pisa e Siena)*. In Bossio, A., Cerri, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. & Sandrelli, F. (1996) - "Geologia dell'area Spicchiaiola-Pignano (settore orientale del Bacino di Volterra)". Boll. Soc. Geol. It., **115**: 393-422.
- CERRINA FERONI A., DECANDIA F.A. & MAZZANTI R. (1968) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. 5) Nuove osservazioni sul Flysch di Montaione (Castelfiorentino)*. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 523-531.
- CERRINA FERONI A. & MAZZANTI R. (1967) - *Stratigrafia delle formazioni alloctone della Toscana Marittima. 4) La formazione di Lanciaia nella zona di Querceto, Micciano, Libbiano e Fattoria Monterufoli in val di Cecina*. Boll. Soc. Geol. It.: **86(4)**: 673-685.
- CHANNEL J., DI STEFANO E. & SPROVIERI R. (1992) - *Calcareous Plankton Biostratigraphy Magnetostratigraphy and Paleoclimatic History of the Plio-Pleistocene Monte S. Nicola Section (southern Sicily)*. Boll. Soc. Paleont. It., **31**: 351-382.
- CHOW, V.T. (1964) - *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New York.
- CIPRIANI C. & MALESANI P. (1971) - *Pietre da decorazione e da costruzione*. in "La Toscana meridionale", Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., XXXVII, volume speciale: 322-334.
- CIVITA, M. (1980) - *Idrogeologia*. In: Geologia tecnica per ingegneri e geologi, Mondadori Ed., Milano: 179-247.
- COLANTONI P. & BORSETTI A. M. (1973) - *Geologia e stratigrafia dell'Isola di Pianosa (Arcipelago toscano-Mar Tirreno)*. Giorn. di Geol., **39** (1): 287-302.
- CONTI 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 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.
- CORNAMUSINI G. (1993) - *Geologia dei dintorni di Montecatini Val di Cecina (prov. di Pisa)*. Tesi di laurea inedita, Università di Siena 140 pp.
- CORNAMUSINI G. (1998) - *Evoluzione sedimentaria dell'avanfossa oligo-miocenica dell'Appennino settentrionale*. Tesi di dottorato in Sc. della Terra, Univ. di Siena: 252 pp.
- CORNAMUSINI G., COSTANTINI A., & LAZZAROTTO A. (1999) - *Torbiditi carbonatiche nel Macigno di Poggio Ritrovoli (Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **118** (1-1998):31-40.
- CORNAMUSINI G. & MACCANTELLI M. (1995) - The ophiolites of the Castellina Marittima mountains (Southern Tuscany): stratigraphic framework and tectonic evolution. Int. Ophiol. Symp. Pavia 18-23 Sept. 1995, Abstracts: 35-36.
- CORTECCI G., LATTANZI P. & TANELLI G. (1984) - *The O-isotopic composition of sulfates from the massive pyrite deposits of Niccioleta and associated country rock, Southern Tuscany, Italy*. Chem. Erde, **43**: 57-64.
- CORTESE G. (1993) - *Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines*. Paleopelagos, **3**: 165-185.
- CORTESOGNO L., GIANNELLI G. & PICCARDO G.B. (1975) - *Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolite mafic rocks (Northern Apennines and Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 291-327.
- COSTANTINI A., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1988) - *L'unità di Monticiano-Roccastrada fra la Montagna Senese e il Monte Leoni (Toscana Meridionale)*. Atti Tic. di Sc. della Terra, **31**: 382-420.
- 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.E.L.C.A., Firenze.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M., MAZZANTI R., SANDRELLI F. & TAVARNELLI E. (1995) - *Geologia della Provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*. Suppl. n. 2 ai Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno, **13** (1993): 1-164.
- D'ORAZIO M., FORESI L.M., LAURENZI M.A., SANDRELLI F. & TESTA G. (1996) - *Studio petrografico e cronologico di un livello tuftico intercalato nella successione continentale pre-evaporitica dell'area di Sassa (provincia di Livorno)*. Studi Geologici Camerti, vol. Spec. **1995/1**: 373-382.
