



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

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

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

foglio 262

**PISTOIA**

A cura di

A. Puccinelli<sup>(1)</sup>, G. D'Amato Avanzi<sup>(1)</sup>, N. Perilli<sup>(1)</sup>, M.  
Verani<sup>1)</sup>

Con contributi di:

*Geologia strutturale*: A. Taini<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

Ente realizzatore



Università di Pisa

Dipartimento di Scienze della Terra

*Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: L. Serva*

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

*Responsabile del Progetto CARG per l'Università di Pisa -  
Dipartimento di Scienze della Terra: R. Nardi*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – ISPRA

*Revisione scientifica:*

**F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coord.), F. Pilato**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**L. Battaglini, V. Campo, M. Rossi (ASC)**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**V. Vatovec, F. Pilato**

PER L'UNIVERSITÀ DI PISA – DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

*Allestimento editoriale e cartografico:*

**A. Puccinelli, D. Nannini, G. D'Amato Avanzi**

*Allestimento informatizzazione dei dati geologici:*

**G. D'Amato Avanzi, D. Nannini, N. Perilli, A. Puccinelli**

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

*Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:*

**M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia- ISPRA**

**C. Casella – Università di Pisa – Dipartimento Scienze della Terra**

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

## INDICE

<b>I</b>	- <b>INTRODUZIONE</b> .....	Pag.	7
<b>II</b>	- <b>CENNI STORICI</b> .....»		13
1.	- CARATTERISTICHE LITOSTRATIGRAFICHE DELL'UNITÀ TETTONICA MORELLO.....»		14
2.	- SUCCESSIONI LACUNOSE E CONDENSATE E VARIAZIONI DI FACIES NELLE SUCCESSIONI MESOZOICHE DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA A NORD DELL'ARNO.....»		17
3.	- NATURA ED ETÀ DEI DEPOSITI INTERPOSTI TRA LE SUCCESSIONI SILICOCLASTICHE OLIGO-MIOCENICHE DEL MACIGNO E DELLE ARENARIE DI MONTE MODINO.....»		20
4.	- CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI ED ESTENSIONE DELL'UNITÀ TETTONICA CERVAROLA.....»		25
5.	- I DEPOSITI PLIO-PLEISTOCENICI AFFIORANTI NELL'AREA DI LUCCA-MONTECARLO-VINCI.....»		27
5.1.	- ETÀ DEI SEDIMENTI BASALI DEL I CICLO LACUSTRE AUCTT. E DEI DEPOSITI FLUVIALI SOVRASTANTI.....»		30
<b>III</b>	- <b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....»		33
1.	- UNITÀ TETTONICHE.....»		33
1.1.	- UNITÀ TETTONICA OTTONE.....»		35
1.2.	- UNITÀ TETTONICA MORELLO.....»		35
1.3.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....»		36
1.4.	- UNITÀ TETTONICA CERVAROLA.....»		36
2.	- DOMINI PALEOGEOGRAFICI.....»		37
2.1.	- DOMINIO LIGURE INTERNO.....»		37
2.2.	- DOMINIO LIGURE ESTERNO.....»		37
2.3.	- DOMINIO SUBLIGURE.....»		38
2.4.	- DOMINIO TOSCANO.....»		38
3.	- EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA.....»		39
3.1.	- EVOLUZIONE SEDIMENTARIA DELL'AREA DI LUCCA-MONTECARLO-VINCI DURANTE IL PLIO-PLEISTOCENE...»		40
3.2.	- EVOLUZIONE PLIO-PLEISTOCENICA DELLA PIANURA DI FIRENZE-PRATO-PISTOIA.....»		43
3.3.	- EVOLUZIONE STORICA DEL PADULE DI FUCECCHIO.....»		43
<b>IV</b>	- <b>STRATIGRAFIA</b> .....»		47

1.	-	DOMINIO LIGURE ESTERNO .....	»	47
1.1.	-	UNITÀ TETTONICA OTTONE.....	»	48
1.1.1.	-	<i>Flysch di Ottone (OTO)</i> .....	»	48
1.2.	-	UNITÀ TETTONICA MORELLO.....	»	49
1.2.1.	-	<i>Formazione di Sillano (SIL)</i> .....	»	49
1.2.2.	-	<i>Formazione di Monte Morello (MML)</i> .....	»	51
2.	-	DOMINIO TOSCANO .....	»	52
2.1.	-	UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....	»	52
2.1.1.	-	<i>Calccare massiccio (MAS)</i> .....	»	53
2.1.2.	-	<i>Calcari ad Angulati (ANL)</i> .....	»	54
2.1.3.	-	<i>Rosso ammonitico (RSA)</i> .....	»	55
2.1.4.	-	<i>Calccare selcifero di Limano (LIM)</i> .....	»	56
2.1.5.	-	<i>Calcari e marne a Posidonia (POD)</i> .....	»	57
2.1.6.	-	<i>Calccare selcifero della Val di Lima (SVL)</i> .....	»	59
2.1.7.	-	<i>Diaspri (DSD)</i> .....	»	60
2.1.8.	-	<i>Maiolica (MAI)</i> .....	»	61
2.1.9.	-	<i>Scaglia toscana (STO)</i> .....	»	61
2.1.10.	-	<i>Macigno (MAC)</i> .....	»	63
2.1.11.	-	<i>Olistostroma di Monte Modino (OMM)</i> .....	»	65
2.1.12.	-	<i>Marne di Marmoreto (MMA)</i> .....	»	66
2.1.13.	-	<i>Arenarie di Monte Modino (MOD)</i> .....	»	68
2.2.	-	UNITÀ TETTONICA CERVAROLA.....	»	69
2.2.1.	-	<i>Arenarie di Monte Cervarola - Membro del T. Dardagna (CEV<sub>1</sub>)</i> .....	»	70
3.	-	DEPOSITI MARINI DEL BACINO DELL'ELSA-PESA- CERRETO GUIDI.....	»	71
3.1.	-	SABBIE DI SANT'ANSANO (SBS).....	»	71
4.	-	DEPOSITI CONTINENTALI DEI BACINI DI LUCCA- MONTECARLO-VINCI E DI FIRENZE-PRATO-PISTOIA .....	»	72
4.1.	-	CONGLOMERATI DI VINCI (VNC) .....	»	72
4.2.	-	FORMAZIONE DI MARGINONE-MASTROMARCO (MNG) .....	»	73
4.3.	-	CONGLOMERATI DI MONTECARLO (MNE) .....	»	74
5.	-	DEPOSITI DELLE CERBAIE .....	»	75
5.1.	-	CONGLOMERATI DELLE CERBAIE (BCE) .....	»	75
6.	-	DEPOSITI DI MONTE ALBANO .....	»	76
6.1.	-	BRECCE DI LAMPORECCHIO (GLM) .....	»	76
7.	-	DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI.....	»	77
7.1.	-	DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI ( <b>b<sub>n</sub></b> ).....	»	77
7.2.	-	COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI ( <b>b<sub>2</sub></b> ) .....	»	78
7.3.	-	DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE ( <b>a<sub>1q</sub></b> ).....	»	78
7.4.	-	DEPOSITI PALUSTRI ( <b>e<sub>3</sub></b> ) .....	»	79

7.5.	- DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE ( <b>a<sub>1</sub></b> ) .....	»	79
7.6.	- DEPOSITI DI VERSANTE ( <b>a</b> ) .....	»	80
7.7.	- DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI ( <b>b</b> ) .....	»	80
7.8.	- TRAVERTINO ( <b>f<sub>1</sub></b> ) .....	»	81
7.9.	- DEPOSITI DI BONIFICA PER COLMATA ( <b>h<sub>1c</sub></b> ) .....	»	81
7.10.	- DEPOSITI ANTROPICI ( <b>h</b> ) .....	»	82
<b>V</b>	- <b>TETTONICA</b> .....	»	83
1.	- STUDIO STRUTTURALE .....	»	85
1.1.	- PRINCIPALI MACROSTRUTTURE .....	»	86
2.	- UNITÀ TETTONICA MORELLO .....	»	88
3.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA .....	»	92
4.	- UNITÀ TETTONICA CERVAROLA .....	»	98
5.	- TETTONICA FRAGILE .....	»	104
<b>VI</b>	- <b>CENNI MORFOLOGICI</b> .....	»	107
<b>VII</b>	- <b>GEOLOGIA APPLICATA</b> .....	»	113
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE .....	»	113
2.	- FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE .....	»	114
2.1.	- FRANE .....	»	115
2.2.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE .....	»	117
3.	- IDROGEOLOGIA .....	»	120
3.1.	- IDROGEOLOGIA DELLE PIANURE DI PESCIA-MONTECATINI TERME E DI PISTOIA .....	»	120
3.1.1.	- <i>Inquadramento geologico delle pianure</i> .....	»	121
3.1.1.1.	- La pianura di Pescia-Montecatini Terme .....	»	121
3.1.1.2.	- La pianura di Pistoia .....	»	123
3.1.2.	- <i>Inquadramento idrogeologico delle pianure</i> .....	»	124
3.1.2.1.	- La pianura di Pescia-Montecatini Terme .....	»	124
3.1.2.2.	- La pianura di Pistoia .....	»	126
3.2.	- L'INQUINAMENTO .....	»	127
3.3.	- SORGENTI TERMOMINERALI DI MONTECATINI TERME E DI MONSUMMANO TERME .....	»	129
3.3.1.	- <i>Schema di circolazione generale</i> .....	»	129
3.3.2.	- <i>Schema di circolazione nell'area termale</i> .....	»	131
3.3.3.	- <i>La diversa mineralizzazione delle acque termali</i> .....	»	131
<b>VIII</b>	- <b>APPENDICE BIOSTRATIGRAFICA</b> .....	»	133
1.	- INTRODUZIONE .....	»	133

2.	- SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI UTILIZZATI BASATI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI .....	»	135
3.	- ETÀ RICAVATE DALLA LETTERATURA.....	»	136
4.	- ELENCO DELLE SPECIE RICONOSCIUTE O CITATE NEL TESTO.....	»	137
4.1.	- NANNOFOSSILI CALCAREI .....	»	137
4.2.	- FORAMINIFERI.....	»	138
4.3.	- ALGHE CALCAREE.....	»	139
4.4.	- INVERTEBRATI .....	»	139
4.5.	- MAMMIFERI .....	»	139
<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>			<b>141</b>

PROGETTO  
CARG

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 262 Pistoia, a scala 1:50.000, compreso in gran parte nella provincia di Pistoia e limitatamente in quelle di Lucca e di Firenze, include a settentrione la terminazione meridionale dell'Appennino Pistoiese, a sud-est la dorsale di Monte Albano, che separa la pianura di Pescia-Montecatini Terme e il Padule di Fucecchio dalla pianura di Firenze-Prato-Pistoia e a sud-ovest una parte del pianalto delle Cerbaie (Altopascio).

Nella pianura di Pistoia scorrono il Fiume Ombrone e il Torrente Bure, provenienti dai versanti meridionali dell'Appennino Pistoiese, e i corsi d'acqua provenienti dalle pendici orientali di Monte Albano (Forra Acqua Santa, Forra Torgitoio, Fosso del Santonuovo, Rio Formulla), i quali confluiscono nel Torrente Stella, a sua volta tributario dell'Ombrone. Nella pianura di Pescia confluiscono i corsi d'acqua provenienti dalle Pizzorne (T. Pescia di Pescia e F. Nievole), mentre nel Padule di Fucecchio oltre a quelli della piana vi confluiscono anche le acque provenienti dai versanti occidentali di Monte Albano (Rio di Poggiolungo, Rio Ragnaia, Rio Lamporecchio, ecc.). Dalla porzione del pianalto delle Cerbaie non c'è invece nessun apporto, in quanto esso è prevalentemente inclinato verso ovest e sud-ovest, costringendo i torrenti a convogliare le proprie acque verso la Piana di Lucca.

Nell'area rilevata, caratterizzata da un'intensa antropizzazione, numerosi sono i centri abitati, concentrati soprattutto nelle due pianure, dove si è avuto un considerevole sviluppo delle attività agricole, in particolare floro-vivaistiche, industriali e artigianali; tra questi il capoluogo di provincia Pistoia, i centri di

Lamporecchio, Borgo a Buggiano, Ponte Buggianese, Chiesina Uzzanese, Altopascio, Pescia, Quarrata. In prossimità dello sbocco nella pianura del F. Nievole si ubicano due rinomate località termali, Montecatini Terme e Monsummano Terme; nella valle del T. Pescia di Pescia (“Svizzera pesciatina”) e nei versanti meridionali della montagna pistoiese si trovano dei piccoli centri, architettonicamente pregevoli, quali Stiappa, Pontito, Medicina, San Quirico, Vellano, Buggiano, Marliana, Massa e Cozzile, Serravalle Pistoiese, Baggio, Villa di Baggio, Cireglio.

La zona è attraversata da una diffusa viabilità, anche se spesso insufficiente a contenere l’intenso traffico, tra cui l’Autostrada A11 che collega Firenze a Pistoia, Lucca, Pisa e alla costa tirrenica, la statale 435 che collega Pescia a Montecatini Terme e Pistoia, la Statale 633 che collega Montecatini Terme alla montagna pistoiese, la statale 436 che collega la Val di Nievole a Fucecchio-Empoli, la statale 64 che collega Pistoia a Bologna, la statale 66 che collega Pistoia all’Abetone-Modena verso nord e a Prato-Firenze verso sud-est. Le due linee ferroviarie presenti nell’area del Foglio, insufficienti alle moderne esigenze del traffico su rotaia, collegano Firenze a Lucca (via Pistoia, Montecatini Terme e Pescia) e Pistoia a Bologna (via Porretta Terme) attraverso l’Appennino Tosco-Emiliano.

Il rilevamento geologico, alla scala 1:25.000, si è avvalso di cartografie geologiche già esistenti, quali i Fogli 97 S. Marcello Pistoiese, 98 Vergato, 105 Lucca e 106 Firenze della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, varie date), la Carta geologica e geomorfologica con indicazioni di stabilità della provincia di Pistoia alla scala 1:25.000 (NARDI *et alii*, 1981), la Carta geologica dell’Appennino Settentrionale tra Pistoia e la Val di Lima alla scala 1:25.000 (DALLAN *et alii*, 1981), lo stralcio cartografico dei nuclei mesozoici di Monsummano Terme, Montecatini Terme e Marliana (Prov. di Pistoia) (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973), la Carta geologica alla scala 1:25.000 dei dintorni di Montecatini Terme-Monsummano Terme (BRANDI *et alii*, 1967), lo stralcio cartografico del margine orientale del bacino plio-pleistocenico di Lucca-Montecarlo-Vinci (CAREDIO *et alii*, 1995).

L’assetto geologico del territorio risulta molto complesso per la presenza di numerose unità tettoniche, che hanno subito più fasi deformative sia compressive, sia distensive (fig. 1). Tra queste l’Unità tettonica della Falda Toscana è certamente quella più diffusa ed affiora in gran parte nell’area nord-occidentale ovvero lungo le propaggini meridionali dell’Appennino Pistoiese e sud-orientali dell’altopiano delle Pizzorne e lungo una fascia orientata nordovest-sudest corrispondente alla dorsale del Monte Albano. L’Unità tettonica Cervarola occupa invece la parte nord-orientale del Foglio compresa



tra l'Ombrone e la valle del Bure. Anche l'Unità tettonica Morello è relativamente diffusa ed affiora in sponda destra del T. Pescia di Pescia, nelle aree pedecollinari ai piedi dei rilievi delle Pizzorne, dell'Appennino Pistoiese e della dorsale del Monte Albano. L'Unità tettonica Ottone, invece, affiora limitatamente nell'area di Montevettolini. Discordanti su queste unità giacciono i depositi plio-pleistocenici affioranti nella pianura del T. Pescia di Pescia, nei dintorni di Lamporecchio e Vinci, all'estremità nord-orientale del pianalto delle Cerbaie e limitatamente nella pianura di Firenze-Prato-Pistoia tra Quarrata e Casalguidi.

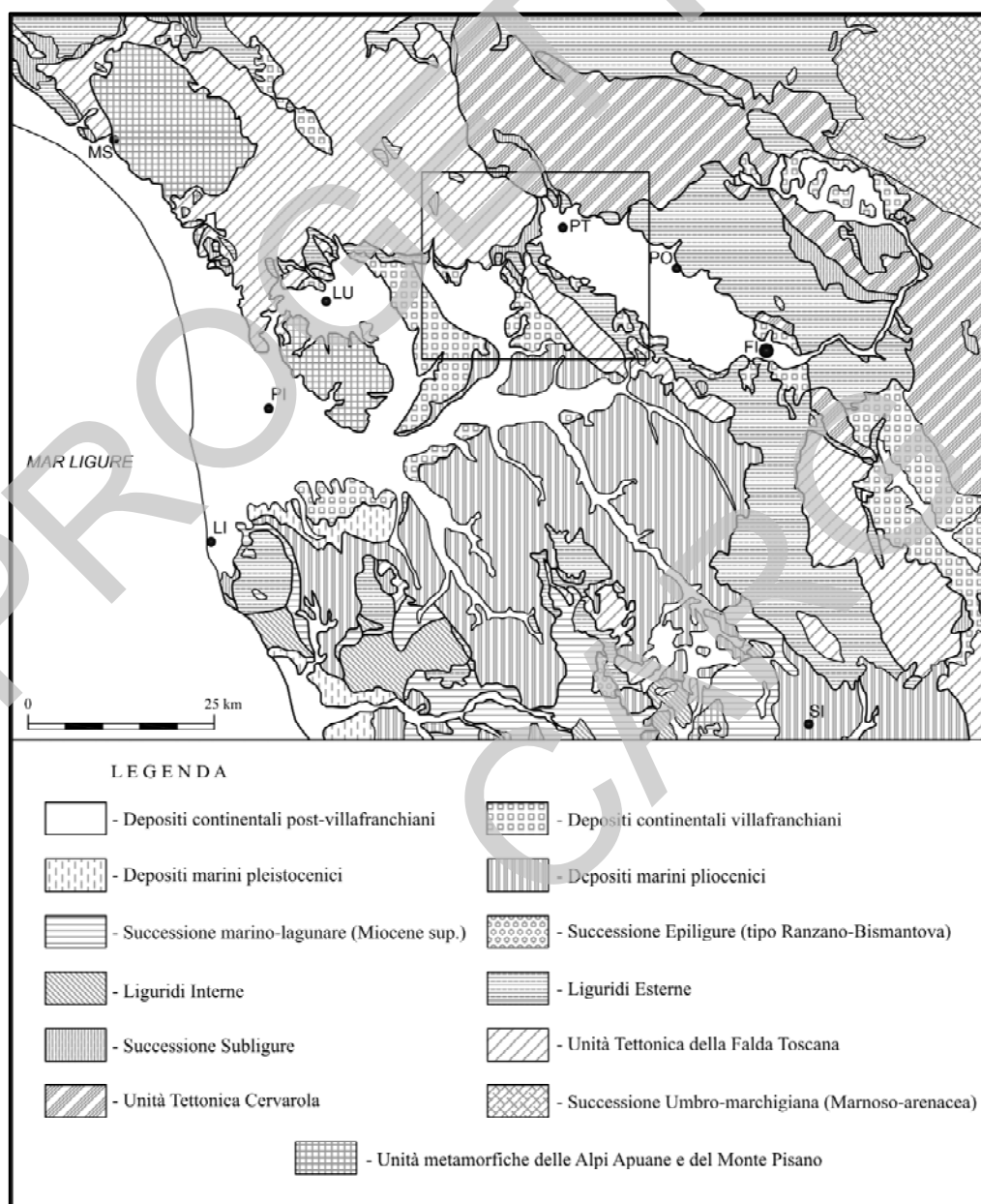


Fig. 1 - Schema d'inquadramento strutturale del Foglio 262 Pistoia.

Nonostante le difficoltà dovute all'urbanizzazione delle aree di collina e di pianura, alla presenza di coperture di vario tipo sia naturali che antropiche, alla frammentarietà degli affioramenti, spesso anche in condizioni di alterazione assai spinta, è stato possibile definire, descrivere e cartografare le unità litostratigrafiche delle varie unità tettoniche con un buon grado di approssimazione. Per non introdurre nuovi nomi formazionali o suddivisioni arbitrarie si è cercato di utilizzare tutti i nomi già in uso nella letteratura, rispettando il criterio della priorità. In particolare, la definizione, la descrizione ed il rilevamento delle formazioni del Giurassico, del Cretacico e del Paleogene, già note in letteratura, non hanno presentato difficoltà di rilievo ad eccezione della Scaglia toscana (Unità tettonica della Falda Toscana) e della Formazione di Sillano (Unità tettonica Morello).

Alla Scaglia toscana sono state attribuite le successioni sedimentarie sovrastanti la successione calcareo-diasprina mesozoica (Calcarea Selcifero della Val di Lima, Diaspri e Maiolica nelle poche località dove quest'ultima affiora) e sottostanti il Macigno. L'obbligo di procedere secondo questo criterio deriva dal fatto che le litofacies descritte in altre aree dell'Appennino Settentrionale (che alcuni Autori hanno elevato anche al rango di formazioni) non sono cartografabili a causa del loro spessore ridotto, della loro limitata continuità laterale e della loro non sistematica posizione stratigrafica occupata all'interno della formazione. Queste limitazioni hanno impedito di distinguere cartograficamente le litofacies, descritte però nelle note illustrative. Dei membri distinti all'interno della Scaglia toscana in fogli limitrofi, in questo Foglio affiorano solo le Calcareni di Montegrossi, cartografate nel medio-alto corso del F. Nievole ed a nord-est di Montevettolini.