- DALLAN L., RAGGI G., SQUARCI P., TAFFI L. & TREVISAN L. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 112 - Volterra*. Serv. Geologico d'Italia: 70 pp.
- DALLMEYER D., DECANDIA F.A., ELTER M., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1995) - *La migrazione del passaggio fragile/duttile nel quadro della tettonica distensiva post-collisionale dell'Appennino settentrionale: nuovi dati dell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale)*. Conv. Camedino: geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino. Sezione Poster - Riassunti: 299-300.
- DE MICHELE V. & OSTROMAN A. (1987) - *Minerali e sviluppo. L'attività estrattiva della Montecatini dal 1888 al 1938*. Museo Civico Storia Naturale, Milano.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) - *La serie ridotta nel quadro della geologia della Toscana Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. **49**: 181-191.

- DEL MORO A., PUXEDDU M., RADICATI DI BROZOLO F. & VILLA M. (1982) – *Rb-Sr and K-Ar ages at temperatures of 300°-400° C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy)*. Contrib. Miner. Petrol., **81**: 340-349.
- 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 Hercynian orogenic phases in the basement rocks of the Northern Apennines (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. and Janssen C. Eds., Basement Tectonics 11 Kluwer Academic Press: 79-90
- ELTER F.M., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1994) – *Geologia dell’area a sud di Massa Marittima (GR): studi preliminari*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1994/1**: 57-64.
- 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., SCHIERA L. & SPINELLI E. (1995) – *Caratteri geometrici delle pieghe associate alla fase “Post-Nappe” nell’Unità di Monticiano-Roccastrada nel sottosuolo delle aree geotermiche di Larderello e del M.te Amiata (Toscana Meridionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Ser. A, **102**: 61-66.
- FANELLI M., BELLUCCI L. & NACHIRA F. (1982) – *Manifestazioni idrotermali italiane*. CNR-PFE, SPEG, RF 13.
- 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.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) – *Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems*. Rend. SIMP, **40**: 111-124.
- FIUMI (1940) – *La manifattura degli alabastrì*. II ed. 1980, Nistri-Lischi, Pisa.
- FOLK L.R. & Mc BRIDE E.F. (1978) – *Radiolarites and their relations to subjacent “Oceanic crust” in Liguria, Italy*. Journal Sed. Petrol., **48** (4): 1069-1101.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) – *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the mediterranean area*. Riv. It. Paleont. Strat., **104** (1): 95-114.
- FORESI L.M., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1997a) – *Sedimentary and ichnofacies analysis of the Epi-Igurian Ponsano Sandstone (northern Apennines, Tuscany, Italy)*. Giornale di Geologia, Seic 3a, **59**: 301-314.
- FORESI L.M., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1997b) – *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., LEON L., MEMMI I. & PUXEDDU M. (1986) – *Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy*. *J. Metam. Geol.*, **4**: 309-321.
- FRANCESCINI F. (1994) - “*Larderello Plutono-metamorphic core complex*”: *metamorfismo regionale ercinico di bassa pressione o metamorfismo di contatto plio-quadernario?* *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. **1994/1**: 113-128.
- FRANCESCINI 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*: 263-276.
- 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 tufiti marine del Miocene inferiore affioranti nell’area di Castelsardo (Sardegna Settentrionale)*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, **98**, 307-326.
- FRANZINI M. (1971) - *La magnesite*. In “*La Toscana meridionale*”, *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, **XXVII**, Fascicolo speciale: 509-511.
- GIANELLI G. (1992) - *Brittle deformation and crustal models in high thermal gradient regions: a contribution from the petrographic and geophysical data of Larderello and Monte Amiata geothermal fields (Italy)*. *Plinius*, **8**: 91-92.
- 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. (1980) - *An attempt at classifying the tuscan Paleozoic: geochemical data*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **20** (1979): 435-446.
- GIANELLI L. & PRINCIPI G. (1974) – *Studies on mafic and ultramafic rocks. 4)- Breccias of the ophiolitic suite in the Monte Bocco area (Ligurian Apennine)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **93**: 277-310.
- 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.
- GIANNINI E. (1962) - *Geologia del bacino della Fine (province di Pisa e Livorno)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **81** (2): 99-224.
- GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (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., Ser.A.*, **74** (1): 78-106.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A. & SIGNORINI R. (1971) – *Lineamenti di stratigrafia e tettonica*. In “*La Toscana Meridionale*”, *Rend. S.I.M.P.*, **27**: 33-168.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1959) - *Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana Marittima*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **77** (1958): 147-170.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1962) - *Les phases 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.
- GIORGETTI G., GOFFÉ B., MEMMI I. & NIETO F. (1998, *in press*) – *Metamorphic evolution of Verrucano metasediments in northern Apennines: new petrological constrains*. *EUR. J. MINER.*, **10**.
- GIORGETTI G., MEMMI I. & NIETO F. (1997) – *Microstructures of intergrown phyllosilicate grains from Verrucano metasediments (northern Apennines, Italy)*. *Contrib. Miner. Petrol.*, **128**: 127-138.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*.

- Science **235**: 1156-1167.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.G., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990) – *A geological time scale 1989*. Cambridge Univ. Press, XVI (1989): 263.
- HILGEN J.F. (1991) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene-Pliocene boundary*. Earth Planet. Sc. Lett., **107**: 349-368.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K., Plankton Stratigr., Cambridge Univ. Press: 283-314.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic Foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleont. Strat.Evol., **2**: 115-125.
- KALIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) - *Jurassic pelagic deposits from Southeasten Tuscany; aspects of sedimentation and new biostratigraphic data*. Ecl. Geol. Helv., **72**: 715-762.
- LAVECCHIA G., MINELLI G. & PIALLI G. (1984) – *L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 467-476.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1989) - *Tettonica e magmatismo nell'Appennino settentrionale lungo la geotraversa Isola del Giglio-Monti Sibillini*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 237-254.
- LAZZAROTTO A. (1966) - *Studio di una microfauna paleocenica nella formazione di Lanciaia (Pomaranze, 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): 151-197.
- LAZZAROTTO A., MARTELLINI F., MAZZANTI R., MAZZEI R. & SANDRELLI F. (1995) – *La Formazione di Lanciaia nelle aree a sud di Micciano e a nord di Montecerboli (Provincia di Pisa)*. Atti Soc. tosc. Sc. Nat., Mem. Serie 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^o 119, Tav. di Frassine)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2): 125-156.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1965) - *Stratigrafia neogenica toscana: studio geologico di tre sezioni del complesso neoautoctono di Pomaranze e Castelnuovo di Val di Cecina (Provincia di Pisa)*. Boll.Soc.Geol.It., **84** (3): 291-302.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1966) - *Studio geologico e micropaleontologico di una sezione fra Castelnuovo Val di Cecina e Monte Gabbri (in provincia di Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Ser. A, **73**: 330-375.
- LAZZAROTTO A. & MAZZANTI R. (1978) - *Geologia dell'alta Val di Cecina*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976): 1365-1487.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. & SALVATORINI G. (1964) - *Stratigrafia neogenica toscana: esame geologico e micropaleontologico di alcune sezioni del complesso neoautoctono delle Valli del Cornia e del 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 alla Carta Geologica d'Italia, **2**: 101-113.
- LAZZAROTTO A. & SANDRELLI F. (1983) – *Studio geologico e morfotettonico dell'area interessata dalla linea Piombino-Faenza*. Vol. Spec. ENEL DCO, Roma (in prep.)
- LIOTTA D. (1991) – *The Arbia-Val Marecchia Line, Northern Apennines*. 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.
- LUGLI S. & TESTA G. (1993) - *The origin of the gypsum alabaster spheroids in the Messinian evaporites from Castellina Marittima (Pisa, Italy): priliminary observation*. Giorn. Geol., **3**, 55/1: 51-68.
- MACCANTELLI M. (1994a) - *Stratigrafia e giacitura delle formazioni liguri nella Toscana a sud del-*

- l'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 biostratigrafico di due unità riferibili alla formazione di Lanciaccia 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) - *Genesis e classificazione delle vulcaniti recenti toscane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser.A, **68**: 74-116.
- MARINELLI G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. Earth Sci. Soc. Lybian Arab Rep.: 165-219.