Alla Formazione di Sillano sono stati invece assegnate le successioni pelitico-calcaree e pelitico-siltose, generalmente scompagnate, dell'Unità tettonica Morello, mentre sono state assegnate alla Formazione di Monte Morello le sovrastanti torbiditi calcaree e calcareo-marnose. Per quanto riguarda le formazioni plio-pleistoceniche affioranti nel Foglio, i nuovi nomi formazionali proposti fanno riferimento al litotipo prevalente ed alle località dove esse affiorano meglio. Al fine di facilitare la consultazione della letteratura, sono state riportate le rispettive sinonimie e gli Autori che hanno in passato descritto tali depositi.

Le successioni sedimentarie plio-quadernarie sono state suddivise in unità litostratigrafiche tradizionali, senza utilizzare le UBSU (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*), in base ad alcune motivazioni, qui di seguito riassunte:

- l'opportunità di conservare, pur con un'informazione completa e scientificamente corretta, un'impostazione che consenta una maggiore

leggibilità e fruibilità degli elaborati cartografici, anche da parte di utenti non specialisti, evitando inoltre una eccessiva proliferazione di unità stratigrafiche; una trattazione basata sulle UBSU, pur raccomandabile e pregevole sotto vari aspetti, sarebbe verosimilmente di ostacolo a tali esigenze;

- il contesto geologico e geomorfologico locale, caratterizzato da sfavorevoli condizioni di esposizione, continuità ed estensione degli affioramenti, accessibilità, visibilità delle superfici limite, grande variabilità latero-verticale delle facies e dei litotipi, frammentazione dei corpi geologici per motivi deposizionali o erosivi, percentuali d'affioramento assai basse, estese e fitte coperture boschive, aree intensamente coltivate o antropizzate, che non permettono d'individuare o ricostruire con adeguata attendibilità le superfici di discontinuità;

- l'opportunità di mantenere una certa continuità, nonché denominazioni e distinzioni litostratigrafiche, di significato tradizionale e talvolta di valore storico non comune, utilizzate sia in quest'area che in Fogli contigui (carte geologiche ormai storiche, edizioni precedenti della Carta Geologica d'Italia).

Comunque, nel corso del rilevamento delle successioni plio-pleistoceniche, particolare attenzione è stata posta ai rapporti latero-verticali tra le formazioni, alla loro correlazione ed alla valutazione dei loro spessori. In particolare esiste un buon grado di attendibilità per le correlazioni tra le successioni marine e di transizione, mentre sono molto difficoltose quelle tra i depositi clastici grossolani che affiorano nelle aree di Lucca, Montecarlo e Vinci. Questo ha suggerito di descriverli e cartografarli separatamente, evidenziando le eventuali correlazioni in queste Note illustrative.

Durante il rilevamento è stata effettuata una campionatura areale e di dettaglio (su sezioni misurate) delle formazioni affioranti (in particolare delle successioni giurassico-cretacee e di quelle oligo-mioceniche), finalizzata allo studio dei nannofossili calcarei, sia per precisare meglio l'età di alcune formazioni, sia per risolvere particolari problemi cartografici, per esempio legati alla sovrapposizione tra le successioni pelitiche (Formazione di Sillano e Marne di Marmoreto) appartenenti a distinte unità tettoniche. Nonostante il numero limitato di campioni fossiliferi, i risultati ottenuti hanno permesso di precisare meglio l'inquadramento cronostratigrafico di alcune formazioni.

È stato inoltre eseguito lo studio macro, meso e microstrutturale delle formazioni delle varie unità tettoniche, che hanno permesso di indentificare deformazioni polifasiche ben espresse a tutte le scale.

PROGETTO

CARG

## II - CENNI STORICI

Nell'area del Foglio si sono alternati numerosi studiosi che, già a partire dalla fine dell'Ottocento, hanno affrontato con rigore scientifico le varie tematiche geologiche, ottenendo peraltro risultati significativi; furono prodotte le prime cartografie geologiche e datate molte formazioni ed anche gli studi geologici e geochimici legati all'idrotermalismo di Montecatini Terme e Monsummano Terme contribuirono ad aumentare le conoscenze geologiche di base. Tra gli altri, si ricordano gli studi di SAVI & FEDELI (1876), ZACCAGNA (1882a, 1882b), DE STEFANI (1887a), COCCHI (1907), LOTTI & ZACCAGNA (1908), CANAVARI (1923), LOTTI (1927), AZZAROLI (1948), TREVISAN (1951, 1954, 1959), MERLA (1952), CAROBBI & CIPRIANI (1954), BORTOLOTTI (1964), NARDI (1964a, 1964b), BORTOLOTTI & PIRINI (1965), BALDACCI *et alii* (1967), BRANDI *et alii* (1967), MERLA *et alii* (1967), GHELARDONI *et alii* (1968), TREVISAN *et alii* (1971a), FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI (1973), DALLAN *et alii* (1981), NARDI *et alii* (1981).

Una delle più recenti sintesi geologiche delle conoscenze dell'Appennino Settentrionale è ben esposta nella Guida Geologica Regionale dell'Appennino Tosco-Emiliano (BORTOLOTTI, 1992) a cura della Società Geologica Italiana, dove vengono individuati i vari domini paleogeografici (Umbro-Romagnolo e Marchigiano-Adriatico, Toscano, Subligure, Ligure Esterno, Epiligure) con le loro unità tettoniche e dove viene tracciata la loro evoluzione tettonica.

Sebbene le attuali conoscenze geologiche dell'Appennino permettano di definire a grandi linee un quadro evolutivo unanimemente condiviso,

permangono tuttavia delle problematiche non risolte oppure delle proposte di soluzione tra loro diverse e molto dibattute, ancora lontane dal costituire un patrimonio scientifico comune. Qui di seguito vengono esposti alcuni risultati significativi ottenuti dai vari studiosi, ma non pienamente accettati da tutti e ancora oggetto di confronto.

## 1.- CARATTERISTICHE LITOSTRATIGRAFICHE DELL'UNITÀ TETTONICA MORELLO

I primi Autori a descrivere le successioni sedimentarie che in queste note vengono riferite all'Unità tettonica Morello sono stati, tra gli altri, RUGGIERI (1958, 1970), SESTINI (1959), BORTOLOTTI (1960, 1962a, 1962b, 1962c, 1964), PAREA (1965), CURCIO & SESTINI (1965), MERLA *et alii* (1967) e TREVISAN *et alii* (1971a). Questi ultimi, rispettivamente nelle Note illustrative del Foglio 106 Firenze e in quelle del Foglio 105 Lucca, descrivono per la prima volta le formazioni prevalentemente argilloso-calcaree e calcareo-marnose, affioranti nell'area compresa tra Firenze e Pistoia (attribuite ai Complessi Tosco-Emiliani da MERLA *et alii*, 1967) e in quella tra Pistoia e Lucca (attribuite al Gruppo dell'Alberese da TREVISAN *et alii*, 1971a).

ABBATE & SAGRI (1970) sono i primi a includere nel Supergruppo della Calvana (fig. 2a) le successioni sedimentarie argilloso-calcaree e calcareo-marnose del Cretacico superiore e dell'Eocene inferiore e medio (Alberese *Auctt.*) affioranti nelle aree di Firenze (Formazione di Sillano, Pietraforte, Formazione di Villa a Radda, Formazione di Monte Morello e Formazione di Pescina), del Monte Amiata (Formazione di Santa Fiora, Pietraforte e Formazione della Tolfa) e di Civitavecchia (Formazione della Tolfa e Pietraforte).

BOCCALETTI *et alii* (1987) attribuiscono all'Unità tettonica Morello (fig. 2b) successioni simili affioranti nell'area di Firenze (Formazione di Sillano, Pietraforte, Formazione di Monte Morello e Formazione di Pescina) e nell'Alta Val Tiberina (olistostromi, ofioliti, Formazione di Sillano e Formazione di Monte Morello).

A causa dell'eterogeneità delle successioni attribuite al Supergruppo della Calvana o Unità tettonica Morello è difficile definire un quadro stratigrafico esauriente, anche perché in molti casi i rapporti stratigrafici tra le formazioni citate sono in parte dubbi o non esposti. Comunque in CONTI *et alii* (1995) viene delineato uno schema dei rapporti stratigrafici delle formazioni argilloso-calcaree, calcareo-marnose e silicoclastiche attribuite al Supergruppo della Calvana (Unità tettonica Morello) che comprende una successione argilloso-

calcarea (Argille Varicolori), depositi calcareo-argillosi (Formazione di Sillano o Formazione di Pugliano) o silicoclastici (Pietraforte) e torbiditi calcareo-marnose (Formazione di Monte Morello), al cui interno sono comprese lenti di marne rosate e/o areniti torbiditiche ed olistoliti.

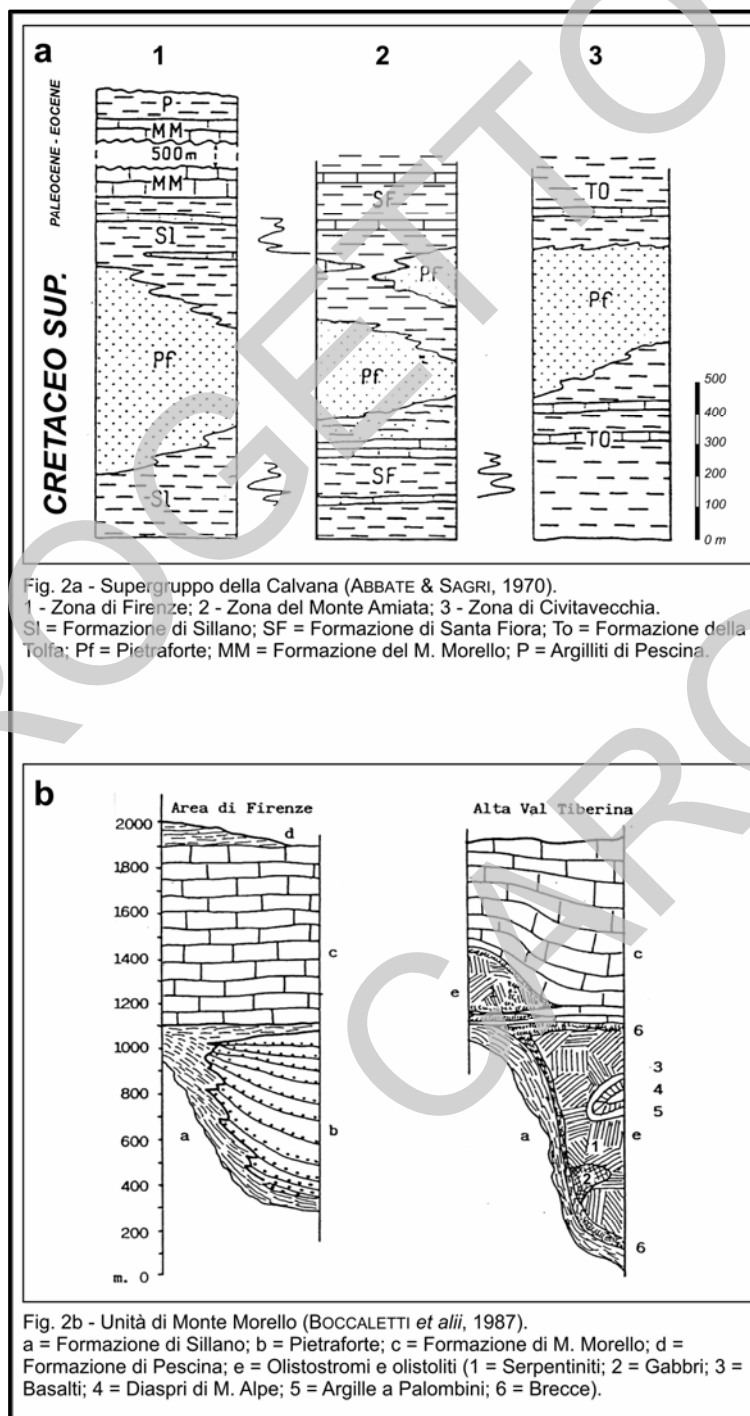


Fig. 2 - Stratigrafia dell'Unità Morello in varie zone della Toscana (da ABBATE & SAGRI, 1970 e BOCCALETTI *et alii*, 1987).

Per una sintesi dei caratteri litostratigrafici delle formazioni attribuite al Supergruppo della Calvana (ABBATE & SAGRI, 1970) o all'Unità tettonica Morello (BOCCALETTI *et alii*, 1987), a cui è stata attribuita un'area di sedimentazione nella parte più orientale del Dominio oceanico Ligure-Piemontese, prossimo al margine continentale della Placca Adria, si rimanda al lavoro di BORTOLOTTI (1992) dove è sinteticamente descritta questa unità tettonica affiorante in Toscana e comprendente un complesso basale costituito da Argille a palombini, Formazione di Sillano, Formazione di Villa a Radda, Argille Varicolori, Formazione di Monte Morello e Formazione di Pescina.

Gli studi sulle successioni argilloso-calcaree e calcareo-marnose affioranti nella area rilevata ed attribuite all'Unità tettonica Morello non sono numerosi. In particolare, erano stati distinti:

- un *complesso di base* (BRANDI *et alii*, 1967) o *complesso argillitico* (FAZZUOLI *et alii*, 1999) corrispondente alla Formazione di Sillano, ovvero alla Formazione di Villa a Radda ed alla Formazione di Vallina di MERLA *et alii* (1967) o alle *Argille siltose e marne con intercalazioni di calcari, calcari marnosi, arenarie e calcareniti* di TREVISAN *et alii* (1971a);

- la *Formazione dell'Alberese* (BRANDI *et alii*, 1967; MERLA *et alii*, 1967) o *Formazione di Monte Morello* (FAZZUOLI *et alii*, 1999) corrispondenti appunto alla Formazione di Monte Morello o ai *calcari a grana fine grigio chiari, calcari marnosi scuri e calcareniti* di TREVISAN *et alii* (1971a).

In sintesi, la Formazione di Sillano attribuita al Turoniano/Paleocene?-Eocene basale è costituita da argilliti prevalenti con intercalazioni di calcari marnosi, marne ed arenarie. A luoghi la formazione è eteropica con torbiditi arenacee quarzoso-calcaree con interstrati di argilliti del Turoniano-Senoniano, note in letteratura come Formazione della Pietraforte. Alla Formazione di Sillano si associano inoltre argilliti prevalentemente rosse con straterelli arenacei e calcarei, attribuite al Turoniano/Paleocene e note in letteratura come Formazione di Villa a Radda, oppure depositi gravitativi in massa (olistostromi) che, come a nord di Prato, contengono anche grandi masse ofiolitiche con lembi delle loro coperture sedimentarie, riferibili alle Unità Liguri Interne.

La Formazione di Sillano e/o la Pietraforte a loro volta passano alla Formazione di Monte Morello, costituita da torbiditi calcareo-marnose con sporadiche intercalazioni di argilliti, calcareniti ed arenarie quarzoso-calcaree dell'Eocene inferiore-medio. In alcune aree dell'Appennino Settentrionale la Formazione di Monte Morello è sua volta ricoperta dalla Formazione di Pescina (non affiorante nell'area rilevata), che è caratterizzata da una successione argilloso-calcareo con calcari marnosi e marne calcaree simili alla Formazione di Monte Morello.

Senza entrare nel merito delle diverse ipotesi, per la maggior parte degli



Autori le successioni sedimentarie attribuite a questa unità si sarebbero deposte su un substrato di tipo oceanico (PRINCIPI & DE LUCA CARDILLO, 1975; ABBATE & SAGRI, 1982; BORTOLOTTI, 1983; PRINCIPI & TREVES, 1984), in un settore esterno del Dominio Ligure Esterno (BOCCALETTI *et alii*, 1980; SAGRI & MARRI, 1980; ABBATE *et alii*, 1980; FAZZINI & GARDIN, 1994). Non si esclude che le successioni attribuite all'Unità tettonica Morello possano essere correlate ai Flysch ad Elmintoidi paleocenico-eocenici (Flysch di Monte Sporno, Monte Dosso, Farini d'Olmo, ecc.) affioranti nell'Appennino Emiliano (BETTELLI *et alii*, 1989b; CATANZARITI *et alii*, 2002).

## 2. - SUCCESSIONI LACUNOSE E CONDENSATE E VARIAZIONI DI FACIES NELLE SUCCESSIONI MESOZOICHE DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA A NORD DELL'ARNO

La maggior parte degli Autori riconosce nell'Appennino Settentrionale, sia pure con differenze più o meno accentuate, aree in cui le formazioni appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana hanno caratteristiche litostratigrafiche diverse, spessori variabili e distinti rapporti stratigrafici. Queste aree presumibilmente corrispondono a settori del Dominio Toscano la cui evoluzione tettono-sedimentaria si è differenziata già a partire dal Retico (FAZZUOLI & SGUAZZONI, 1986, *cum bibl.*).

In base alla stratigrafia ed agli spessori delle successioni mesozoiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana, BOCCALETTI & SAGRI (1967a, 1967b) individuano aree in cui le successioni sono condensate e/o lacunose (aree della Spezia e della Toscana Meridionale) ed aree in cui affiorano, sia pure con alcune differenze più o meno marcate, successioni complete e caratterizzate da spessori maggiori (aree della Val di Serchio e della Val di Lima). BOCCALETTI *et alii* (1969) ripropongono sostanzialmente le stesse aree già individuate da BOCCALETTI & SAGRI (1967a, 1967b), evidenziando le variazioni di spessore ed i rapporti latero-verticali; DALLAN NARDI & NARDI (1972), pur accettando le zone di BOCCALETTI & SAGRI (1967a, 1967b) e BOCCALETTI *et alii* (1969) ne modificano in parte i limiti.

CERRINA FERONI & PATACCA (1975), nel delineare le fasi principali della evoluzione paleogeografica del Dominio Toscano interno, in cui si sarebbe sedimentata l'Unità tettonica della Falda Toscana, individuano a nord dell'Arno due zone ad andamento trasversale rispetto alle direttrici appenniniche. Nella prima area (Val di Serchio-Val di Lima-Monti d'Oltre Serchio-alta Val di Nievole) a partire dal Giurassico inferiore (Lias medio) si ha una sedimentazione bacinale con intercalazioni torbiditiche a più livelli. Nella

seconda (area di Roggio-Corfino-Soraggio-Mommio-Castelpoggio e La Spezia) si ha invece una sedimentazione condensata e/o lacunosa.

FAZZUOLI (1980), FAZZUOLI *et alii* (1985) e FAZZUOLI & SGUAZZONI (1986) riconoscono a nord dell'Arno alcune zone isopiche principali (fig. 3): il bacino della Spezia, l'alto di Roggio-Pania di Corfino, il bacino del Serchio-Lima e l'alto di Montecatini Terme-Monsummano Terme; mentre a sud dell'Arno individuano il bacino della Toscana Marittima, (ad ovest della Montagnola Senese), l'alto di Gerfalco-Montemerano ed il bacino dei Monti del Chianti-M. Cetona (ad est della Montagnola Senese).

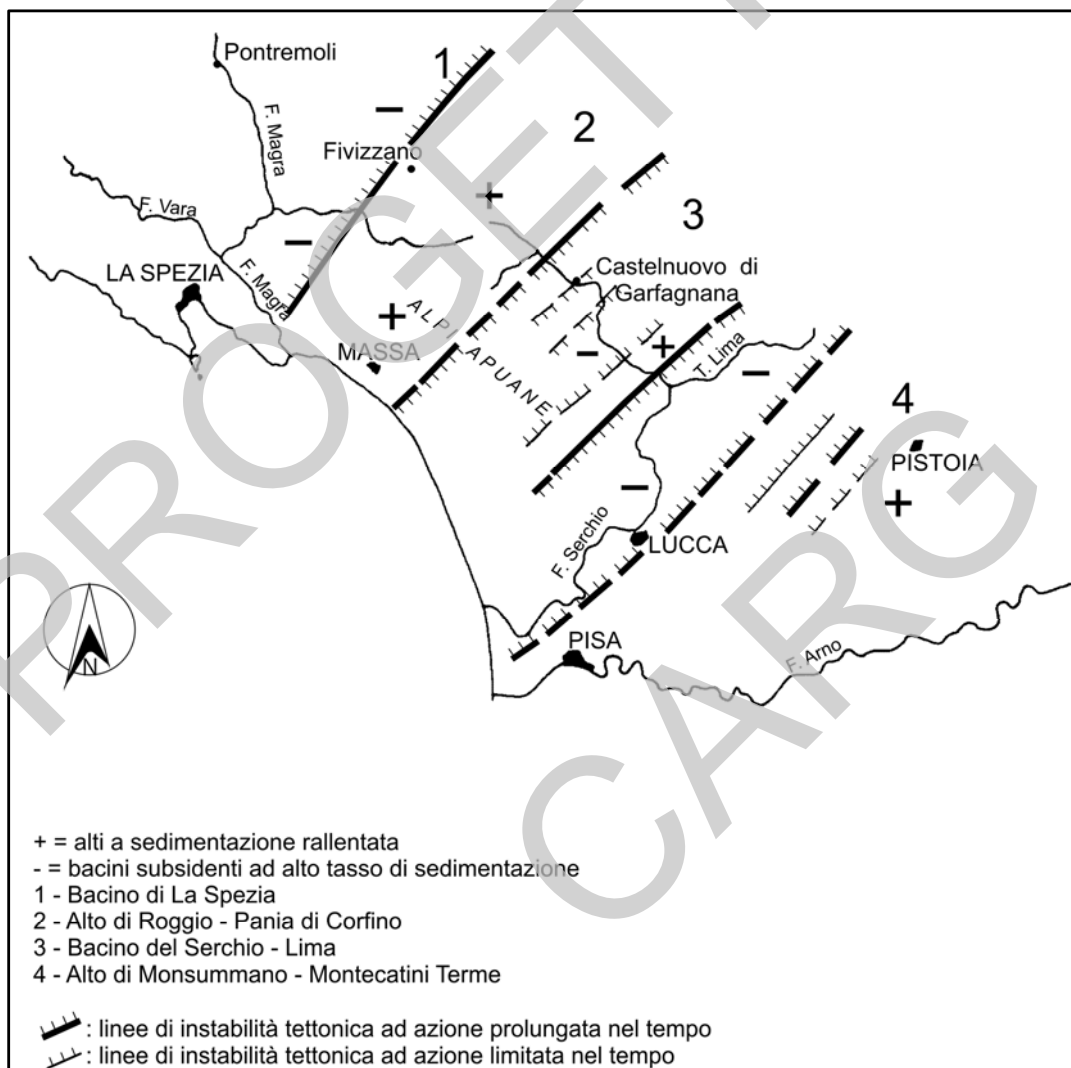


Fig. 3 - I principali settori isopici dell'Unità tettonica della Falda Toscana a nord dell'Arno (da FAZZUOLI *et alii*, 1985, modificato).

L'alto di Roggio-Pania di Corfino (ovvero il settore di Roggio-Equi Terme-Soraggio-Pania di Corfino) presumibilmente rappresentava un alto morfostrutturale con tassi di sedimentazione ridotti. In quest'area infatti alcune

formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana sono assenti o discontinue ed affiorano con spessori molto ridotti. Le spesse successioni sedimentarie affioranti nelle valli del Serchio e della Lima, caratterizzate anche dalla presenza di potenti depositi risedimentati, suggeriscono di interpretare questo settore come un bacino profondo, con tassi di sedimentazione relativamente più elevati. Il settore di Montecatini Terme-Monsummano Terme, dove sono presenti successioni condensate e/o lacunose, viene interpretato come un alto strutturale.

Sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche delle successioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana acquisite durante le ricerche condotte per il progetto CARG dei Fogli 233 Pontremoli, 234 Fivizzano, 250 Castelnuovo di Garfagnana (PUCCINELLI *et alii*, 2009a, 2009b, 2009c) e di questo Foglio (tav. 1) si può evidenziare che:

- in Val Gordana (Foglio 233) l'Unità tettonica della Falda Toscana è rappresentata da successioni condensate e lacunose ("serie ridotte" *Auctt.*), forse sedimentate in un'area di raccordo tra il settore della Spezia (Biassa) e quello di Castelpoggio-Equi Terme-Mommio-Soraggio-Roggio-Pania di Corfino;
- nell'area di Vergemoli (Foglio 250) le successioni sedimentarie presentano caratteri intermedi tra le successioni di Roggio-Corfino (quadranti nord-occidentali del Foglio 250) e quelle più spesse e potenti affioranti in destra della Valle del Serchio;
- le successioni affioranti nell'area di Vergemoli e quelle affioranti nell'area di Montecatini Terme-Monsummano Terme presentano alcune analogie: la presenza in entrambe le aree sia dei Calcari ad Angulati sia del Calcare selcifero della Val di Lima; la presenza all'interno dei Calcari e marne a Posidonia di livelli ricchi di sostanza organica e di brecce calcaree; lo spessore ridotto della Maiolica ed a luoghi la diretta sovrapposizione della Scaglia toscana sui Diaspri.

I dati acquisiti durante la realizzazione dei fogli citati portano inoltre ad affermare che:

- nel Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana affiorano tutte le formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana e la natura dei loro rapporti verticali sono chiaramente visibili in più località, nonostante si osservino elisioni o raddoppi tettonici, che potrebbero erroneamente portare a ipotizzare la presenza di serie lacunose, oppure di spessori anomali;
- nel Foglio 234 Fivizzano pur essendo presenti successioni lacunose e condensate le elisioni tettoniche sono significative, infatti i depositi pelagici profondi del Giurassico e del Cretacico inferiore (il Calcare selcifero di Limano,

i Diaspri, parte della Maiolica e la Scaglia toscana) sono poco potenti, discontinui ed affiorano in finestre tettoniche. Inoltre i rapporti stratigrafici con la porzione basale dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Quarziti della Rivaccia e Gessi di Sassalbo) sono ancora oggi oggetto di discussione, così come sono poco chiari i rapporti stratigrafici tra i Gessi di Sassalbo ed il Calcarea massiccio;

- sebbene anche nel Foglio 233 Pontremoli siano presenti significative elisioni tettoniche, sono state tuttavia riconosciute importanti lacune stratigrafiche nella porzione giurassica e cretaceo-terziaria dell'Unità tettonica della Falda Toscana, testimoniate dalla diretta sovrapposizione stratigrafica dei Diaspri sul Calcarea selcifero di Limano e dalla presenza all'interno della Scaglia Toscana di una estesa lacuna stratigrafica che si estende dal Cretaceo superiore al Paleogene inferiore;

- in questo Foglio l'Unità tettonica della Falda Toscana è prevalentemente rappresentata dal Macigno, dalle Arenarie di Monte Modino e dai depositi tra loro interposti, mentre le formazioni mesozoiche (esposte nei nuclei mesozoici di Montecatini Terme, Monsummano Terme e Marliana) sovrastanti il Calcarea Massiccio, affiorano con spessori ridotti e/o in maniera discontinua (Calcarea selcifero di Limano, Maiolica). Sebbene anche in questo Foglio sia stata riconosciuta la presenza di elisioni tettoniche (p. es. Cava Maona presso Montecatini Terme), nella maggior parte dei casi i ridotti spessori delle formazioni calcareo-silico-marnose mesozoiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana sono reali.

### 3. - NATURA ED ETÀ DEI DEPOSITI INTERPOSTI TRA LE SUCCESSIONI SILICOCLASTICHE OLIGO-MIOCENICHE DEL MACIGNO E DELLE ARENARIE DI MONTE MODINO

Se tra i diversi Autori c'è un sostanziale accordo sulla posizione geometrica occupata dai depositi interposti tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino, è ancora oggetto di discussione la natura (sedimentaria o tettonica) e l'età di questi sedimenti, così come è controversa la posizione paleogeografica dei loro bacini di sedimentazione. Non c'è dubbio che queste incertezze siano fondamentalmente legate sia alla scarsità, e in certi casi anche all'incoerenza dei dati biostratigrafici, sia alla dubbia natura (stratigrafica o tettonica) dei contatti tra le stesse formazioni (Olistostroma di Monte Modino, Argilliti di Fiumalbo e Marne di Marmoreto) e tra queste e quelle silicoclastiche sotto e sovrastanti (Macigno e Arenarie di Monte Modino).

Secondo alcuni Autori queste formazioni (Olistostroma di Monte Modino,

Argilliti di Fiumalbo e Marne di Marmoreto) sono costituite da depositi gravitativi in massa, stratigraficamente intercalati tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino e in continuità di sedimentazione (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1964a, 1964b, 1965; BALDACCI *et alii*, 1967; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; SAGRI, 1975; MARTINI & SAGRI, 1977; DALLAN *et alii*, 1981; ABBATE & BRUNI, 1987; BRUNI *et alii*, 1992, *cum bibl.*).

BRUNI & PANDELI (1992), pur accettando l'origine sedimentaria di questi depositi, pongono il limite formazionale tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino circa 400-500 m al di sotto della base dell'Olistostroma di Monte Modino. PERILLI (1992, 1994), escludendo l'esistenza di una serie di base di M. Modino, conferma l'origine sedimentaria dell'Olistostroma di Monte Modino, costituito da successioni senza nessun ordine stratigrafico ed interposto tra il Macigno, le Argilliti di Fiumalbo e le Marne di Marmoreto. L'Autore comunque non esclude che: 1) anche l'insieme Argilliti di Fiumalbo-Marne di Marmoreto possa essersi deposto sulla scarpata tettonicamente attiva e che si sia successivamente messo in posto (in parte o come insieme) come *slumps* e/o *slides* sull'Olistostroma di Monte Modino; 2) tutta la successione (Argilliti di Fiumalbo, Marne di Marmoreto e Arenarie di Monte Modino), sedimentatasi in un settore interno rispetto all'avanfossa, si sia in seguito messo in posto sui depositi di avanfossa (Macigno ed Olistostroma di Monte Modino).

Altri Autori interpretano, invece, i depositi presenti alla base delle Arenarie di Monte Modino come il "complesso di base" (o *Mélange* basale) dell'Unità tettonica Modino (o dell'Unità tettonica Modino-Cervarola) e localizzano il bacino di sedimentazione delle successioni attribuite a questa unità in una posizione più interna rispetto a quella del Macigno (REUTTER, 1969; REUTTER & GROSCURTH, 1978; GÜNTHER & REUTTER, 1985; BETTELLI *et alii*, 1989a, 1989b, 1989c; MARTINI & PLESI, 1988; CATANZARITI *et alii*, 1991; CHICCHI & PLESI, 1992). Secondo questi Autori quindi l'Unità tettonica Modino è un'unità tettonicamente indipendente ed interna a quella della Falda Toscana.

Come già accennato è indubbio che queste ipotesi scaturiscano anche dai controversi e in parte non coerenti dati biostratigrafici a disposizione per il Macigno, le Argilliti di Fiumalbo, le Marne di Marmoreto e le Arenarie di Monte Modino. Questi dati possono essere raggruppati in dati biostratigrafici basati sui foraminiferi (bentonici e planctonici), raccolti precedentemente agli anni '90 e in dati biostratigrafici basati sui nannofossili calcarei, acquisiti durante gli anni '90.

Per il primo gruppo (macroforaminiferi e foraminiferi planctonici) i risultati più significativi sono quelli di BORTOLOTTI & PIRINI (1965), ABBATE (1966; 1969) e DALLAN NARDI (1968), che attribuiscono il Macigno all'Oligocene

medio-superiore, da AMADESI & MARABINI (1967) che riferiscono la parte alta del Macigno al Miocene (?basale), da ABBATE & BORTOLOTTI (1961) e da DALLAN (1962) che attribuiscono le Argilliti di Fiumalbo e le sovrastanti Marne di Marmoreto all'Oligocene. Successivamente COCCIONI & WEZEL (1980) e DALLAN *et alii* (1981), sempre utilizzando i foraminiferi, attribuiscono invece le Argilliti di Fiumalbo e le sovrastanti Marne di Marmoreto all'Oligocene superiore.

Sulla base dei risultati ottenuti con nannofossili calcarei, la parte alta del Macigno viene attribuita all'Oligocene superiore-Miocene basale da CATANZARITI *et alii* (1991), da COSTA *et alii* (1992), da CATANZARITI *et alii* (1997) e da PLESI *et alii* (1998); le Argilliti di Fiumalbo all'Eocene medio-Oligocene inferiore da CATANZARITI *et alii* (1991) e PLESI *et alii* (1998, 2000); le Marne di Marmoreto all'Oligocene superiore e le Arenarie di Monte Modino all'Oligocene sommitale-Miocene inferiore da CATANZARITI *et alii* (1991) e da PLESI *et alii* (1998, 2000).

Questi Autori concordano quindi nell'attribuire la porzione superiore del Macigno all'Oligocene sommitale-Miocene basale e l'insieme Argilliti di Fiumalbo-Marne di Marmoreto-Arenarie di Monte Modino (in continuità di sedimentazione) all'Eocene medio-Miocene inferiore; essi considerano inoltre l'Unità tettonica della Falda Toscana (la cui formazione più recente è rappresentata dal Macigno o dalle Marne di Pontecchio) e l'Unità tettonica Modino (i cui termini basali sono rappresentati dal complesso o *Mélange* basale) come due distinte unità tettoniche.

CATANZARITI *et alii* (1991), COSTA *et alii* (1992) e PLESI *et alii* (1998, 2000) localizzano l'area di sedimentazione delle successioni attribuite all'Unità tettonica Modino interna all'Unità tettonica della Falda Toscana, sulla quale l'Unità tettonica Modino è tettonicamente sovrapposta. Pur sostenendo come tettonico il contatto tra l'Unità tettonica Modino ed il tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Macigno o Marne di Pontecchio), CATANZARITI *et alii* (1997, 2002) posizionano l'area di sedimentazione delle successioni dell'Unità tettonica Modino-Ventasso in un settore più settentrionale del "dominio di avanfossa", ovvero sul prolungamento verso nord dell'avanfossa oligo-miocenica. In questa ipotesi le Arenarie di Monte Modino e le Arenarie di Monte Ventasso si sarebbero deposte su un substrato non di tipo sudalpino (quindi non su successioni simili a quelle sottostanti il Macigno), ma su un substrato di tipo ligure e/o subligure (rappresentato dalle formazioni basali dell'Unità tettonica Modino).

Nell'area del Foglio (vedi stratigrafia) i rapporti tra il Macigno, le Marne di Marmoreto e le Arenarie di Monte Modino, a causa dei limitati affioramenti e della presenza di un accavallamento tettonico, non sono sempre chiari. In altri

settori dell'Appennino Settentrionale (per esempio nel Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana e 234 Fivizzano), invece gli affioramenti sono più estesi ed i rapporti geometrici tra queste successioni esposti. In particolare, nell'Appennino Modenese, al di sotto delle Marne di Marmoreto affiorano anche le Argilliti di Fiumalbo e le eterogenee successioni sedimentarie (tra loro perfettamente correlabili), cartografate come Olistostroma di Monte Modino o come *Mélange* basale dell'Unità tettonica Modino (fig. 4). In quest'area, gli estensori delle presenti note illustrative riconoscono nell'Olistostroma di Monte Modino più litofacies (argillitico-calcareo, pelitico-arenacea, calcareo-marnosa clastica e calcareo-pelitica) messe in posto come *debris flow*, *slumps* o *slides*, sia al disotto che intercalate alle Argilliti di Fiumalbo o alle Marne di Marmoreto (vedi Note illustrative del Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana, PUCINELLI *et alii*, in stampa).

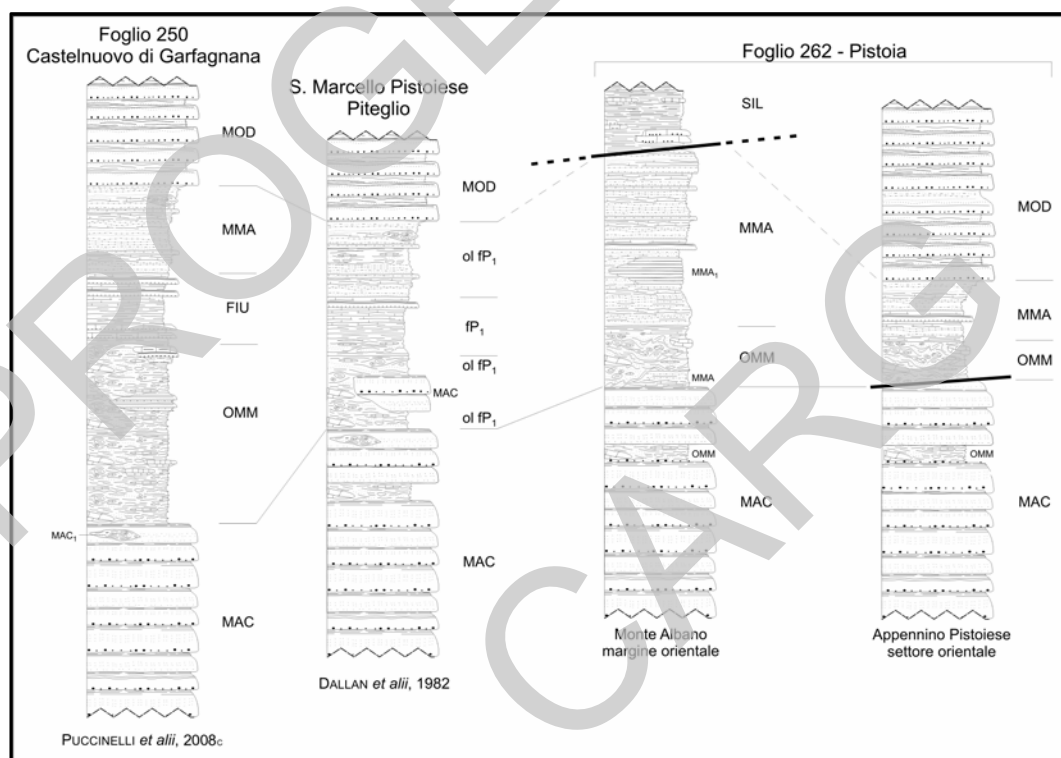


Fig. 4 - Litostratigrafia dei depositi sommitali dell'Unità tettonica della Falda Toscana nell'Appennino Tosco-Emiliano.

Per CHICCHI & PLESI (1995), PLESI *et alii* (1998, 2000) e MOCHI *et alii* (1996), invece, all'interno dei depositi sottostanti le Argilliti di Fiumalbo e/o le Marne di Marmoreto (*Mélange* delle Tagliole di PLESI, 2002) si possono distinguere unità stratigrafiche ad affinità ligure (p. es. Argille variegata, Flysch dell'Abetina Reale) ed unità ad affinità subligure (p. es. Argille e calcari di Ponte Biola, Calcari del Rio Collagna e Calcari del Giardino). Queste unità

rappresenterebbero appunto la porzione basale dell'Unità tettonica Modino, posizionata in un settore più interno rispetto all'avanfossa del Macigno.

Tab.1 – *Principali riferimenti bibliografici sulle formazioni e i membri distinti ell' Unità tettonica Cervarola.*

Autori che hanno definito le formazioni e/o i membri dell'Unità tettonica Cervarola nei Foglio 234 Fivizzano e 262 Pistoia			
Autori		Formazioni	Membri
Ghelardoni <i>et alii</i> (1962)		Marne di Civago	
Plesi <i>et alii</i> (2000)		Formazione di Serpiano	M. del Rio Scuro
Nardi & Tongiorgi (1962)		Arenarie del M. Cervarola	
Botti <i>et alii</i> (2002)		Arenarie del Cervarola	M. del T. Dardagna
Riferimenti bibliografici sulle formazioni e/o sui membri distinti nell'Unità tettonica Cervarola			
Autori	Area	Formazioni	Membri
Andreozzi (1992)		Arenarie del Cervarola	
Chicchi & Plesi (1992)		Marne di Civago Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia Arenarie del Cervarola	M. delle Arenarie di Torre Amorotti
Labauve (1992)	Finestra di Bobbio	Argilliti di Brugnello = Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia Arenarie di S. Salvatore = Arenarie del M. Cervarola	
Andreozzi & Di Giulio (1994)	T. Dardagna-T. Fellicarolo	Arenarie del Cervarola	Sistema Fellicarolo-Dardagna
Andreozzi <i>et alii</i> (1996)	Dolo-Scoltenna-Limentra	Arenarie del Cervarola	Sistema Torre Amorotti Sistema Scoltenna Sistema Fellicarolo-Dardagna
Chicchi & Plesi (1995)	Finestra di Gazzano	Marne di Civago e Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia	
		Arenarie del Cervarola	M. del Rio Muschioso M. del Fosso Campamparda
Plesi <i>et alii</i> (1998)	Finestra di Pracchiola	Marne di Civago Formazione di Pracchiola	M. dei Poggi di Fontanaluccia M. del T. Civasola
Plesi <i>et alii</i> (2000)	Passo del Cerreto	Marne di Civago e Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia Formazione di Serpiano Arenarie del Cervarola	M. del Rio Scuro M. degli Amorotti
Botti <i>et alii</i> (2002)	T. Dardagna-T. Fellicarolo	Arenarie del Cervarola	M. del T. Dardagna M. del T. Fellicarolo
Plesi (2002)	Foglio 235 Pievepelago	Marne di Civago Formazione di Serpiano Arenarie del Cervarola	M. dei Poggi di Fontanaluccia M. di Castellino M. del T. Dardagna M. del Fosso Campamparda
Botti (2003)	T. Dardagna-T. Scoltenna	Marne di Civago Formazione di Serpiano Arenarie del Cervarola	M. dei Poggi di Fontanaluccia M. del T. Dardagna M. del T. Fellicarolo M. del Rio Camale M. del Rio Becco M. del Rio Lezza



#### 4. - CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI ED ESTENSIONE GEOGRAFICA DELL'UNITÀ TETTONICA CERVAROLA

Le successioni sedimentarie riferite all'Unità tettonica Cervarola affiorano nell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo (area di Bobbio), Reggiano-Parmense, Modenese-Bolognese e Pistoiese. Purtroppo la stratigrafia di alcune successioni attribuite a quest'unità è in parte ancora incerta, a causa della discontinuità degli affioramenti e della limitata continuità laterale delle formazioni, dei membri e delle litofacies. Inoltre la scarsa visibilità dei passaggi stratigrafici, la presenza di estese coperture e l'intensa tettonizzazione, che frequentemente caratterizzano queste successioni, in particolare quelle pelitiche, rendono spesso difficile correlare tra loro successioni litologiche abbastanza monotone (come peliti emipelagiche o torbiditi silicoclastiche bacinali) ed attribuirle con certezza all'Unità tettonica Cervarola. Queste difficoltà di riconoscimento e di definizione, a scala regionale, delle successioni riferibili all'Unità tettonica Cervarola hanno portato ad una proliferazione di nomi formazionali ed unità litostratigrafiche.

Di seguito, sulla base della letteratura, viene proposta una breve descrizione delle formazioni attribuite a quest'unità tettonica, mentre nella tab. 1 è riportata una sintesi delle unità litostratigrafiche distinte al suo interno dai diversi Autori e delle aree in cui esse affiorano. Sebbene alcuni Autori suggeriscano di attribuire alla successione del Monte Cervarola il rango di gruppo ed elevare al rango di formazione i membri e a quello di membro molte delle litofacies distinte (vedi Note Illustrative del Foglio 252 Barberino di Mugello, BETTELLI *et alii*, 2002), altri Autori (tra cui gli estensori delle presenti note) preferiscono conservare il rango di formazione per le Marne di Civago, la Formazione di Serpiano e le Arenarie di Monte Cervarola (eventualmente distinguendo al loro interno membri e/o litofacies).

Le Marne di Civago (GHELARDONI *et alii*, 1962), costituite prevalentemente da marne siltose e marne calcaree e ben affioranti nell'omonima località, sono generalmente facili da riconoscere e cartografare, anche se talvolta, quando le condizioni di affioramento sono pessime, o l'estensione e la potenza degli affioramenti sono limitate, è difficile distinguerle dal Membro dei Poggi di Fontanaluccia della Formazione di Serpiano.

La Formazione di Serpiano (PLESI *et alii*, 2000), equivalente alla Formazione di Pracchiola di PLESI *et alii* (1998), comprende più membri e litofacies. Nell'Appennino Tosco-Emiliano (area di Pracchiola) e nell'Appennino Modenese, all'interno di questa formazione vengono distinti: il Membro dei Poggi di Fontanaluccia di PLESI *et alii* (1998), equivalente alle Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia di CHICCHI & PLESI (1992), il Membro del T.

Civasola nell'area di Pracchiola (PLESI *et alii*, 1998) ed il Membro di Castellino nell'area di Pievepelago (PLESI, 2002).

Il Membro dei Poggi di Fontanaluccia corrisponde alla porzione inferiore della Formazione di Serpiano, che ricopre stratigraficamente le Marne di Civago. Il Membro del T. Civasola ed il Membro di Castellino rappresentano, nelle diverse aree dove affiorano, la porzione superiore della Formazione di Serpiano, stratigraficamente ricoperta dalle Arenarie di Monte Cervarola.

Le Arenarie di Monte Cervarola, affioranti nell'Appennino Tosco-Emiliano tra la finestra di Bobbio (PC) e il Mugello (FI), sono state descritte da CHICCHI & PLESI (1991a, 1991b, 1992, 1995), ANDREOZZI (1992), MUTTI (1992), ANDREOZZI & DI GIULIO (1994), ANDREOZZI *et alii* (1996), PLESI *et alii* (1998, 2000) e BOTTI *et alii* (2002). All'interno di questa formazione sono stati distinti più membri o sistemi deposizionali, che non è sempre facile o possibile correlare tra loro. Comunque, il Membro del T. Dardagna distinto da BOTTI *et alii* (2002) è correlabile con il Membro degli Amorotti di PLESI *et alii* (1998) e il Membro del Rio Muschioso di CHICCHI & PLESI (1995), ovvero con il sistema di Torre degli Amorotti di ANDREOZZI *et alii* (1996). Nell'Appennino Modenese all'interno delle Arenarie di Monte Cervarola sono stati distinti inoltre il Membro del T. Fellicarolo, il Membro del Rio Carnale ed il Membro del Rio Lezza (BOTTI, 2003).

Naturalmente nell'Appennino Settentrionale non sempre affiorano tutte le unità litostratigrafiche citate. Ad esempio, in alcune aree (Appennino Tosco-Emiliano) l'Unità tettonica Cervarola comprende solo le Marne di Civago e la Formazione di Serpiano (Membro dei Poggi di Fontanaluccia e Membro T. Civasola) corrispondenti al sistema Civago-Fontanaluccia di PLESI *et alii* (1998): In altre aree (Appennino Modenese) affiorano le Marne di Civago, la Formazione di Serpiano (Membro dei Poggi di Fontanaluccia e Membro di Castellino) e le Arenarie di Monte Cervarola, rappresentate dal Membro del T. Dardagna di PLESI *et alii* (2000), oppure affiorano solo le Arenarie di Monte Cervarola (T. Dardagna, T. Fellicarolo e T. Scoltenna).

Purtroppo, prevalentemente a causa delle analogie litologiche delle successioni torbiditiche silicoclastiche oligo-mioceniche, nelle aree dove non affiorano le Marne di Civago e la Formazione di Serpiano, i rapporti geometrici e stratigrafici tra le Arenarie di Monte Cervarola e gli altri depositi silicoclastici (Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Falterona) sono ancora oggetto di discussione.

Nonostante ciò, in base ai caratteri lito- e biostratigrafici recentemente acquisiti ed alla posizione strutturale dell'Unità tettonica Cervarola, le Arenarie di Monte Cervarola sono quasi sempre distinguibili dalle Arenarie di Monte

Modino. Resta problematica la distinzione tra le Arenarie di Monte Cervarola e le Arenarie di Monte Falterona, soprattutto in senso longitudinale alla catena.

Per alcuni Autori, tra le Arenarie di Monte Cervarola e le Arenarie di Monte Falterona c'è continuità longitudinale (BRUNI & PANDELI, 1980; GÜNTHER & REUTTER, 1985; ABBATE & BRUNI, 1987, *cum bibl.*). Altri Autori, invece, ritengono che queste formazioni appartengano a due distinte unità tettoniche (CATANZARITI *et alii*, 2002; COSTA *et alii*, 1998) e pongono il limite meridionale dell'Unità tettonica Cervarola in corrispondenza degli affioramenti più meridionali delle Marne di Vicchio, situati nel Mugello (PLESI *et alii*, 2002, *cum bibl.* ).

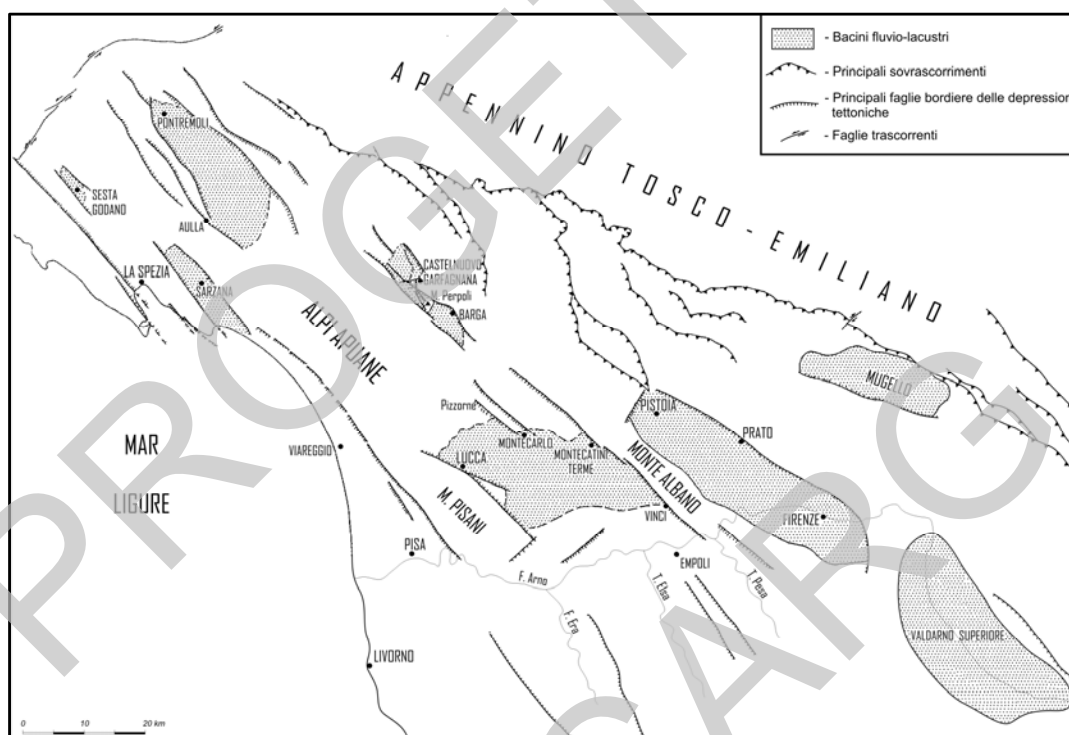


Fig. 5 - Principali bacini neogenici continentali della Toscana nord-occidentale.

## 5. - I DEPOSITI PLIO-PLEISTOCENICI AFFIORANTI NELL'AREA DI LUCCA-MONTECARLO-VINCI

I depositi plio-pleistocenici compresi nell'area di Lucca-Montecarlo-Vinci si sono sedimentati in una depressione tettonica con asse diretto nordovest-sudest, originatasi in regime distensivo, dopo le fasi compressive parossismali che hanno portato alla strutturazione di questo settore dell'Appennino Settentrionale (fig. 5).

Questa depressione, limitata a ovest dai Monti Pisani e a est dalla dorsale del

Monte Albano, che la separa dalla pianura di Firenze-Prato-Pistoia, verso sud prosegue nelle valli dell'Era, dell'Elsa e della Pesa, mentre a nord essa s'interrompe lungo una superficie di discontinuità, distensiva, orientata est-ovest, che in tempi molto recenti, dalla fine del Villafranchiano, ha consentito lo svincolo dell'Altopiano delle Pizzorne in sollevamento dalla Piana di Lucca in subsidenza (fig. 6).

Nella porzione settentrionale di quest'area, compresa nel Foglio Pistoia, affiorano successioni sedimentarie prevalentemente continentali, mentre in quella centrale e meridionale sono presenti anche successioni paraliche e marine. I lavori in cui vengono per la prima volta descritte queste successioni ed individuati i principali elementi tettonici dell'area sono quelli di GHELARDONI *et alii* (1968) e TREVISAN *et alii* (1971a).

GHELARDONI *et alii* (1968), sulla base di dati stratigrafici e strutturali provenienti da sondaggi profondi e dall'interpretazione di linee sismiche sino a qualche chilometro di profondità, ricostruiscono in modo abbastanza esauriente la natura e la geometria del substrato su cui poggiano gli oltre 500 m di sedimenti neogenici, rappresentati da più di 20 m di sedimenti lacustri del Miocene superiore e da quasi 500 m di sedimenti marini del Pliocene. Secondo questi Autori, nell'area di Cerreto Guidi questa successione raggiungerebbe i 2000 m di spessore.

TREVISAN *et alii* (1971a), Autori della carta geologica del Foglio Lucca (scala 1:100.000) e delle relative note illustrative, distinguono un ciclo pliocenico marino ed un ciclo plio-pleistocenico continentale. Il primo ciclo comprende una formazione basale conglomeratica, una potente formazione argillosa (facies piacentiana) e nella parte sommitale una formazione sabbiosa (facies astiana). Nei depositi plio-pleistocenici invece distinguono due cicli lacustri: quello inferiore (I ciclo lacustre) comprende alla base depositi argilloso-limoso-sabbiosi con livelli lignitici e conglomeratici ed al tetto clasti anche grossolani poligenici; il ciclo superiore (II ciclo lacustre) è caratterizzato invece da sedimenti sabbioso-conglomeratici sormontati da depositi fluviali terrazzati.

In seguito MAGALDI *et alii* (1983), NARDI *et alii* (1987), DALLAN (1988), FEDERICI & MAZZANTI (1988), PUCCINELLI (1992), ZANCHETTA *et alii* (1994), ZANCHETTA (1995), CAREDIO *et alii* (1995) e SARTI *et alii* (2001) hanno precisato meglio la stratigrafia di queste successioni, individuato gli elementi strutturali e geomorfologici principali dell'area e delineato il quadro evolutivo. Nonostante ciò restano incertezze sull'età dei sedimenti fluvio-lacustri e di quelli fluviali sovrastanti, a causa degli scarsi dati paleontologici, della discontinuità e delle pessime condizioni degli affioramenti, spesso coperti da sedimenti più recenti e per cause naturali o antropiche.

I depositi continentali villafranchiani cartografati nella depressione di Firenze-Prato-Pistoia sono in genere molto alterati ed affiorano solo sporadicamente, mostrando analogie litostratigrafiche con quelli affioranti nell'area di Lucca-Montecarlo-Vinci. Pertanto, essi non sono stati differenziati da questi ultimi, né in carta né nelle presenti note.

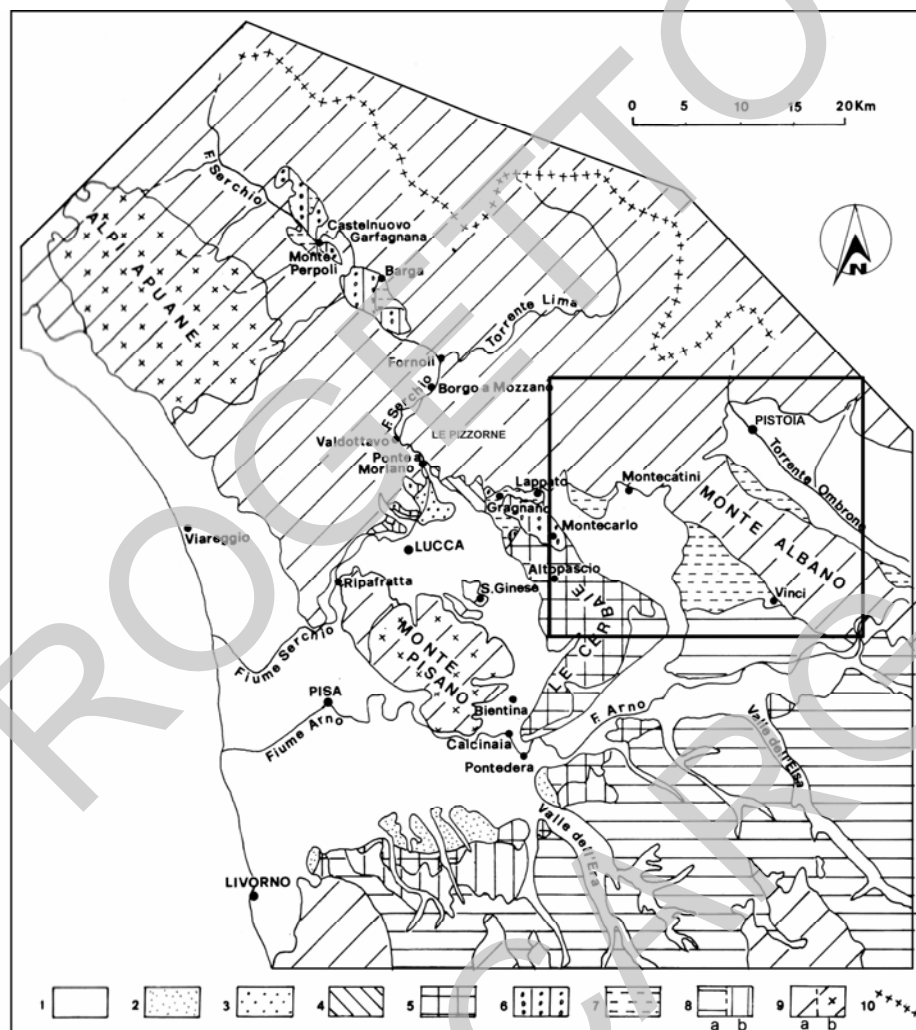


Fig. 6 - Carta geologica schematica della Toscana nord-occidentale (da PUCCINELLI, 1992).

1) Depositi alluvionali; 2) Sabbie di Vicarello (Pleistocene sup.); 3) Ghiaie del Serchio (Würm II); 4) Depositi lacustri e fluvio-lacustri del II ciclo (Pleistocene medio); 5) Conglomerati e sabbie delle Cerbaie (Pleistocene medio); 6) Conglomerati di Montecarlo e depositi fluviali antichi della Garfagnana (Pleistocene inf.-medio); 7) Argille di Marginone-Mastromarco (Villafranchiano medio-sup.); 8) Depositi marini (a: Pliocene inf.-medio; b: Pleistocene inf.); 9) Substrato (a: sedimenti neautoctoni miocenici, Falda Toscana, Unità Liguri s.l.; b: unità metamorfiche delle Alpi Apuane e del Monte Pisano); 10) Spartiacque appenninico.

### 5.1. - ETÀ DEI SEDIMENTI BASALI DEL I CICLO LACUSTRE *AUCTT.* E DEI DEPOSITI FLUVIALI SOVRASTANTI

I pochi dati biostratigrafici disponibili, basati essenzialmente su resti di mammiferi (FUCINI, 1891; MERLA, 1949; RICCIARDI, 1952; TREVISAN *et alii*, 1971a), invertebrati (RISTORI, 1984) e resti pollinici (RICCIARDI, 1952; TREVISAN *et alii*, 1971a), avevano permesso di attribuire i sedimenti del I ciclo lacustre al Villafranchiano superiore. Successivamente questa età è stata messa in discussione da DALLAN (1988), in seguito al ritrovamento di un metacarpo appartenente alla specie *Alephis lyrix* in un sondaggio presso la Fornace di Lappato (margine est del contiguo Foglio 261 Lucca). Sulla base di questo resto e della presenza di gasteropodi e molluschi dulciacquicoli nella parte superiore della successione, DALLAN (1988) attribuiva questo ciclo sedimentario al Rusciniense superiore-Villafranchiano superiore.

Successivamente, ZANCHETTA *et alii* (1994) e ZANCHETTA (1995) hanno attribuito l'Unità di Massarella (correlabile con la Formazione di Marginone-Mastromarco, corrispondente al I ciclo lacustre), affiorante lungo il margine occidentale di Monte Albano e nella porzione meridionale delle Cerbaie, al Villafranchiano (?medio) superiore per la presenza di resti di mammiferi (*Stephanorhinus cf. etruscus*, *Leptobos cf. etruscus*, *Equus cf. stenonis*, *Sus cf. strozzi*) e di molluschi (*Viviparus ampullaceus*, *Negulus villafranchianus*, *Gastrocopta (Vertigopsis) dehemi* e *Leiostyla gottichiki*).

CAREDIO *et alii* (1995) invece, per la presenza di ostracodi d'acqua dolce, laminari bivalvi (*Lymnea bucciniformis*) e gasteropodi (*Viviparus ampullaceus*) di ambiente continentale, hanno attribuito i depositi di tale formazione al Villafranchiano superiore, portando quindi ad escludere un'età più vecchia del Villafranchiano superiore per la Formazione di Marginone-Mastromarco sovrastante i depositi marini del Pliocene inferiore-medio.

Recentemente SARTI *et alii* (2001) hanno attribuito a questa formazione un'età villafranchiana, sebbene non escludano che possa essere compresa tra il Villafranchiano medio ed il Villafranchiano superiore, sulla base degli invertebrati (*Emmericia umbra*, *Melanopsis affinis* e *Theodoxus groyanus*) segnalati da RISTORI (1984) e ritrovati anche da ZANCHETTA (1995) e di associazioni polliniche (tav. 2).

L'attribuzione della Formazione di Marginone-Mastromarco al Villafranchiano medio-superiore è coerente con l'età attribuita all'Unità di Massarella attraverso i resti di micro e macromammiferi segnalati da MARCOLINI *et alii* (2000) nel basso Valdarno (Case Sgherri), riferiti ad un intervallo compreso tra il Villafranchiano medio e la parte bassa del Villafranchiano superiore (quindi tra l'Unità Faunistica di Costa San Giacomo

e quella di Olivola). Il ciclo raggiunge certamente il Villafranchiano superiore, come testimoniato dalle intercalazioni di depositi marini segnalati da ZANCHETTA (1995), che corrispondono alle ingressioni marine che hanno dato luogo alla formazione delle Argille ad *Arctica islandica* affioranti a Montopoli-Montecastello (prov. di Pisa).

Purtroppo per i sovrastanti depositi fluviali (Conglomerati di Montecarlo, Conglomerati delle Cerbaie) o di pendio (Brecce di Lamporecchio) non sono disponibili dati biostratigrafici originali; le età attribuite a queste formazioni si basano quindi essenzialmente su correlazioni litostratigrafiche con formazioni coeve affioranti in aree limitrofe (vedi stratigrafia).

Attribuiti genericamente al Quaternario da TREVISAN *et alii* (1971a), secondo DALLAN (1988) questi depositi sono successivi al Villafranchiano superiore (età delle argille lacustri sottostanti) e anteriori al Pleistocene medio, ovvero ai depositi del ciclo Altopascio-Cerbaie, correlati con le successioni (Conglomerati e sabbie di Casa di Poggio ai Lecci) affioranti in sinistra del F. Arno e caratterizzati dalla presenza di tufiti cineritiche (SQUARCI & TAFFI, 1967), datate al Pleistocene medio (vedi ZANCHETTA, 1995, *cum bibl.*). Sulla base di considerazioni stratigrafiche, ovvero di correlazioni tra i depositi fluviali sovrastanti la Formazione di Marginone-Mastromarco ed i depositi Pleistocenici marini e continentali affioranti in sinistra del F. Arno (Montopoli e Montecastello), ZANCHETTA (1995) attribuisce al Pleistocene medio i Conglomerati delle Cerbaie ed al Pleistocene inferiore-Pleistocene medio i sottostanti Conglomerati di Montecarlo.

PROGETTO

CARG



### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino Settentrionale è una catena a falde di ricoprimento (*thrust-fold-belt*), costituita da più unità tettoniche deformate e strutturate durante la collisione tra la Placca Europea e quella Africana (Cretacico superiore-Eocene medio) e la successiva migrazione est-vergente del fronte di compressione (Eocene superiore-Pleistocene). Con la chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese e la conseguente collisione continentale, le Unità Liguri Interne si accavallano sulle Unità Liguri Esterne. Al procedere della tettonogenesi appenninica (verso i quadranti orientali) le Unità Liguri si accavallano sulle unità tettoniche più esterne ovvero sulle Unità Subliguri, Toscane ed Umbro-Marchigiane, mentre il margine tirrenico è interessato da una tettonica distensiva a cui è legata l'apertura dei bacini neogenici marini e continentali (fig. 7).

#### 1. - UNITÀ TETTONICHE

Nell'area del Foglio Pistoia le unità tettoniche affioranti, frutto della tettonica compressiva, elencate in ordine di successione geometrica dall'alto verso il basso, sono: l'Unità tettonica Ottone e l'Unità tettonica Morello (Unità Liguri Esterne), l'Unità tettonica Cervarola e l'Unità tettonica della Falda Toscana (Unità Toscane). Queste unità sono state poi interessate dalla tettonica distensiva neogenica, durante la quale nelle depressioni tettoniche si sono formati bacini sedimentari plio-quadernari.

In questi bacini giacciono, discordanti sulle unità tettoniche sopra elencate, le successioni clastiche marine e continentali, affioranti ad est del Monte Albano, tra Poggio a Caiano (fuori carta a est) e Pistoia, tra Monte Albano e il Fiume Arno (fuori carta a sud), al margine nord-orientale delle Cerbaie e presso il margine meridionale dell'Appennino Pistoiese (Pescia-Montecatini Terme). In particolare, nell'area rilevata affiorano le successioni del bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci e di Firenze-Prato-Pistoia, i sovrastanti depositi fluviali (Conglomerati di Montecarlo, Conglomerati delle Cerbaie) e, in un'area molto limitata a sud di Lamporecchio, parte dei depositi marini del Pliocene inferiore-medio (Sabbie di Sant'Ansano) appartenenti al bacino dell'Elsa.

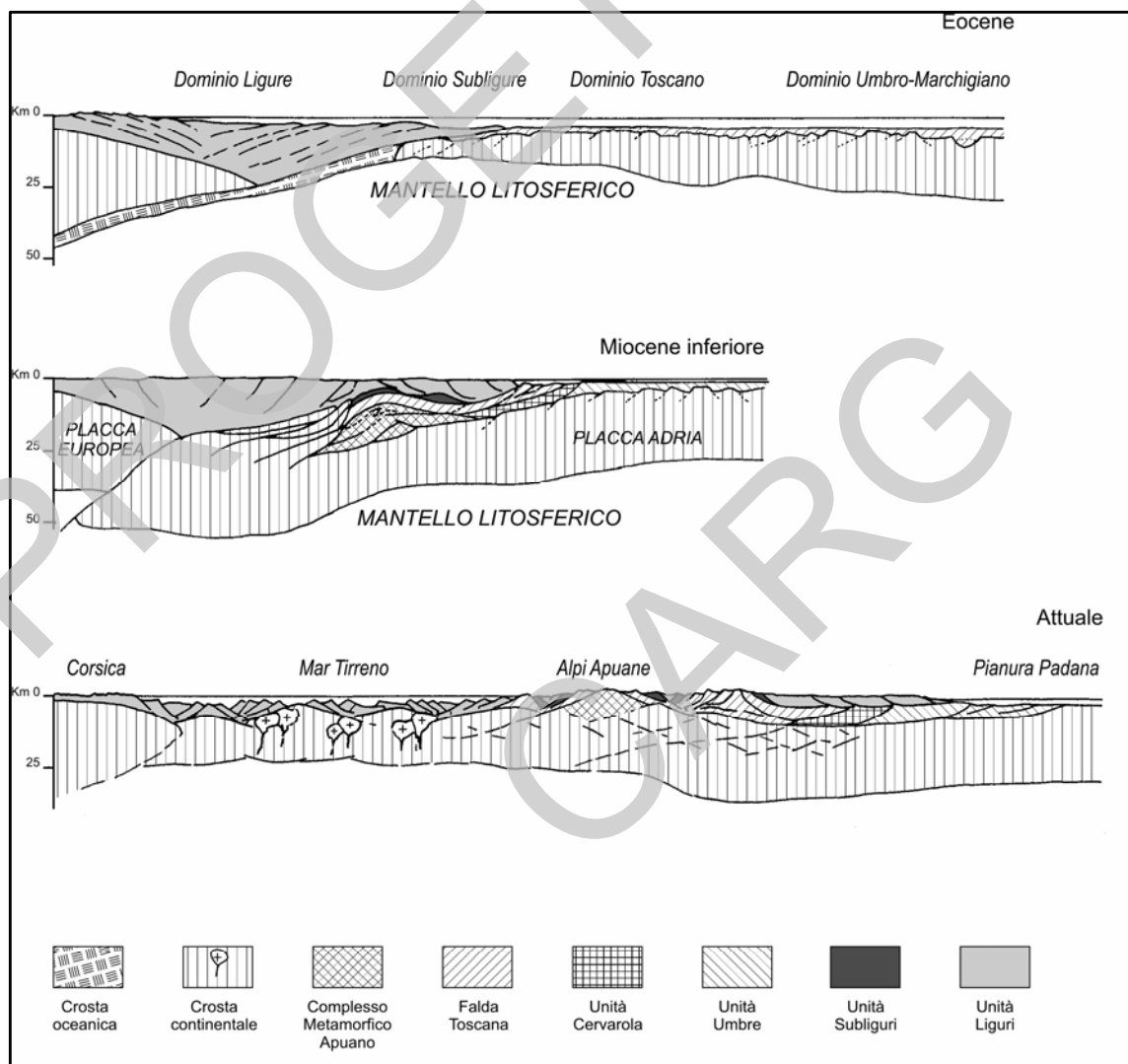


Fig. 7 – Schema dell'evoluzione tettonica dell' Appennino Settentrionale da CARMIGNANI et alii (1994, modificato).

### 1.1. - UNITÀ TETTONICA OTTONE

Nell'Appennino Ligure, dove affiora in maniera continua e con notevoli spessori, questa unità è costituita da potenti successioni calcareo-marnose appartenenti alla formazione del Flysch di Ottone (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) e da depositi clastici grossolani, presenti alla base (Complesso di Casanova) oppure intercalati nelle sequenze torbiditiche calcareo-marnose (Argilliti di Monte Veri, cfr. Complesso di Monte Veri MVE).

Nel Foglio 262 Pistoia l'Unità tettonica Ottone, affiorante sui rilievi ad est di Montevettolini e segnalata qui per la prima volta, è rappresentata solo da lembi disarticolati di torbiditi calcareo-marnose (Flysch di Ottone) e da successioni argilloso-calcaree scompaginate (*debris flows* e *slumps*), presumibilmente riferibili, per la loro posizione stratigrafica, al membro delle Argilliti di Monte Veri, intercalato all'interno del Flysch di Ottone. Purtroppo le cattive esposizioni e la discontinuità dei limitati affioramenti impediscono di tracciare con sicurezza i limiti stratigrafici e di descrivere dettagliatamente le successioni affioranti.

### 1.2. - UNITÀ TETTONICA MORELLO

All'Unità tettonica Morello, segnalata in quest'area, tra gli altri, anche da BORTOLOTTI (1983; 1992), vengono attribuite successioni sedimentarie caratterizzate da un complesso basale argilloso-calcareo del Cretacico (Formazione di Sillano), a cui si intercalano torbiditi silicoclastiche del Cretacico superiore (Pietraforte), ed una spessa successione torbiditica calcareo-marnosa del Paleocene-Eocene superiore (Formazione di Monte Morello). Pur a fronte di sintesi geologiche e di pregevoli studi sull'Unità tettonica Morello, ormai unanimemente riconosciuta come appartenente alle Unità Liguri Esterne, mancano però studi di dettaglio sulle varie formazioni dell'unità, che spesso affiorano in maniera discontinua e generalmente presentano un alto grado di tettonizzazione. Conseguentemente è spesso difficile interpretare i rapporti tra le formazioni dell'Unità tettonica Morello e le relazioni tra le unità sotto e sovrastanti. Questa difficoltà è spesso esaltata dalla mancanza di precisi vincoli stratigrafici e dalla scarsa disponibilità di dati biostratigrafici, spesso incompleti o puntuali. Nel Foglio Pistoia quest'unità, affiorante prevalentemente sul versante orientale del Monte Albano ed a nord-est di Pistoia, è tettonicamente interposta tra l'Unità tettonica Cervarola e l'Unità tettonica della Falda Toscana.

### 1.3. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Come già accennato, nel Foglio 262 l'Unità tettonica della Falda Toscana è prevalentemente rappresentata dalle torbiditi silicoclastiche oligo-mioceniche del Macigno e molto limitatamente dalla successione calcareo-siliceo-marnosa del Giurassico inferiore-Cretacico inferiore e dalla sovrastante successione pelitico-calcarea del Cretacico inferiore-Oligocene. La successione calcareo-siliceo-marnosa affiora, con estensione e spessori limitati, soprattutto a Montecatini Terme, Monsummano Terme e Marliana.

Questa unità, che in altre aree dell'Appennino settentrionale (Val di Serchio e Val di Lima) è più spessa e completa (vedi cenni storici), comprende successioni sedimentarie non metamorfiche costituite da:

- depositi di piattaforma carbonatica del Triassico superiore-Giurassico inferiore (Calcare massiccio);
- depositi calcareo-siliceo-marnosi emipelagici e pelagici del Giurassico inferiore-Cretacico inferiore (Calcarei ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcare selcifero di Limano, Calcarei e marne a Posidonia, Calcare selcifero della Val di Lima, Diaspri e Maiolica);
- successioni pelitiche e pelitico-calcaree bacinali e di rampa del Cretacico inferiore-Oligocene (Scaglia toscana) con intercalazioni di carbonati pelagici (Calcarei di Puglianella), di risedimenti prevalentemente carbonatici grossolani (membro delle Calcareniti di Montegrossi) o talora molto grossolani (Brecce calcareo-silicee);
- torbiditi arenacee e arenaceo-pelitiche (Macigno e Arenarie di Monte Modino).

### 1.4. - UNITÀ TETTONICA CERVAROLA

Nell'area di questo Foglio l'Unità tettonica Cervarola, affiorante a nord-est di Pistoia, è rappresentata solo dalle Arenarie di Monte Cervarola, mentre in altre aree dell'Appennino Settentrionale (vedi cenni storici) essa è caratterizzata alla base da emipelagiti di scarpata (Marne di Civago) e quindi da depositi di transizione tra depositi di scarpata e depositi bacinali (parte bassa della Formazione di Serpiano), che passano con un contatto stratigrafico (che può essere sia concordante che discordante) a torbiditi silicoclastiche bacinali (parte alta della Formazione di Serpiano e sovrastanti Arenarie di Monte Cervarola). Quest'unità è interposta tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Morello.

## 2. - DOMINI PALEOGEOGRAFICI

Com'è noto, le caratteristiche delle successioni sedimentarie, appartenenti alle varie unità tettoniche descritte, riflettono l'evoluzione geodinamica del margine occidentale del Promontorio dell'Adria (Dominio Toscano in posizione più esterna e Dominio Subligure in posizione più interna) e dell'area di transizione (Dominio Ligure Esterno) tra crosta continentale e crosta oceanica del margine meridionale della Tetide. Di seguito vengono descritti i principali domini paleogeografici riconosciuti nell'Appennino Settentrionale (dall'interno verso l'esterno) e l'evoluzione tettono-sedimentaria delle successioni in essi deposte. Al fine di delineare un quadro sintetico e sufficientemente chiaro, verranno descritti anche il Dominio Ligure Interno e quello Subligure, sebbene le successioni sedimentarie di loro pertinenza non affiorino in questo Foglio.

Bisogna sottolineare che, nonostante alcune differenze, la posizione reciproca assegnata a questi domini è abbastanza coerente nelle ricostruzioni paleogeografiche suggerite dai diversi Autori, ad eccezione delle unità tettoniche Morello e Modino (vedi cenni storici). Le differenze esistenti tra le diverse ricostruzioni paleogeografiche riguardano soprattutto il tipo di crosta su cui le successioni sedimentarie attribuite a queste unità si sono deposte ed i modelli geodinamici proposti per spiegare la posizione tettonica occupata attualmente dalle diverse unità.

### 2.1. - DOMINIO LIGURE INTERNO

Esso s'individua nel Giurassico medio, tra la Placca Europea e la Placca Adria, con l'apertura dell'oceano ligure-piemontese e la messa in posto di crosta oceanica; successivamente è interessato da espansione e subsidenza termica fino al Cretacico inferiore. Nel Cretacico superiore, con l'inizio della subduzione intraoceanica, la sua estensione si riduce progressivamente fino alla chiusura definitiva nel Paleocene basale.

### 2.2. - DOMINIO LIGURE ESTERNO

Posizionato in un'area di raccordo tra il margine oceanico della Tetide e quello continentale della Placca Adria, il Dominio Ligure Esterno è costituito da crosta continentale assottigliata, con caratteristiche oceaniche almeno per la sua porzione più interna (MARRONI *et alii*, 2002). L'evoluzione tettono-sedimentaria delle successioni appartenenti alle Liguridi Esterne è messa in relazione alla

subduzione intraoceanica ed alle successive fasi compressive che, nell'Eocene medio, portano alla deformazione e strutturazione della paleocatena appenninica.

In particolare, le caratteristiche litostratigrafiche dell'Unità tettonica Ottone ed i suoi rapporti con le altre unità tettoniche suggeriscono di localizzarla in un settore interno del Dominio Ligure Esterno (MARRONI *et alii*, 1992). Al contrario, come già accennato (vedi cenni storici), la posizione assegnata all'Unità tettonica Morello è indicativa, anche perché non è ancora noto il tipo di crosta (oceanica o continentale) su cui le successioni attribuite ad essa si sono sedimentate. Comunque, nei pochi lavori in cui viene discussa la sua posizione paleogeografica essa viene generalmente localizzata nei settori esterni del Dominio Ligure Esterno (BORTOLOTTI, 1992).

### 2.3. - DOMINIO SUBLIGURE

Sulla base delle relazioni geometriche esistenti tra l'Unità tettonica Canetolo e le unità tettoniche sottostanti (Unità Toscane) e sovrastanti (Unità Liguri), la maggior parte degli Autori localizza l'area di sedimentazione delle successioni attribuite a questa unità in un dominio intermedio tra quello Ligure e quello Toscano, presumibilmente caratterizzato da crosta continentale.

### 2.4. - DOMINIO TOSCANO

Questo dominio è localizzato su crosta continentale e si è individuato nel Triassico medio in seguito alla frammentazione della Pangea. La sua evoluzione geodinamica è legata alle fasi distensive mesozoiche che hanno interessato il margine settentrionale di Gondwana, ovvero del margine continentale passivo della Placca Adria, e alle fasi compressive che hanno portato alla chiusura della Tetide ed alla migrazione del sistema catena-avanfossa, legate alla evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale durante il Terziario.

In questo quadro paleogeografico, per alcuni Autori le successioni silicoclastiche appartenenti all'Unità tettonica Cervarola rappresentano (almeno per la parte più interna) l'espressione sedimentaria di un bacino tettonicamente attivo (bacino di *thrust-top*) posto sul fronte in compressione della paleocatena, in avanzamento verso i quadranti orientali (MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI, 1992; LABAUME, 1992; COSTA *et alii*, 1998; PLESI, 2002). Altri Autori invece attribuiscono le successioni torbiditiche dell'Unità tettonica Cervarola ai depositi dell'avanfossa (burdigaliano-langhiana) nord-appenninica esterna e

successiva all'avanfossa (chattiano-aquitana) del Macigno e delle Arenarie di Monte Modino (BRUNI & PANDELI, 1980; CATANZARITI *et alii*, 2002).

### 3. - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

Durante le fasi iniziali di apertura della Tetide occidentale (Triassico medio-superiore), il Dominio Toscano è caratterizzato da una sedimentazione prima fluviale e poi costiera (Formazione del Verrucano), che nel Triassico superiore-Giurassico inferiore evolve ad una sedimentazione evaporitica e/o carbonatica di piattaforma (Gessi di Sassalbo, Calcare cavernoso, Calcari a *Rhaetavicula contorta* e Calcare massiccio). Nel Giurassico inferiore e medio, a causa della tettonica distensiva, la piattaforma carbonatica si frammenta e la sedimentazione, calcareo-siliceo-marnosa emipelagica e pelagica (Calcari ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcare selcifero di Limano e Calcari e marne a Posidonia) è controllata dalla subsidenza differenziale tra i vari blocchi. Questo porta allo sviluppo di successioni sedimentarie tra loro anche molto diverse sia per tipo di deposito, che per spessori (vedi cenni storici). In alcuni settori infatti si accumulano successioni condensate e lacunose (“serie ridotta” *Auctt.*).

Nel Giurassico medio-superiore la sedimentazione silicea pelagica profonda è ubiquitaria sia su crosta oceanica (Diaspri di Monte Alpe dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia) che su crosta continentale (Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana). Al passaggio Giurassico-Cretacico la sedimentazione pelagica diventa prima francamente carbonatica (Calcari a calpionelle dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia, corrispondente alla Maiolica dell'Unità tettonica della Falda Toscana) e successivamente, nel Cretacico inferiore, sempre più pelitica nel Dominio Ligure ed in quello Toscano (Argille a palombini dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia e Scaglia toscana dell'Unità tettonica della Falda Toscana). Nel Cretacico superiore, con l'inizio della chiusura dell'oceano ligure-piemontese, la sedimentazione si differenzia notevolmente sia nei diversi domini, sia al loro interno. Nel Dominio Ligure Interno inizia una sedimentazione silicoclastica di fossa (Scisti della Val Lavagna ed Arenarie di Monte Gottero), che termina nel Paleocene basale con la messa in posto di depositi clastici grossolani di scarpata (Argilliti di Giaiette o Scisti del Bocco). Nel Dominio Ligure Esterno, invece, le successioni del Cretacico superiore sono caratterizzate da ofioliti risedimentate nella porzione più interna (sedimenti basali dell'Unità tettonica Ottone e dell'Unità tettonica Caio) e da depositi silicoclastici (Arenarie di Ostia e Arenarie di Scabiazza), anche grossolani (Conglomerati dei Salti del Diavolo) con elementi cristallini (in granuli e in clasti) di provenienza austroalpina, nella porzione più esterna

(MARRONI *et alii*, 2002). Successivamente la sedimentazione torbiditica calcareo-marnosa (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) diventa ubiquitaria in tutto il Dominio Ligure Esterno e persiste fino all'Eocene medio.

Nel Dominio Subligure la sedimentazione delle successioni argillitico-calcaree (Argille e Calcari di Canetolo) e delle torbiditi calcareo-marnose (Calcari di Groppo del Vescovo) è legata alle fasi di chiusura di questo settore della Tetide che termina con la collisione continentale tra la Placca Europea e la Placca Africana. La sovrastante sedimentazione silicoclastica dell'Oligo-Miocene (Arenarie di Ponte Bratica ed Arenarie di Petriagnacola), invece, è legata alla migrazione verso i quadranti orientali del fronte compressivo e dell'antistante avanfossa.

Nel Dominio Toscano, dal Cretacico superiore all'Oligocene, la sedimentazione bacinale prevalentemente pelitica (Scaglia toscana) è caratterizzata da significative variazioni di facies e di spessore, con la messa in posto di successioni pelitiche e pelitico-calcaree, calcaree (Formazione di Puglianella *Auctt.*), torbiditico-calcaree, talora molto grossolane (Nummulitico *Auctt.*) o clastiche (Brecce Cenomaniane *Auctt.*). Nell'Oligocene, con lo sviluppo dell'avanfossa appenninica, la sedimentazione di rampa (Scaglia toscana) evolve ad una sedimentazione torbiditica silicoclastica (Macigno e Arenarie di Monte Modino) che continua fino al Miocene inferiore.

Infine, il bacino di sedimentazione delle successioni attribuite all'Unità tettonica Cervarola viene localizzato da alcuni Autori sul fronte compressivo della paleocatena in avanzamento verso i quadranti orientali (PLESI, 2002, *cum bibl.*), mentre per altri Autori la successione torbiditica di questa unità si sarebbe deposta nell'avanfossa nord-appenninica (BRUNI & PANDELI, 1980; CATANZARITI *et alii*, 2002).

### 3.1. - EVOLUZIONE SEDIMENTARIA DELL'AREA DI LUCCA-MONTECARLO-VINCI DURANTE IL PLIO-PLEISTOCENE

Per quanto riportato nei cenni storici, risulta evidente che la ricostruzione dell'evoluzione sedimentaria dei depositi continentali del bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci è certamente condizionata dall'età attribuibile alle successioni affioranti nell'area, che, come abbiamo visto, è ancora assai controversa.

In base ai dati di TREVISAN *et alii* (1971a), per FEDERICI & MAZZANTI (1988) nel Pliocene inferiore tutta l'area è caratterizzata da una sedimentazione marina, che nel Pliocene medio s'interrompe per una regressione regionale ed una successiva emersione. Nel Pleistocene inferiore, in seguito ad una accentuata subsidenza, s'instaura una sedimentazione continentale



prevalentemente pelitica, anche se non mancano nella porzione superiore intervalli conglomeratici, a luoghi grossolani. Questa successione si chiude con un abbondante apporto detritico (Conglomerati di Montecarlo) da parte di torrenti provenienti da ovest (Monti Pisani) e da nord (Valle del Serchio) discordante sui sedimenti sottostanti.

Secondo PUCCINELLI (1992), sulla base dell'età del metacarpo di *Alephis lyrix* ritrovato da DALLAN (1988) nella formazione basale del I ciclo lacustre, nell'ampia depressione che dalla Val d'Era-Val d'Elsa a sud si prosegue fino a Lucca, si distinguono due diversi tipi di sedimentazione: una continentale a nord, compresa all'incirca tra Lucca-Montecarlo-Vinci, di età Rusciniano superiore-Villafranchiano medio/superiore, ed una marino-salmastra a sud, molto estesa ed affiorante nelle valli degli affluenti di sinistra del medio-basso corso dell'Arno e del Cecina, del Pliocene inferiore e medio. Questi due bacini sarebbero divisi da un'ipotetica linea di lidi, compresi all'incirca tra S. Ginese e Vinci, le cui evidenze geologiche potrebbero essere state obliterate da eventi successivi (fig. 8). Secondo PUCCINELLI (1992), i sedimenti lacustri poggiano quindi su un substrato costituito ora dall'Unità tettonica della Falda Toscana, ora dalle Unità Metamorfiche del Monte Pisano, ora dalle Unità Liguri.

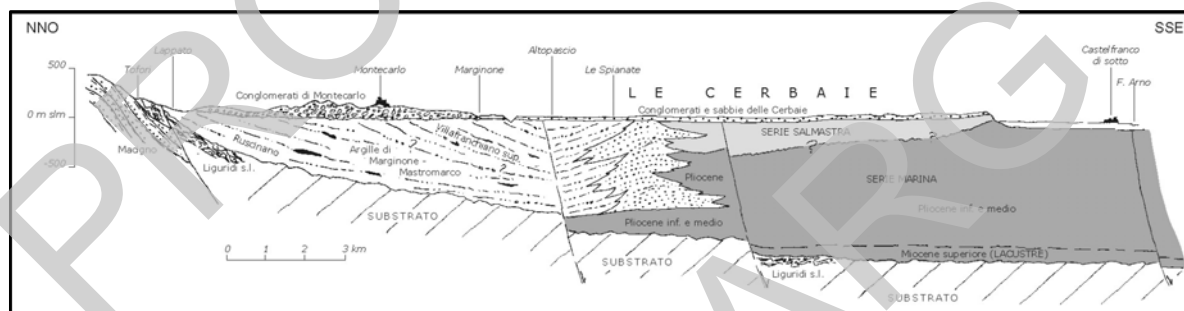


Fig. 8 - Sezione geologica interpretativa attraverso le Cerbaie (da DALLAN, 1988).

Nel Villafranchiano medio, nel bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci continua la sedimentazione lacustre con frequenti apporti grossolani da ovest e da nord, mentre nel bacino marino dell'Elsa e dell'Era la sedimentazione marina termina e tutta l'area è interessata da una generale emersione e da una successiva erosione. Nel Villafranchiano superiore il lago si sta colmando con apporti ormai esclusivamente detritici di grosse dimensioni e la creazione di estesi coni di deiezione, da mettere in relazione al sollevamento più accentuato e quasi parossistico dei Monti Pisani a ovest e delle Pizzorne a nord. Nella parte terminale del Villafranchiano superiore (dubitativamente corrispondente ad un Pleistocene inferiore molto alto) il lago è ormai colmato e s'individua, secondo una superficie erosiva, il deposito alluvionale dei Conglomerati di Montecarlo.

Nel Pleistocene medio nella zona di Altopascio-Cerbaie si sviluppa un

importante ciclo fluviale con limitati episodi lacustri, la cui superficie erosiva basale interessa sia i depositi lacustri, sia i Conglomerati di Montecarlo, sia i depositi marini più meridionali. Questo episodio non coinvolge la Piana di Lucca propriamente detta, dove invece s'impone un nuovo e limitato bacino lacustre (II ciclo lacustre di *TREVISAN et alii*, 1971a). Allo stesso intervallo di tempo è da attribuire il definitivo sollevamento delle Pizzorne (*BARTOLINI et alii*, 1983; *BARTOLINI et alii*, 1984; *BARTOLINI & NISHIWAKI*, 1985), che ha obbligato il Serchio a cercarsi un nuovo corso, probabilmente molto simile all'attuale.

*CAREDIO et alii* (1995) escludono l'esistenza dei due bacini, lacustre e marino-salmastro, pressoché coevi, ipotizzati da *PUCCINELLI* (1992) e riconoscono, al di sopra di sedimenti francamente marini (Argille e sabbie di Cerreto Guidi) e di transizione (Sabbie di Sant'Ansano e Argille limoso-torbose di Toiano) del Pliocene inferiore-medio (non affioranti in questo Foglio, ma più a sud nel limitrofo Foglio 274 Empoli), una successione continentale distale (Argille e sabbie di Mastromarco) ed una prossimale (Conglomerati di Vinci) del Villafranchiano superiore. Essi distinguono inoltre, sui versanti della dorsale di Monte Albano al di sopra dei Conglomerati di Vinci, delle breccie di pendio (Breccie di Casa Vetralla, corrispondenti alle Breccie di Lamporecchio), originatesi probabilmente nel Pleistocene medio per effetto del sollevamento della dorsale stessa. *CAREDIO et alii* (1995) escludono quindi un'età più vecchia del Villafranchiano superiore per i sedimenti lacustri, ponendoli direttamente sopra ai depositi marini del Pliocene inferiore-medio.

Per quanto riguarda la zona sud-occidentale del Foglio l'interpretazione di *CAREDIO et alii* (1995) è ampiamente condivisa, seppure con i dovuti aggiornamenti, come si può vedere dalla fig. 9, dove sono schematizzati i rapporti stratigrafici tra il substrato e i depositi marini e continentali.

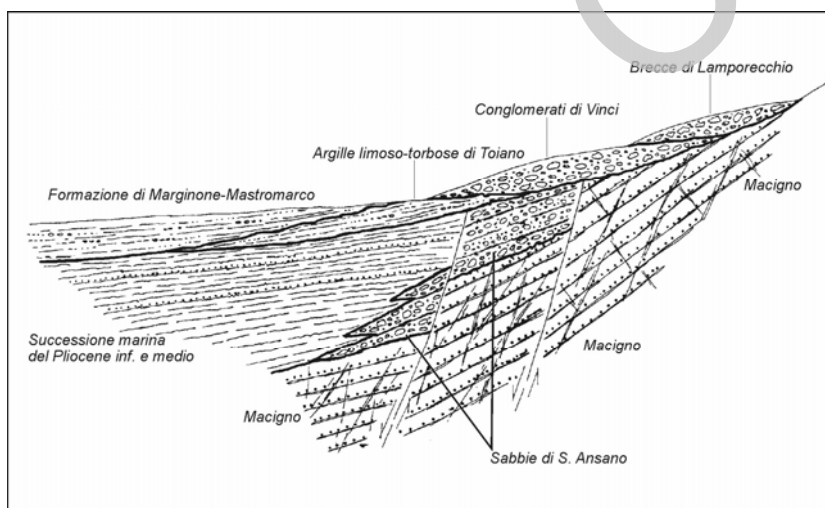


Fig. 9 - Schema dei rapporti stratigrafici tra i depositi marini e quelli continentali nell'area a sud-ovest di Monte Albano.

### 3.2. - EVOLUZIONE PLIO-PLEISTOCENICA DELLA PIANURA DI FIRENZE-PRATO-PISTOIA

Per la ricostruzione evolutiva della pianura si fa riferimento a DAINELLI (1936), il cui il modello non ha subito sostanziali modificazioni: nella depressione tettonica, limitata da faglie di tipo listrico e con la faglia maestra disposta sul fianco nord-orientale e immergente verso sud-ovest, si è instaurato un lago la cui estinzione è avvenuta in parte (zona fiorentina) per svuotamento delle acque e in parte (zona Prato-Pistoia) per colmamento del lago. Secondo quest'ipotesi, confermata poi da successivi studi (CAPECCHI *et alii*, 1976), la parte sud-orientale del bacino, presso Firenze, avrebbe subito un sollevamento maggiore di quella nord-occidentale, presso Pistoia, con conseguente svuotamento attraverso la stretta della Gonfolina. Più in dettaglio l'evoluzione del bacino di Firenze-Prato-Pistoia può essere così sintetizzata:

- all'inizio nel bacino lacustre si sedimentano i materiali portati dai vari emissari;
- quando il lago non è ancora colmato, a causa di un sollevamento differenziato, la conca di Firenze si svuota in quella di Prato-Pistoia, dove la sedimentazione lacustre continua fino al riempimento;
- nell'intera pianura di Firenze-Prato-Pistoia si sviluppa un reticolo idrografico con vertice nella zona di Signa e si susseguono fasi di prosciugamento e di impaludamento conseguenti al sollevamento della dorsale di Monte Albano e all'erosione del F. Arno alla Gonfolina.

Di conseguenza, nell'evoluzione sedimentaria del bacino non si riesce a distinguere una fase francamente lacustre da una esclusivamente fluviale, poiché probabilmente i due ambienti si sono avvicinati nell'alternare prevalere della subsidenza e dell'apporto detritico.

### 3.3. - EVOLUZIONE STORICA DEL PADULE DI FUCECCHIO

Per comprendere meglio la genesi e la distribuzione dei depositi presenti nell'area del Padule di Fucecchio, è utile ricapitolarne brevemente l'evoluzione storica, che nei secoli ha dato luogo a un ambiente peculiare, di grande rilevanza naturalistica e culturale. La lunga e complessa storia del Padule, qui solo riassunta, è documentata da numerosi studi e testimonianze, fra cui si ricordano quelli di TARGIONI TOZZETTI (1761), MOROZZI (1784), REPETTI (1841), CLIVE (1898), PROSPERI (1995), ISTITUTO "A. CHECCHI" (2001), GRAZI (2004), CONSORZIO DI BONIFICA PADULE DI FUCECCHIO (2004).

Le prime notizie storiche sull'esistenza dell'area paludosa risalgono al IX

secolo. Al secolo XIII risalgono invece i primi interventi di bonifica per colmata, volta a ottenere terre per le pratiche agricole. Già allora si contrapponevano però interessi diversi, tra chi voleva mantenere un'area allagata e favorire la fauna ittica e la pesca e chi invece mirava a debellare la malaria, acquisire nuovi spazi agricoli e migliorare le condizioni di vita. Fu probabilmente l'inizio di un lungo periodo, in cui si alternarono fasi di impaludamento e fasi di bonifica, a seconda dell'interesse dominante. Comunque, fino alla prima metà del XV secolo sembrò prevalere l'azione di bonifica, quando, nel 1435, si favorì la formazione del Lago Nuovo, per sfruttare le risorse ittiche e per disporre di una difesa militare naturale.

Nel 1515 vi fu una nuova inversione di tendenza, con il progetto di prosciugare quasi totalmente il lago. Ma nel 1550 Cosimo I de' Medici volle che nuovamente si riformasse il lago, sbarrando l'alveo del suo emissario. Fu in quel periodo che la malaria divenne endemica e 12 epidemie segnarono i due secoli successivi. Comunque, già verso la fine del XVI secolo i Granduchi Francesco I e Ferdinando I attuarono varie opere di colmata, riducendo l'area allagata e incrementando le coltivazioni. Iniziò così a formarsi e consolidarsi un vasto e fiorente patrimonio agrario, con organizzazione di tipo poderale e sviluppo di molteplici attività agricole, di caccia e pesca, artigianali e di trasformazione delle risorse. Si aggiunsero poi la raccolta e l'utilizzo delle erbe palustri, la lavorazione nei mulini e nei frantoi e l'allevamento, come quello del baco da seta, organizzato e controllato dai Medici.

Le opere legate alla bonifica proseguirono anche nei secoli successivi con l'istituzione di diversi consorzi per curare la manutenzione delle opere idrauliche, la cui evoluzione ha portato poi all'attuale Consorzio di Bonifica. Furono eseguiti ancora molti lavori di regimazione delle acque e di manutenzione di canali, di argini, di strade e di cateratte, volte a impedire il riflusso delle acque dell'Arno nell'area del Padule.

Verso la fine del XIX secolo, vari provvedimenti normativi dettero nuovi impulsi alle bonifiche, con l'obiettivo di combattere la malaria, risanare l'ambiente ed estendere le aree agricole. Si giunse così ai primi decenni del XX secolo, in cui si dette avvio anche al complesso lavoro di prosciugamento del lago di Sesto o di Bientina (a occidente del pianalto delle Cerbaie), che fu terminato nei primi anni del Regno d'Italia. Da allora la bassa Val di Nievole assunse l'aspetto di pianura agricola, con al centro la vasta area umida del Padule di Fucecchio, che la caratterizza tuttora.

Vari progetti, per lo più rimasti inattuati, cercarono di realizzare uno scolo ininterrotto delle acque, evitando le cateratte, assai onerose e incanalando le acque direttamente verso il mare. A partire dagli anni '20 si attuarono opere di sistemazione e apertura di canali per favorire il flusso delle acque, segnando il

definitivo approdo alla “bonifica integrale”, per consentire l’autarchia nella produzione agricola e sviluppare la colonizzazione interna. Nonostante ciò, negli anni ‘70 il Padule mostrava ancora difficoltà di scolo e i terreni marginali, frequentemente sommersi, non potevano offrire colture qualificate. Si presentava inoltre pesantemente il problema dell’inquinamento, dovuto sia allo sviluppo industriale e artigianale lungo i corsi d’acqua sfocianti nel Padule, sia allo sviluppo turistico. Non tutti i problemi sembrano aver trovato una soluzione definitiva, come si vedrà anche nel capitolo dedicato all’inquinamento idrico delle pianure.

PROGETTO  
CARGO

PROGETTO

CARG

#### IV - STRATIGRAFIA

Le unità tettoniche affioranti nel Foglio 262 Pistoia sono, dall'alto verso il basso: l'Unità tettonica Ottone, l'Unità tettonica Morello, l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Cervarola. Discordanti sopra queste unità si trovano i depositi marini del bacino dell'Elsa-Pesa-Cerreto Guidi, i depositi continentali dei bacini di Lucca-Montecarlo-Vinci e Firenze-Prato Pistoia, quelli delle Cerbaie e di Monte Albano e i depositi quaternari (tav. 3).

L'Unità tettonica Ottone comprende le tipiche torbiditi calcareo-marnose del Flysch di Ottone, a cui s'intercalano depositi clastici grossolani; l'Unità tettonica Morello include sia le successioni argilloso-calcaree della Formazione di Sillano che le torbiditi calcareo-marnose della Formazione di Monte Morello; l'Unità tettonica della Falda Toscana comprende una successione mesozoica poco potente ed una spessa successione terziaria prevalentemente rappresentata dalle torbiditi oligomioceniche del Macigno e delle Arenarie di Monte Modino; l'Unità tettonica Cervarola è rappresentata solo da depositi silicoclastici delle Arenarie di Monte Cervarola (tav. 4).

L'elenco dei fossili e le scale biostratigrafiche adottate nella stratigrafia sono riportati in appendice.

##### 1. - DOMINIO LIGURE ESTERNO

In questo Foglio il Dominio Ligure Esterno è rappresentato dall'Unità tettonica Ottone e dall'Unità tettonica Morello. L'Unità tettonica Ottone è

prevalentemente costituita da lembi discontinui di torbiditi calcareo-marnose a cui si intercalano depositi clastici grossolani (cfr. Complesso di Monte Veri MVE). L'Unità tettonica Morello comprende invece affioramenti piuttosto estesi, sebbene in parte discontinui, della Formazione di Sillano e della Formazione di Monte Morello.

### 1.1. - UNITÀ TETTONICA OTTONE

Quest'unità, affiorante ad est di Montevettolini, è costituita da torbiditi calcareo-marnose con strati da spessi a molto spessi, a cui si intercalano paraconglomerati e lembi scompaginati di successioni argilloso-calcaree. In altre aree dell'Appennino quest'unità è caratterizzata dalle potenti successioni calcareo-marnose del Flysch di Ottone (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) e dai depositi clastici sottostanti (Complesso di Casanova), costituiti da successioni spesso molto deformate (*mélange*) riferibili alle ofioliti (serpentiniti, gabbri e basalti) ed alla loro copertura sedimentaria (Diaspri di Monte Alpe, Calcari a calpionelle, Argille a palombini). Purtroppo gli affioramenti in questo Foglio sono pochi e discontinui e le esposizioni pessime; nonostante ciò le caratteristiche litostratigrafiche di queste successioni permettono di riferire le torbiditi calcareo-marnose al Flysch di Ottone. I paraconglomerati presenti come intercalazioni nel Flysch di Ottone sono stati riferiti alle Argilliti di Monte Veri (cfr. Complesso di Monte Veri MVE), in analogia a quanto si può osservare, fra le altre, nell'area del Foglio 233 Pontremoli, dove le Argilliti di Monte Veri sovrastano le prime torbiditi calcareo-marnose, che segnano l'inizio della sedimentazione del Flysch di Ottone e si trovano intercalate anche in livelli superiori della formazione (PUCCINELLI *et alii*, 2008a).

#### 1.1.1. - *Flysch di Ottone* (OTO)

Sinonimie:

Calcari di Ottone (MAXWELL, 1962)

Flysch calcareo-marnoso (TREVISAN *et alii*, 1971a)

La formazione, che affiora sporadicamente e senza continuità, è costituita da torbiditi calcareo-marnose di colore grigio o biancastro, con colori d'alterazione grigio cenere o ocre, a cui s'intercalano sottili strati di argilliti calcaree e marne argillose; alle torbiditi s'intercalano anche depositi argillitico-calcarei, in cui sono inclusi clasti e blocchi silicei, paraconglomerati e pacchi di strati. Queste intercalazioni, riferite al membro delle Argilliti di Monte Veri (OTO<sub>1</sub>) (cfr.



Complesso di Monte Veri MVE), sono generalmente spesse da pochi metri a una ventina di metri e sono rappresentate da argilliti scagliose grigio-verdi con un colore di alterazione marrone-chiaro od ocre e da porzioni (da decimetriche a metriche) di strati deformati di calciluti silicee grigie o grigio-chiare al taglio, di colore ocre sulle superfici alterate, in strati da medi a spessi (fino ad 1 m). I paraconglomerati sono costituiti da clasti da subarrotondati ad arrotondati di calciluti silicee, simili a quelle descritte prima, in matrice argillitico-siltosa. I pacchi di strati sono costituiti da torbiditi calcareo-marnose grigie in strati da medi a spessi, a cui s'intercalano sottili livelli di argilliti calcaree e marne argillose (simili alle successioni del Flysch di Ottone) con estensione laterale ridotta (inferiore ai 10 metri) e spessore di qualche metro.

Lo spessore della formazione nella zona di Montevettolini supera i 200 m; quello del membro delle Argilliti di Monte Veri è stimabile in circa 60 m.

In letteratura il Flysch di Ottone e le Argilliti di Monte Veri intercalate vengono riferite al Campaniano-Maastrichtiano inferiore. Nell'ambito di questo Foglio le associazioni più significative ritrovate sono riferibili al Campaniano inferiore per la concomitante presenza, tra gli altri, di *Aspidolithus parvus parvus*, *Calculites obscurus*, *Lucianorhabdus caeyuxii* e *Ceratholitoides aculeus*. Quindi, in base ai dati acquisiti ed ai dati della letteratura, la porzione di formazione affiorante in questo Foglio viene riferita al Campaniano inferiore.

*Campaniano inferiore*

## 1.2. - UNITÀ TETTONICA MORELLO

Nell'area rilevata, quest'unità, tettonicamente sovrapposta all'Unità tettonica della Falda Toscana e all'Unità tettonica Cervarola, è rappresentata dalla Formazione di Sillano e dalla Formazione di Monte Morello. La prima affiora lungo il bordo nord-occidentale ed orientale del Monte Albano e nell'area di Pistoia e Pescia; sebbene l'unità sia arealmente molto diffusa, gli affioramenti sono discontinui e limitati, spesso alterati o degradati dall'attività agricola. La Formazione di Monte Morello affiora principalmente tra Serravalle Pistoiese e Montevettolini.

### 1.2.1. - *Formazione di Sillano (SIL)*

Sinonimie:

Alberese *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Argilliti e argilliti marnose a frattura aciculare (da grigie a grigio-scure,

grigio-verdi e grigio-marroni) a cui si alternano strati medi e spessi di calcari marnosi e strati sottili di calcareniti, arenarie fini e siltiti. La formazione è spesso molto deformata e scompaginata; infatti le argilliti solitamente mostrano una tessitura scagliosa, mentre gli strati coerenti hanno continuità limitata; a luoghi la formazione è costituita da argilliti di colore marrone-chiaro o rosso vinaccia. Nelle successioni meno deformate, all'interno delle siltiti si riconoscono laminazione pianoparallela e convoluta, mentre nei livelli calcarenitici a volte è possibile osservare la gradazione. Nell'area compresa tra Montegattoli e Le Quattro Querce, all'interno della Formazione di Sillano è stata cartografata una litofacies (**SIL<sub>a</sub>**) costituita da una monotona alternanza di strati sottili di argilliti e argilliti siltose grigio-verdi, siltiti (prevalenti) ed arenarie fini (subordinate), che sebbene scompaginate, sono ben riconoscibili in campagna anche quando le esposizioni sono pessime.

All'interno della formazione sono inoltre presenti depositi di *debris flow* matrice sostenuti ed olistoliti. I primi sono costituiti da una matrice argillitica e da clasti di calciluti silicee con patine di alterazione ruggine o oca, mentre su sezioni fresche hanno un colore grigio; gli olistoliti sono costituiti da blocchi di calcari marnosi (simili ai clasti dei *debris flow*), da brecce calcaree grossolane cementate, con granuli e clasti spigolosi e da ammassi di serpentiniti ( $\Sigma$ , ove cartografate), le cui dimensioni variano da decametriche ad ettometriche (zona di Bacchereto, a sud di Quarrata). Nei *debris flow* la quantità di matrice varia dal 50 all'80% ed i clasti sono arrotondati o subarrotondati, con dimensioni da centimetriche a metriche; il *sorting* è scarso. In particolare, nell'area di Bacchereto-Spazzavento sono ben visibili olistoliti serpentinitici e *debris flow*, in cui sono inclusi blocchi metrici di brecciole calcaree.

Le microfacies osservate nelle sezioni sottili dei calcari sono generalmente rappresentate da *mudstone* e *wackstone*, mentre i *packstone* e soprattutto i *grainstone* sono subordinati; i primi sono prevalentemente rappresentati da pelmicriti e biomicriti a planctonici sia del Cretacico che del Terziario. Le forme più comuni sono planomaline, globotruncane e globorotalie, sia intere che in frammenti.

Sulla base della letteratura e delle caratteristiche litostratigrafiche osservate durante il rilevamento di questa unità, non si esclude che il bacino di sedimentazione potesse essere localizzato in prossimità di una scarpata tettonicamente attiva, da cui franavano i depositi gravitativi in massa, prima descritti.

Nell'area rilevata la formazione, pur affiorando in maniera molto estesa, si presenta molto tettonizzata e alterata in suoli argillosi dove si sono sviluppate le pratiche agricole, per cui spesso le caratteristiche litologiche e stratimetriche

non sono ben esposte. Il passaggio alla Formazione di Monte Morello è graduale, con incremento della frazione calcarea a svantaggio di quella argillitica. La formazione mostra un grande spessore apparente a est di Monsummano Terme (oltre 600 m), dove per motivi tettonici (pieghe e sovrascorrimenti) si hanno raddoppi di serie; lo spessore reale può essere stimato in 200-300 m.

Sulla base delle poche associazioni a foraminiferi planctonici segnalate in letteratura, la formazione viene dubitativamente riferita ad un intervallo che va dal Cretacico superiore al Paleocene. I campioni raccolti nell'area di Bacchereto e nella cava di Colle sono caratterizzati da associazioni a nannofossili calcarei del Cretacico (*Watznaueria barnesae*, *Cretarhabdus angustiforatus*, *Cretarhabdus crenulatus*) oppure del Paleocene (*Braarudosphaera bigelowii*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus cavus*, *Toweius spp.*, *Prinsius martinii*, *Prinsius bisulcus*, *Markalius apertus*, *Markalius inversus*). Queste associazioni suggeriscono di attribuire la formazione al Cretacico superiore-Paleocene.

*Cretacico superiore - Paleocene*

### 1.2.2. - Formazione di Monte Morello (MML)

Sinonimie:

Alberese *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Torbiditi calcaree e calcareo-marnose grigie in strati da medi a spessi, a cui s'intercalano strati sottili e medi di marne e marne calcaree grigie o grigio-verdi; in subordinate strati sottili di calcareniti, arenarie fini, siltiti ed argilliti laminate. La base delle torbiditi calcareo-marnose è spesso costituita da calcareniti grossolane con bioclasti. Le marne e le marne calcaree presentano la caratteristica alterazione a saponetta, i colori di alterazione di questi litotipi variano da ocra a ruggine o da grigio cenere a bianco. Le strutture sedimentarie, ben riconoscibili quando esaltate dall'alterazione, sono la gradazione, la laminazione parallela e convoluta per gli intervalli torbidici e la laminazione pianoparallela, in lamine di pochi millimetri, per i livelli pelitici. Le microfacies studiate variano dai *mudstone* fino ai *grainstone*, sebbene *wackstone* e *packstone* a *pellets* e foraminiferi planctonici (comprendenti quasi esclusivamente globorotolie, spesso in frammenti, e forme rimaneggiate di globotruncane) siano prevalenti. I *grainstone*, caratterizzati anche da altri tipi di bioclasti, tra cui frammenti di echinodermi, briozoi e lamellibranchi, generalmente corrispondono alle basi grossolane delle torbiditi calcareo-marnose ed alle calcareniti. Le caratteristiche litostratigrafiche di questa

formazione ed i suoi rapporti con la Formazione di Sillano suggeriscono di localizzarne l'area di sedimentazione in un bacino profondo in cui non arrivavano depositi clastici grossolani.

Lo spessore della formazione, ad est di Monsummano Terme dove raggiunge il suo massimo valore, può essere valutato in oltre 200 m. In letteratura la formazione viene riferita all'Eocene inferiore-medio, sulla base delle poche associazioni a foraminiferi planctonici, caratterizzate dalla presenza di *Globorotalia velascoensis*, *Globorotalia equa*, *Globorotalia cf aragonensis*, *Globorotalia crassata-bulbrookii* e *Globigerina triloculoides*.

Le campionature effettuate in questo Foglio (cava Le Piagge nei pressi di Quarrata, località Colle a sud-est di Quarrata, località Bacchereto a sud di Quarrata, cava di Lucciano, cava di Serravalle Pistoiese, ecc.) hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili ad un intervallo di tempo compreso tra l'Eocene inferiore *p.p.* e l'Eocene superiore *p.p.* In particolare, l'Eocene inferiore (Ypresiano) è caratterizzato dalla concomitante presenza di *Tribrachiatus orthostylus*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster mirus*, *Toweius gammation*, *Pseudotriquetrorhabdus inversus*, *Zygrabolithus bijugatus*, *Cyclocargolithus floridanus*; l'Eocene medio (Luteziano) dalla concomitante presenza di *Sphenolithus radians*, *Sphenolithus spp.*, *Cyclocargolithus floridanus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster binodosus*, *Discoaster barbadiensis*, *Ericsonia formosa*, *Zygrabolithus bijugatus*, *Pseudotriquetrorhabdus inversus*, *Nannotetrina cristata*; l'Eocene superiore (Priaboniano) dalla concomitante presenza di *Dictyococcites bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Discoaster saipanensis*, *Discoaster barbadiensis*, *Ismolithus recurvus*, *Lanternitus minutus*, *Cribozentrum reticulatum*.

*Eocene inferiore p.p. - Eocene superiore p.p.*

## 2. - DOMINIO TOSCANO

In questo Foglio il Dominio Toscano è rappresentato dall'Unità tettonica della Falda Toscana e dall'Unità tettonica Cervarola.

### 2.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

L'Unità tettonica della Falda Toscana, che si accavalla all'esterno sull'Unità tettonica Cervarola, è rappresentata in gran parte dal Macigno, affiorante nelle valli dei torrenti Pescia di Pescia e Pescia di Collodi, del F. Nievole e del T. Vincio di Brandeglio (affluente del T. Ombrone) e lungo la dorsale di Monte

Albano. Più ridotta arealmente è la Scaglia toscana, anche se ben affiorante nella valle del F. Nievole. La serie carbonatica mesozoica è molto ben esposta solo nei nuclei di Montecatini Terme, Monsummano Terme e Marliana; in essa il Calcarea selcifero della Val di Lima, i Diaspri e la Maiolica affiorano in maniera discontinua e con spessori ridotti (vedi cenni storici).

Anche le Marne di Marmoreto affiorano in maniera discontinua a causa delle laminazioni tettoniche, come si può vedere lungo il bordo orientale di Monte Albano e lungo il Vincio di Brandeglio. Le Arenarie di Monte Modino affiorano tra le valli del Vincio di Brandeglio e del Piestro.

### 2.1.1. - *Calcarea massiccio (MAS)*

Sinonimie:

Calcari e calcari dolomiti grigi, massicci o grossolanamente stratificati (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcari massicci (TREVISAN *et alii*, 1971a; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; NARDI *et alii*, 1986)

Questa formazione è rappresentata prevalentemente da calcilutiti e calcari dolomitici, più raramente dolomie saccaroidi, da grigio-chiari a grigio-scuri o plumbei, massicci, a luoghi grossolanamente stratificati; rari giunti di stratificazione sono presenti nella porzione sommitale della formazione, evidenziati da un residuo insolubile grigio o giallastro.

Le microfacies più frequenti sono rappresentate da calcari cristallini o *mudstone* e *wackestone* e più raramente da *packstone* e/o *grainstone* a intraclasti, *pellets*, bioclasti (tra cui foraminiferi bentonici, lamellibranchi gasteropodi, brachiopodi, echinodermi ed alghe calcaree) e rari concoidi.

L'ambiente di sedimentazione è riferibile alla porzione interna di una piattaforma carbonatica, con profondità molto limitata, presumibilmente sotto il livello di base del moto ondoso.

La formazione, caratterizzata da un'intensa fratturazione ed un diffuso carsismo, rappresenta la porzione stratigraficamente più bassa affiorante dell'Unità tettonica della Falda Toscana nel Foglio Pistoia. Essa affiora solo nei nuclei mesozoici di Montecatini Terme e Monsummano Terme, dove è stratigraficamente ricoperta dai Calcari ad Angulati; il passaggio è netto ed è marcato dalla comparsa di calcari grigi o grigio-scuri stratificati con sottili intercalazioni calcareo-marnose. Lo spessore misurato a Monsummano Terme è di circa 200 m.

In letteratura la formazione viene riferita all'Hettangiano, anche se alcuni Autori ne attribuiscono la base al Retico sommitale (FAZZINI *et alii*, 1968) ed il tetto al Sinemuriano *p.p.* (DECANDIA *et alii*, 1968). Questi dati sono coerenti

con le associazioni citate da FAZZUOLI *et alii* (1998) per la parte bassa della formazione e da BOCCALETTI *et alii* (1969) e FAZZUOLI *et alii* (1985) per la parte medio-alta. L'età viene qui attribuita all'intervallo Hettangiano - Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore.

*Hettangiano - Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore*

### 2.1.2. - *Calcari ad Angulati* (ANL)

Sinonimie:

Calcare ceroide grigio e rosso ammonitifero *p.p.* (ZACCAGNA, 1882)

Calcari grigio-chiari con selce e calcare rosso con Arietiti *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1908)

Formazione di Ferriera *p.p.* (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965)

Calcari stratificati con liste di selce *p.p.* (BRANDI *et alii*, 1967)

Calcari grigio-chiari e rosei con selci chiare (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcare selcifero di Grotta Giusti (FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973)

Questa formazione è costituita da una regolare alternanza di calcilutiti, calcilutiti marnose e calcareniti in strati spessi 10-20 cm (raramente 30 cm), con sottili (2-3 cm) interstrati di argilliti o marne siltose giallastre o da grigio-scure a nere, talvolta fissili; a luoghi sono presenti strati medi di calcareniti bioclastiche. La formazione è inoltre caratterizzata dalla presenza di noduli e liste di selce, relativamente più frequenti nella porzione superiore e rari livelli decimetrici discontinui di brecce calcaree clasto-sostenute. Nella parte sommitale della formazione gli interstrati si riducono di spessore e frequenza ed i calcari assumono un colore grigio-chiaro o grigio-rosa.

In sezione sottile le calcilutiti sono rappresentate da *wackestone* e *packstone* a bioclasti (radiolari, spicole di spugna e lamellibranchi pelagici); le calcareniti comprendono bioclasti di radiolari, spicole di spugna, foraminiferi bentonici, lamellibranchi, echinodermi e ostracodi. La prevalenza di organismi planctonici tra i bioclasti e la regolarità degli apporti pelitici suggeriscono un ambiente di sedimentazione emipelagico, come la porzione distale di una rampa carbonatica.

I Calcari ad Angulati, ben affioranti nelle cave di Monsummano Terme, passano stratigraficamente al Rosso ammonitico o al Calcare selcifero di Limano. Nelle poche località dove è visibile il passaggio al Rosso ammonitico, esso è evidenziato dalla riduzione in spessore e frequenza, fino alla totale scomparsa, delle intercalazioni pelitiche (proprie dei Calcari ad Angulati) e dallo sviluppo della stratificazione nodulare dei calcari (caratteristica del Rosso ammonitico), che da grigio-scuro diventano grigio-chiari e rosati. Lo spessore massimo dei Calcari ad Angulati è minore di 40 m.

La formazione è stata riferita al Giurassico inferiore (Lias inferiore-medio) da FAZZUOLI & MAESTRELLI-MANETTI (1973) ed all'Hettangiano superiore-Sinemuriano *p.p.* da DALLAN NARDI & NARDI (1972); recentemente in Val di Serchio (Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana) il tetto dei Calcari ad Angulati è stato datato al Pliensbachiano inferiore (PERILLI, dati inediti). L'età viene quindi riferita all'intervallo Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore - Pliensbachiano inferiore.

*Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore - Pliensbachiano inferiore*

### 2.1.3. - Rosso ammonitico (RSA)

Sinonimie:

Calcari rosei e rossi ad *Arietites* (NARDI, 1961)

Calculutiti stratificate o nodulari, ceroidi da grigio-chiare a grigio-rosate o rosse, a frattura scheggiata o concoide, con rare e sottili intercalazioni di marne o argilliti calcaree rosse o verdi; laddove la stratificazione è ben sviluppata, gli strati, da medi (5-15 cm) a spessi (1-2 m), presentano a luoghi anche noduli di selce e rari frammenti di ammoniti. In particolare, la porzione inferiore della formazione è caratterizzata da una spessa e grossolana stratificazione, mentre la porzione superiore è caratterizzata dalla presenza di strati medi di calcari e calcari marnosi nodulari (ricchi di giunti stilolitici), di colore da grigio a grigio-rosato (più raro). In sezione sottile le microfacies più comuni sono *mudstone*, *wackestone* e *packstone* a bioclasti (embrioni e frammenti di ammoniti, gasteropodi, crinoidi, ostracodi, lamellibranchi pelagici e spicole di spugna) ed ossidi di ferro. I caratteri litologici e sedimentologici ed il contenuto paleontologico suggeriscono per questa formazione un ambiente di sedimentazione pelagico, con una profondità prossima al limite di compensazione dell'aragonite (ACD) (FAZZUOLI *et alii*, 1985).

Il passaggio al Calcare selcifero di Limano è abbastanza netto ed è caratterizzato dalla improvvisa comparsa di calcari grigi stratificati con selci chiare, che aumentano repentinamente di spessore e frequenza verso l'alto. Il Rosso ammonitico, che affiora molto bene presso la cava di Monsummano Terme, ha uno spessore superiore a 50 m.

Le poche ammoniti significative riportate in letteratura suggeriscono di riferire la base della formazione al Sinemuriano inferiore/Lotharingiano (FUCINI, 1905, 1908; FEDERICI, 1967b) e il tetto al Domeriano (FEDERICI, 1967b). I dati ottenuti con i nannofossili calcarei per il tetto dei Calcari ad Angulati (Valle del Serchio) e la base dei Calcari e marne a Posidonia (Val di Serchio ed area Montecatini Terme-Monsummano Terme) suggerirebbero di

attribuire il Rosso ammonitico al Pliensbachiano inferiore-Pliensbachiano superiore (Carixiano inferiore-Domeriano superiore). In sintesi, a questa formazione può essere attribuita un'età che si estende tra il Sinemuriano inferiore/Pliensbachiano inferiore e il Pliensbachiano superiore *p.p.*

*Sinemuriano inferiore/Pliensbachiano inferiore - Pliensbachiano superiore p.p.*

#### 2.1.4. - *Calccare selcifero di Limano (LIM)*

Sinonimie:

Calccare selcifero inferiore (LOSACCO, 1953)

Calcari grigi con selce (GIANNINI & NARDI, 1965)

Calcari selciferi (1) (MERLA & ABBATE, 1969)

Calcari grigio-chiari o rosei con selci chiare (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Calcari grigio-chiari stratificati con liste di selce (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcari selciferi grigio-chiari (DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

Calcari grigi a selci chiare (NARDI *et alii*, 1981)

Calcilutiti silicee grigie, ben stratificate con noduli e liste di selce grigio-chiara, a cui si intercalano calcareniti fini, talvolta gradate e sottili interstrati di marne calcaree e argilliti siltose marroni. Lo spessore degli strati calcarei, generalmente compreso tra 10 e 30 cm, può raggiungere anche i 50 cm, mentre quello dei livelli pelitici di solito varia da 2 a 7 cm. I noduli e le liste di selce chiara (a volte scura, soprattutto nella porzione inferiore, marrone chiaro o violacea) sono spessi 1-5 cm; le liste possono avere una continuità laterale da decimetrica a metrica ed uno spessore fino a 10-15 cm.

La formazione è caratterizzata anche dalla presenza di rari livelli di calciruditi e brecce calcaree intraformazionali (Cimitero di Monsummano Terme). Le rare strutture sedimentarie riconoscibili, più frequenti negli strati più spessi e grossolani, sono rappresentate da gradazioni, laminazioni e bioturbazioni. Le microfacies più comuni sono caratterizzate da *mudstone* e *wackestone* a *pellets* e bioclasti (radiolari, spicole di spugna, foraminiferi bentonici, alghe calcaree, piccoli lamellibranchi pelagici, *Stomiosphaera*, *Globochaete*) e quarzo; nella parte superiore della formazione si hanno anche *packstone* a bioclasti (radiolari, spicole e foraminiferi). La prevalenza di calcilutiti e calcareniti fini suggerisce per questa formazione una sedimentazione profonda, in un'area non molto distante da una piattaforma carbonatica, come la porzione distale di una rampa carbonatica, in parte alimentata da risedimenti di mare basso.

Il passaggio ai Calcari e marne a Posidonia si risolve entro qualche decina di



centimetri ed è caratterizzato da un incremento della frequenza e dello spessore degli strati calcareo-marnosi e delle marne calcaree, mentre contemporaneamente la selce diventa progressivamente più rara fino a sparire. Nell'area di Montecatini Terme e Monsummano Terme la formazione affiora con continuità ed ha uno spessore di circa 100 m, mentre a Marliana non è valutabile, in quanto affiora solo il tetto.

Le rare ammoniti significative segnalate in letteratura e le età attribuite al Rosso ammonitico ed ai Calcari e marne a Posidonia suggeriscono di riferire la formazione al Pliensbachiano superiore (Domeriano) (MENEHINI, 1881; DE STEFANI, 1887a; AZZAROLI, 1948; FAZZUOLI, 1992). Sulla base di associazioni a nannofossili calcarei, PERILLI & REALE (1998) e PERILLI *et alii* (2008) attribuiscono il tetto della formazione al Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore. Questi dati sono coerenti con le associazioni a nannofossili calcarei del Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore, recuperate nella parte alta di questa formazione nel nucleo mesozoico di Marliana e caratterizzate dalla concomitante presenza di *Crepidolithus crassus*, *Parhabdolithus liasicus*, *Calcivascularis jansae*, *Lotharingius hauffii* e *Lotharingius sigillatus*. Quindi il Calcare selcifero di Limano può essere riferito al Pliensbachiano superiore *p.p.*-Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore.

*Pliensbachiano superiore p.p.-Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore*

#### 2.1.5. - Calcari e marne a Posidonia (POD)

Sinonimie:

Calcari marnosi e marne a *Posidonomya alpina* (NARDI, 1961)

Marne a Posidonia (MERLA & ABBATE, 1969)

Marne grigie e calcari marnosi a *Posidonia alpina* (TREVISAN *et alii*, 1971a, 1971b)

Marne a *Posidonomya* (NARDI *et alii*, 1986)

Marne e marne calcaree grigie o grigio-verdi, talvolta a frattura scheggiata, con intercalazioni di calcilutiti marnose, calcareniti silicee grigie o grigio-verdi, anche gradate, con rare liste e noduli di selce, argilliti marnose o silicee da grigio-verdi a rosso scure e radiolariti rosse o scure; talvolta la formazione è costituita da una regolare alternanza di strati decimetrici di marne calcaree, calcilutiti e calcareniti silicee fini. A causa dell'intensa deformazione che caratterizza questa formazione (soprattutto negli intervalli pelitici) la stratificazione non è sempre evidente; comunque lo spessore degli strati, quando sono visibili, varia tra 5-10 cm e 30-50 cm.

Nell'area di Marliana, nella porzione inferiore dei Calcari e marne a Posidonia, poco al di sopra del contatto con il Calcare selcifero di Limano, è

presente un livello di peliti laminate grigio-scure o nere, spesso circa 10 cm. Nella porzione medio-superiore, invece, sono presenti breccie calcareo-silicee, a clasti spigolosi, potenti fino qualche decina di metri.

Le rare strutture sedimentarie riconoscibili sono rappresentate da bioturbazione e, nei livelli più grossolani, gradazione e laminazione. In sezione sottile i carbonati sono costituiti da *mudstone* e *wackestone a pellets* e bioclasti (radiolari e bivalvi pelagici "filaments") in percentuali che vanno dal 10-25% al 30-40% e più raramente da *packstone* o *grainstone* in cui si riconosce anche una componente terrigena (quarzo e miche). L'abbondanza nei bioclasti di organismi pelagici e la prevalenza dei litotipi marnosi su quelli calcarei suggeriscono, rispetto alla formazione sottostante, un approfondimento progressivo del bacino (presumibilmente al di sotto del limite di compensazione dell'aragonite, ACD), in cui occasionalmente sedimentavano torbiditi calcarei.

I Calcari e marne a Posidonia passano stratigraficamente al Calcare selcifero della Val di Lima o ai Diaspri. A Marliana i Calcari e marne a Posidonia, a luoghi, passano direttamente ai Diaspri, con l'interposizione di una litofacies calcareo-diasprina (Marne diasprine *Auctt.*) costituita da marne, argilliti silicee grigio-verdi o rosso vinaccia e da radiolariti rosse il cui spessore è di qualche metro.

La potenza della formazione nell'area di Monsummano Terme varia tra 30 e 50 m, mentre a Marliana raggiunge i 50 m.

Sulla base dei pochi dati biostratigrafici significativi disponibili in letteratura (FUCINI, 1905; FAZZINI *et alii*, 1968; REALE in FAZZUOLI & SANI, 1992), la parte bassa dei Calcari e marne a Posidonia può essere riferita al Toarciano inferiore/medio. La parte alta è stata riferita al Bajociano medio-Bathoniano superiore in base ai radiolari (CHIARI *et alii*, 1994) o al Calloviano *p.p.* in base agli Aptici (KALIN *et alii*, 1979). I campioni prelevati nella porzione inferiore dei Calcari e marne a Posidonia affioranti a Monsummano Terme e Marliana hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei del Toarciano inferiore, per la concomitante presenza di *Calcivascularis jansae*, *Lotharingius hauffii*, *Lotharingius sigillatus* e *Carinolithes superbus*. In Val di Serchio (Foglio 250 Castelnuovo Garfagnana) PERILLI & REALE (1998) hanno recuperato dalla porzione sommitale della formazione associazioni a nannofossili calcarei del Bajociano superiore/Bathoniano inferiore. Questi dati permettono di attribuire la formazione a un intervallo compreso tra il Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore ed il Bajociano superiore/Bathoniano inferiore.

*Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore-Bajociano superiore/Bathoniano inferiore*

### 2.1.6.- *Calcare selcifero della Val di Lima (SVL)*

Sinonimie:

Calcare selcifero superiore (LOSACCO, 1953)

Calcari grigio-scuro con selci nere (GIANNINI & NARDI, 1965; TREVISAN *et alii*, 1971a)

Calcari selciferi (2) (MERLA & ABBATE, 1969)

Calcari grigio-scuro stratificati con selci nere (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcari grigi a selce scura (NARDI *et alii*, 1981)

Calcari grigio-scuro a selci nere (DALLAN *et alii*, 1981; NARDI *et alii*, 1986)

Calcareniti gradate da fini a grossolane e calcilutiti silicee da grigie a grigio-scure, in strati spessi da 10 a 30-50 cm, con abbondanti noduli e liste di selce scura o nera (più raramente grigia o color avorio), a cui si intercalano rari e sottili (1-3 cm) livelli di marne silicee o argilloso-siltose. Le liste di selce hanno uno spessore variabile tra 2-5 e 30 cm ed una continuità laterale fino a qualche decina di centimetri. Le strutture sedimentarie riconosciute sono rappresentate da gradazione, laminazione piano-parallela e impronte di fondo. In sezione sottile i calcari comprendono *mudstone* e *wackestone* con *pellets* (fino al 40-50%), bioclasti (radiolari e lamellibranchi pelagici, “*filaments*”) ed intraclasti (rari) e da *packstone* o *grainstone* con ooliti, *pellets* e bioclasti (radiolari, spicole di spugna, crinoidi, foraminiferi bentonici, frammenti di lamellibranchi pelagici ed in subordinate alghe calcaree); sono presenti anche minerali argillosi e quarzo, a volte frequente. Queste successioni si sono presumibilmente deposte in ambiente di conoide sottomarina (CERRINA FERONI & PATACCA, 1975; BRUNI & FAZZUOLI, 1981).

Il Calcare selcifero della Val di Lima affiora discontinuamente in tutti e tre i nuclei mesozoici ed ha uno spessore di circa 50 m. Nelle poche località dove è visibile, il passaggio stratigrafico con i sovrastanti Diaspri è netto.

L'eteropia osservata in campagna con i Diaspri e/o con la parte alta dei Calcari e marne a Posidonia e i dati di letteratura (MUCCHI *et alii*, 1968; FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973; FAZZUOLI *et alii*, 1998; PERILLI & REALE, 1998; PERILLI, 1997) permettono di attribuire alla porzione inferiore di questa formazione un'età non più antica del Bajociano superiore/Bathoniano inferiore (età del tetto dei Calcari e marne a Posidonia), mentre il tetto non può essere più recente del Titoniano superiore (età del tetto dei Diaspri). Questo intervallo è coerente con le associazioni a foraminiferi bentonici riconosciute da FAZZUOLI *et alii* (1998), come *Trocholina* cf. *alpina*, *Trocolina elongata* e *Protopenneroplis striata* e con le specie di alghe calcaree riconosciute da BOCCALETTI *et alii* (1969), come *Thaumatoporella parvovesiculifera* e *Clypeina jurassica*. In sintesi la formazione può essere attribuita a un intervallo compreso tra il Bajociano superiore/Bathoniano inferiore ed il Titoniano superiore p.p.

*Bajociano superiore/Bathoniano inferiore - Titoniano superiore p.p.*

2.1.7. - *Diaspri (DSD)*

Sinonimie:

Radiolariti (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Radiolariti rosse, verdi e nere (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Radiolariti e selci rosse, verdi, grigie, rosso mattone o grigio-scure all'alterazione, in strati spessi da 2-10 cm a 30 cm, intensamente fratturate, con sottilissime intercalazioni di argilliti silicee rosse, verdi e grigio-verdi, più spesse (1-3 cm) e frequenti nella porzione superiore della formazione, dove si notano anche lenti e noduli di selce grigia, violacea o rosso mattone. A Monsummano Terme, nella parte alta della formazione, è discontinuamente presente una breccia clasto-sostenuta ad elementi silicei. Quando l'alterazione non è intensa, le rare strutture sedimentarie visibili con la lente sono rappresentate da laminazione e gradazione (soprattutto negli strati più grossolani) e più raramente da bioturbazione. In sezione sottile le radiolariti sono costituite da silice amorfa o da quarzo microcristallino, ossidi di ferro e manganese ed una percentuale di radiolari molto variabile, che può raggiungere il 50-70%; in alcune sezioni sottili sono stati riconosciuti rarissimi frammenti di Aptici. Gli Autori sono concordi nell'interpretare la formazione dei Diaspri come un deposito pelagico profondo, presumibilmente al di sotto del limite di compensazione dei carbonati (CCD).

Lo spessore dei Diaspri a Montecatini Terme (zona Panteraia) non supera i 200 m, a Monsummano Terme e a Marliana è minore di 50 m. Generalmente la formazione è sormontata dalla Scaglia toscana; il contatto, visibile solo in poche località, è sempre tettonizzato. In alcune località (Montecatini Terme), tra i Diaspri e la Scaglia toscana si trovano interposti livelli discontinui e molto tettonizzati di calciluti silicee con liste di selce, riferibili alla Maiolica.

In base alle associazioni a radiolari, la parte inferiore della formazione viene riferita ad un'intervallo compreso tra il Bajociano superiore/Bathoniano inferiore e l'Oxfordiano medio-superiore (CORTESE, 1991; 1993; CHIARI *et alii*, 1994) e il tetto al passaggio Titoniano superiore-Berriasiano basale (CONTI *et alii*, 1985). Le associazioni a nannofossili calcarei recuperate dalla litofacies siliceo-calcareo-marnosa (correlabile con gli Scisti ad Aptici *Auctt.*) affiorante in Val Gordana (Foglio 233 Pontremoli), permettono di riferire il passaggio stratigrafico Diaspri-Maiolica al Titoniano superiore (PERILLI, 1997). Pertanto possiamo riferire questa formazione a un'età compresa tra il Bajociano superiore/Bathoniano inferiore e il Titoniano superiore.

*Bajociano superiore/Bathoniano inferiore - Titoniano superiore p.p.*

2.1.8. - *Maiolica* ( **MAI** )

Sinonimie:

Calcare Maiolica (NARDI, 1961)

Calcari e calcari litografici selciferi bianco latte (“maiolica”) (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Calcilutiti e calcilutiti silicee grigie e grigio-chiare, a frattura concoide, in strati spessi da 10 a 30 cm, con noduli e liste di selce grigio-chiara o più raramente di colore scuro o avana (nella porzione superiore della formazione) spesse fino a 5-10 cm, con intercalazioni di strati medi di calcareniti grigie o grigio-scure e rari e sottili interstrati di argilliti calcaree o argilliti siltose grigie, grigio-verdi, rosse o scure. In sezione sottile le calcilutiti sono prevalentemente rappresentate da *mudstone* e *wackestone* a bioclasti (radiolari e rare calpionelle) e quarzo sia detritico che neomorfo, mentre le calcareniti risultano essere *packstone* e *grainstone* con *pellets*, ooliti e bioclasti (radiolari, foraminiferi bentonici, frammenti di alghe e di echinodermi). Queste successioni si sono sedimentate in un bacino pelagico profondo, al di sopra del limite di compensazione dei carbonati (CCD), in cui arrivavano anche torbiditi calcaree, a volte grossolane, breccie calcaree e *slumps* intraformazionali.

La formazione affiora solo a Montecatini Terme nei pressi della Grotta Maona e presenta spessori molto ridotti (10 m circa), sia per ragioni geometriche, in quanto affiora solo il tetto, sia per elisioni tettoniche.

In letteratura la parte bassa della Maiolica viene riferita al Titoniano superiore-Berriasiano, mentre la porzione sommitale viene attribuita al Berriasiano superiore-Valanginiano inferiore (BOCCALETTI & SAGRI, 1964, 1966; BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965; MUCCHI *et alii*, 1968; BURCHIETTI, 1991). In altre aree dell'Appennino (Val Gordana, Foglio 233 Pontremoli) il passaggio Diaspri-Maiolica viene riferito al Titoniano superiore (PERILLI, 1997), mentre il passaggio Maiolica-Scaglia toscana è datato all'Aptiano inferiore (COCCIONI & PERILLI, 1997).

*Titoniano superiore p.p. - Aptiano inferiore p.p.*

2.1.9.- *Scaglia toscana* ( **STO** )

Sinonimie:

Argilliti di Brolio *p.p.* (CANUTI *et alii*, 1965)

Marne del Sugame *p.p.* (CANUTI *et alii*, 1965)

Scaglia rossa (NARDI, 1961; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; NARDI *et alii*, 1986)

Marne di Rovaggio *p.p.* (KRAMPE, 1964)

Scisti Policromi e Scaglia Toscana (MERLA & ABBATE, 1969)

Scisti policromi (MERLA *et alii*, 1967)

Scisti argillosi policromi con calcareniti e calciruditi intercalate («Scaglia toscana») (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Argille fissili policrome («scaglia toscana») (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Nell'Appennino Settentrionale la Scaglia toscana può comprendere numerosi membri e litofacies, che in passato alcuni Autori hanno elevato al rango di formazione (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; FAZZUOLI *et alii*, 1985, *cum bibl.*). In questo Foglio affiorano la litofacies pelitica, quella calcareo-pelitica e quella calcarenitico-pelitica, non distinte in carta, mentre è stato cartografato il membro delle Calcareniti di Montegrossi (STO<sub>3</sub>).

La litofacies pelitica è la più diffusa, sebbene siano pochi gli affioramenti in cui essa è ben esposta, essendo pedogenizzata e coperta dalla vegetazione. Questa litofacies, prevalente nella porzione medio-superiore della formazione, è costituita da argilliti e argilliti silicee o marne e marne siltose rosse, grigio-verdi, grigio-scure (rosso-scure, ruggine o nere all'alterazione), a frattura scagliosa o aghiforme, spesso molto alterate, con intercalazioni sottili (da 3-5 a 10 cm) di calcilutiti e calcilutiti silicee grigie, grigio-verdi o verde-chiare; sono comprese anche rare calcareniti grigie fini talora bioclastiche e/o radiolariti grigio-verdi, rosse o scure. Lo spessore di questa litofacies, spesso laminata e tettonizzata, è mal valutabile; nelle successioni meno disturbate può essere stimato tra 20-30 e 80-100 m.

La litofacies calcareo-pelitica rispetto alla precedente è caratterizzata da un'alternanza più regolare di strati sottili e medi di calcilutiti e calcilutiti marnose grigie, rosate o verdi, di calcareniti fini grigie (rare) e di peliti grigie, verdi o rosse, rappresentate prevalentemente da argilliti ed argilliti silicee; a luoghi le calcilutiti sono rappresentate da *wackestone* o *packstone* a foraminiferi planctonici. Questa litofacies ha uno spessore variabile da qualche metro ad una decina di metri.

La litofacies calcarenitico-pelitica, ben affiorante a Montecatini Terme (strada per Montecatini Alto) è rappresentata da un'alternanza di calcareniti fini in strati sottili e medi, raramente spessi, e di peliti in strati sottili e medi di colore verde, rosso e bruno-verdastro, a cui si intercalano calcilutiti silicee grigie, verdi o rosate e marne o marne siltose bruno-verdastre, che può raggiungere uno spessore di 30 m.

Il membro delle Calcareniti di Montegrossi, compreso nella porzione medio-alta della Scaglia toscana, è costituito da torbiditi calcaree da medie a grossolane e da calciruditi grigie, grigio-scure o ruggine all'alterazione, con liste e noduli di

selce scura, in strati spessi da 20-50 cm a 3-4 m (massimo 6 m), con rare intercalazioni di calcilutiti silicee grigie o grigio-verdi spesse 10-20 cm e di sottili livelli di argilliti o argilliti marnose, rosse o verdi. Questo membro, molto deformato, è ben esposto a nord-est di Montevettolini e nell'alta valle del F. Nievole, dove raggiunge uno spessore di circa 50 m.

Nonostante la grande variabilità litologica che caratterizza la Scaglia toscana, vi è ormai un sostanziale accordo nel ritenere che questa formazione registri il passaggio da una sedimentazione pelagica profonda, in parte caratterizzata anche da risedimenti di conoide sottomarina, ad una sedimentazione di scarpata nella sua porzione sommitale.

A causa della tettonica polifasata che ha interessato l'Unità tettonica della Falda Toscana, responsabile anche dello scollamento tra la Maiolica e la Scaglia toscana e tra questa e il Macigno, lo spessore della Scaglia toscana è difficilmente valutabile e può essere stimato in circa 200 m.

Interposta tra la Maiolica ed il Macigno, essa viene riferita all'intervallo Aptiano inferiore-Oligocene superiore (COCCIONI & PERILLI, 1997; CATANZARITI *et alii*, 2004). Campioni prelevati nella parte alta della Scaglia toscana in prossimità del contatto con il Macigno, nell'area di Calamecca, hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Oligocene inferiore e caratterizzate dalla presenza di specie dominanti nelle associazioni dell'Oligocene, come *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites scrippsae*, *Dictyococcites bisectus*, *Coccolithus pelagicus* e dall'assenza di *Ericsonia formosa* e *Reticulofenestra umbilica*.

*Aptiano inferiore p.p. - Oligocene superiore p.p.*

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

Sinonimie:

Macigno del Chianti (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Formazione del «macigno» (TREVISAN *et alii*, 1971b)

Torbiditi quarzoso-feldspatiche da medio-fini a molto grossolane, di colore grigio chiaro su tagli freschi, da ruggine a marrone se alterate; agli strati arenacei, spessi da 50-100 cm a 3-5 m, si intercalano arenarie a grana fine e siltiti in strati sottili e medi. Le arenarie, soprattutto quelle grossolane, sono caratterizzate a luoghi dalla presenza di frammenti millimetrici di peliti scure e di lignite. In alcuni casi la base degli strati più potenti e a granulometria più grossolana è rappresentata da un microconglomerato (“granitello”) poco cementato e frequentemente molto alterato. All'interno del Macigno possono essere presenti rare torbiditi calcareo-marnose medio-fini anche molto spesse, la

cui base calcarenitica o calciruditica, a volte particolarmente sviluppata, è ricca di bioclasti. Nella porzione superiore sono presenti rari olistostromi, costituiti da breccie matrice-sostenute con clasti calcarei e breccie calcaree (MAC<sub>d</sub>).

Tra le strutture sedimentarie più comuni si osservano le controimpronte di fondo (*flute* e *groove casts*), l'amalgamazione, la gradazione, la laminazione parallela e convoluta. Le sequenze di Bouma (spesso incomplete) più frequenti sono la Ta-e (con l'orizzonte b quasi sempre assente) e Tc-e; gli strati più fini invece sono solitamente caratterizzati da sequenze Tc-e Tc-d. Tutti gli Autori sono concordi nel riferire questa formazione ad un bacino di avanfossa, delimitato ad occidente dalla paleocatena appenninica.

L'intensa alterazione superficiale che caratterizza questa formazione impedisce spesso di osservare le caratteristiche stratimetriche e le strutture sedimentarie, e favorisce lo sviluppo di una spessa coltre detritica, su cui s'impianta anche un'abbondante vegetazione. Nell'area rilevata la formazione affiora lungo le pendici meridionali dell'Appennino Pistoiese e lungo la dorsale di Monte Albano. Lo spessore massimo della formazione non è valutabile per la mancanza di una sezione continua dalla base al tetto, comunque quello affiorante supera i 2000 m.

Sulla base dei pochi e puntuali dati biostratigrafici forniti dalle associazioni a foraminiferi (vedi cenni storici), la base della formazione viene riferita all'Oligocene medio-superiore (ELTER & SCHWAB, 1959; BORTOLOTTI & PIRINI, 1965; MERLA & ABBATE, 1969), la sommità al Miocene inferiore (AMADESI, 1966; DECANDIA & LAZZAROTTO, 1972). Successivamente, COCCIONI & WEZEL (1980) e MONTANARI & ROSSI (1985) attribuiscono la base della formazione al Rupeliano ed il tetto al Chattiano. Recentemente, in base ai nannofossili calcarei (CATANZARITI *et alii*, 1991; COSTA *et alii*, 1992; PLESI *et alii*, 1998), la formazione è stata riferita all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Chattiano sommitale-Aquitano basale).

In base ai risultati acquisiti durante il rilevamento, viene confermata solo la presenza dell'Oligocene superiore. In particolare, la presenza di *Dictyococcites scrippsae*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus* e di *Sphenolithus ciperoensis* permettono di attribuire la porzione alta del Macigno affiorante lungo il versante orientale di Monte Albano (in località Spazzavento e lungo la Forra del Fao) alla parte bassa della biozona NP 25 (*Sphenolithus ciperoensis*), mentre i campioni prelevati nella porzione superiore del Macigno affiorante ad ovest di Pescia hanno permesso di documentare la parte alta della biozona NP 25 per la concomitante presenza di *Cyclicargolithus abisectus* e *Dictyococcites bisectus* in percentuali consistenti e l'assenza di *Sphenolithus ciperoensis*. Anche a Montevettolini (a sud-est di Monsummano Terme), dove scaglie di Macigno sovrastano l'Unità tettonica Ottone, è stato segnalato l'Oligocene



superiore, per la presenza di *Dictyococcites bisectus*, *Sphenolithus ciperoensis*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei*.

In altre aree della Toscana settentrionale (Fogli 233 Pontremoli, 234 Fivizzano e 250 Castelnuovo Garfagnana) la porzione sommitale del Macigno è stata attribuita, seppure dubitativamente, al Miocene inferiore (biozona NN1, *Triquetrorhabdulus carinatus*), per la presenza di *Sphenolithus delphix* e la bassa frequenza (<1%) di *Dictyococcites bisectus*.

*Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore p.p.*

#### 2.1.11. - *Olistostroma di Monte Modino (OMM)*

Sinonimie:

Argille scagliose (DAINELLI, 1955; DALLAN & RAGGI, 1961; SAGGINI, 1961; REUTTER, 1965)

Argille scagliose-olistostroma (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; DALLAN, 1962; NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1964a, 1964b, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966)

Complesso caotico *p. p.* (MERLA *et alii*, 1967; MERLA & ABBATE, 1969)

Serie di base di M. Modino (REUTTER, 1969)

«Argille scagliose» in giacitura di olistostroma (DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

Olistostroma di base (DALLAN *et alii*, 1981)

Mentre nella parte settentrionale del Foglio (Appennino Pistoiese) l'Olistostroma di Monte Modino è compreso in maniera limitata e sporadica nella parte medio-alta del Macigno (Torbecchia, nord di Femminamorta, Montevettolini), esso affiora più estesamente al tetto del Macigno sui versanti orientali di Monte Albano (a nord di S. Baronto).

Generalmente esso è rappresentato da una litofacies argillitico-calcareo (cfr. Paraconglomerati e Scisti varicolori di Ronchi, PERILLI, 1994) costituita da *debris flows*, *slumps* e *slides* di successioni sedimentarie comprendenti argilliti e calcari con clasti di calcari silicei tipo palombino (prevalenti), di calcareniti, di calciruditi silicee (rare) e di brecce calcaree riferibili alle coperture sedimentarie delle ofioliti del Dominio Ligure Interno.

Lo spessore massimo misurato nella zona dell'Appennino Pistoiese compresa nel Foglio è di qualche decina di metri, mentre sul versante orientale di Monte Albano può superare i 300 m. Il contatto Macigno-Olistostroma di Monte Modino è generalmente coperto e tettonizzato. Sebbene le successioni sedimentarie riconosciute all'interno dell'Olistostroma di Monte Modino siano state datate ad un intervallo compreso tra il Cretacico inferiore e il Paleogene (PERILLI, 1994), la sedimentazione dell'Olistostroma di Monte Modino viene riferita all'Oligocene superiore-Miocene inferiore, sulla base della sua posizione stratigrafica, in accordo con DALLAN *et alii* (1981), ABBATE & BRUNI (1987),

BRUNI & PANDELI (1992) e PERILLI (1994).

*Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore p.p.*

#### 2.1.12. - *Marne di Marmoreto (MMA)*

Sinonimie:

Marne (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961)

Marne di S. Polo (BORTOLOTTI, 1964)

Marne di Pontecchio (GÜNTHER, 1966)

Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre *p.p.* (DALLAN *et alii*, 1981)

Macigno siltoso *p.p. Auctt.*

Si tratta di marne e marne calcaree grigio-verdi o verdi, dure ed a frattura scagliosa, marne argillitico-siltose, alternate a strati sottili di areniti a grana media, talvolta spessi fino ad 1 m, areniti manganeseifere e siltiti. A luoghi questa formazione è costituita da marne argillitico-siltose, grigio-scure, a cui si intercalano argilliti cinerine e varicolori e strati sottili di siltiti. La stratificazione e la continuità laterale degli strati silicoclastici spesso non sono riconoscibili. Le fratture (talvolta abbondanti), di apertura centimetrica ed estensione metrica, sono riempite da più generazioni di vene di calcite, che in alcuni casi formano un fitto reticolo. All'interno della formazione si possono intercalare lenti di *debris flow*, con elasti di calcilutiti silicee (prevalenti), marne e calcareniti in alcuni casi con una tessitura di argille a blocchi. Queste litofacies, ben espone nell'attiguo Foglio 251 Porretta Terme in località le Piastre (PT), sono simili a quelle argillitico-calcaree distinte all'interno dell'Olistostroma di Monte Modino (DALLAN *et alii*, 1981). La formazione si è presumibilmente deposta in un ambiente di scarpata tettonicamente instabile.

Nell'area tra Forrottoli e Casalguidi all'interno delle Marne di Marmoreto si intercalano delle arenarie grossolane, molto alterate, grigie al taglio e grigio-cenere o ocra all'alterazione, generalmente molto fratturate, a cui si alternano areniti fini silicee grigie o marne siltose grigio-verdi. Nel Foglio 105 Lucca (TREVISAN *et alii*, 1971a), tali arenarie sono state distinte in parte come intercalazioni di Macigno nella parte basale argillitica del Gruppo dell'Alberese, in parte come arenarie feldspatiche con intercalazioni di marne, senza connessioni visibili con serie definite e comunque non separate dalle Marne di Marmoreto. In mancanza di studi comparativi sedimentologici e petrografici, esse sono state qui considerate intercalate nelle Marne di Marmoreto e distinte come membro delle Arenarie di Forrottoli (MMA<sub>1</sub>). Lo spessore reale di questo membro, che per ragioni tettoniche può apparentemente