- MARINO M. & MONECHI S. (1994) - *Nuovi dati sull'età di alcuni Flysh ad Helminthoidi cretacei e terziari dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol., **46**: 43-77.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In A. Farinacci (ed.) Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI I.P., PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1995) - *Late Miocene paleogeography of the Monte Soldano area, southeastern part of Volterra Basin, Tuscany, Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., **101**: 381-388.
- 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**: 3-28.
- MAZZANTI R. (1961) - *Geologia della zona di Montaione tra le valli dell'Era e dell'Elsa (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2): 37-126.
- MAZZANTI R. (1966) - *Geologia della zona di Pomarance - Larderello (provincia di Pisa)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**(2): 105-138.
- MAZZANTI R. (1967) - *Geologia della zona di Monteverdi Marittimo - Canneto (in provincia di Pisa)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Ser. A, **73** (2) (1966): 467-490.
- MAZZANTI R., MAZZEI R., MENESINI E. & SALVATORINI G. (1981) - *L'arenaria di Ponsano: nuove precisazioni sopra l'età*. IX Conv. Soc. Pal. It., 3-8/10/1981: 135-158.
- MAZZANTI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1963) - *Geologia della zona di Montecatini Val di Cecina in Provincia di Pisa*. Boll.Soc.Geol.It., **82**: 1-68.
- MAZZEI R., PASINI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1981) - *L'età dell'Arenaria di Ponsano della zona di Castellina Scalo (siena)*. Mem. Soc. Geol. It. **21**, 63-72.
- MELLINI M. (1996) - *Paolo Mascagni minore: il naturalista*. In "La scienza illuminata. Paolo Mascagni nel suo tempo (1755-1815)", Nuova Immagine Editrice, Siena: 37-46
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll., Soc. Geol. It., **70** (1): 95-382.
- MERLA G. & BORTOLOTTI V. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 113 - Castelfiorentino*. Serv. Geologico d'Italia: 62 pp.
- MIALL A.D. (1977) - *A review of the braided-river depositional environment*. Earth Sci. Rev., **13**: 1-62.
- MINISTERO LL.PP. - SERVIZIO IDROGRAFICO - *Annali Idrologici*. Istituto Poligrafico dello Stato, Roma, Anni vari, Parti I e II.
- NASINI R. (1930) - *I soffioni e i lagoni della Toscana e la industria boracifera*. Tipografia Editrice Italia, Roma.
- 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.
- 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., GIANELLI G., PUXEDDU M.& ELTER F.M. (1994) - *The Paleozoic basement of the Northern*

- Apennines: stratigraphy, tectono-metamorphic evolution and alpine hydrothermal processes.* Mem. Soc. Geol. It., **48**: 627-654.
- PAPINI P., MENICETTI S. & CONTICELLI S. (1994) - *Studio petrografico e strutturale delle rocce ipoabbissali ad affinità lamproitica della Toscana Meridionale: ipotesi sulla loro messa in posto.* Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **49**: 229-240.
- 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. Di Pisa).* Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **101**: 227-240.
- PASCUCCI V. & SANDRELLI F. (1999) - *The Torrente Sellate Formation (Late Tortonian – earliest Messinian).* Giorn. di Geol., **41**: 81-86.
- PASSERI L. & PIALLI G.B. (1973) - *L'ambiente di sedimentazione dei Calcari a Rhaetavícula contorta dell'Umbria occidentale e del Monte Cetona.* Geol. Rom., **12**: 177-203.
- PECGERILLO A., CONTICELLI S. & MANETTI P. (1990). *Petrological characteristics and genesis of recent magmatism of Southern Tuscany and North Latium.* Per. Mineral., **56** (1987): 167-183.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils.* In: Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press: 427-554.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1979) - *Utilizzazione delle strutture stilolitiche per l'interpretazione di un'anticlinale post-messiniana nella Toscana Meridionale.* Boll. Soc. Geol. It., **97**: 289-296.
- PICCHI F. (1985) - *Late Jurassic-early Cretaceous ophiolite cover, Castellina M., Pise, Italy.* Ofioliti, **10**: 77-80.
- PIERI M. (1952) - *L'alabastro di Volterra.* Quaderni sulla Produzione Pisana n. **1**, camera di Commercio Industria e Agricoltura, Pisa.
- PUXEDDU M. (1984) - *Structure and Late Cenozoic evolution of the upper lithosphere in southwest Tuscany (Italy).* Tectonophysics, **101**: 357-382.
- PUXEDDU M., SAUPÉ F., DECHOMETTS R., GIANELLI 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.
- REGIONE TOSCANA (1991) - *Inventario del patrimonio minerario e mineralogico in Toscana.* a cura di Mascaro I. et alii. Edizioni della Giunta Regionale Toscana: 240 pp..
- REGIONE TOSCANA (1994) - *Parchi culturali in Toscana.* Pontecorboli ed., Firenze: 192 pp..
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines.* Spec. Publs Int. Ass. Sediment., **8**: 105-139.
- RODOLICO F. (1934) - *Ricerche sulle rocce eruttive recenti della Toscana. II. Le rocce di Orciatico e di Montecatini in Val di Cecina.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **44**.
- SAGRI M. & MARRI C. (1981) - *Paleobatimetria e ambienti di deposizione delle unità torbiditiche arenaceo-superiori dell'Appennino Settentrionale.* Mem. Soc. Geol. It., **21** (1980): 231-240.
- SANDRELLI F. (2001) - *Miocene-Pliocene tectonic and sedimentary evolution of eastern sector of the Volterra Basin (Northern Apennines, Italy).* In E.L.I.C.A. Meeting Fieldtrip, Ofioliti.
- SERRI G., INNOCENTI F., MANETTI P., TONARINI S. & FERRARA G. (1992) - *Il magmatismo neogenico-quaternario dell'area toscano-laziale-umbra: implicazioni sui modelli di evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale.* Studi Geol. Camerti, vol. Sp. **1991/1**: 429-463.
- SIGNORINI R. (1963) - *La formazione di Murlo a sud di Siena.* Boll. Serv. Geol. It., v. **84**: 65-81.
- SIGNORINI R. (1964) - *Sguardo d'insieme alla geologia della Toscana a sud dell'Arno.* Mem. Soc. Geol. It., **4** (1962): 413-431.
- SIGNORINI R. (1966) - *I terreni neogenici del Foglio "Siena".* Boll.Soc.Geol.It., **85**: 639-654.

- SIGNORINI R. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*: Foglio 120 - Siena. Serv. Geologico d'Italia: 70 pp.
- SIGNORINI R., CENTAMORE E. & CONATO V. (1963) - *La formazione di Lanciata nella val di Cecina*. Boll. Serv. Geol. It., vol. **84**: 83-100.
- SISSINGH W. (1977) - Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en mijnbouw*, **56**: 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.
- STEFANINI G. (1934) - *Il complesso eruttivo di Orciatice e Montecatini in Provincia di Pisa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **44**.
- TERUGGI L.B. & BILLI P. (1997) - *Sedimentology of a pseudomeandering river (Cecina River, Central Italy)*. *Giornale di Geologia*, **59**: 267-272
- THORNTON 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.
- TONINI D. (1983) - *Elementi di idrografia ed idrologia*. Vols. I e II, Ed. Libreria Cortina, Padova.
- TREVISAN L. (1952) - *Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene della Val di Cecina e sui nuovi movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma*. Boll. Soc. Geol. It., **70**, 1951: 65-78.
- TRINCIARELLI V. & MARRUCCI A. (1990) - *Le rocce del Volterrano*. Consorzio di gestione Museo e Biblioteca Guarnacci, Volterra: 51 pp.
- VERBEEK J.W. (1977) - *Calcareous nannoplankton biostratigraphy of middle and upper Cretaceous deposits in Tunisia, Southern Spain and France*. Utrecht Micropaleont. Bull., **16**: 1-157.
- WALKER R.G. (1992) - *Facies models*. Geological Association of Canada: 409 pp.
- ZITELLINI N., TRICARDI F., MARANI M. & FABBRI A. (1986) - *Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian sea*. *Gior. Geol. ser 3°*, **48**/1-2: 25-40.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG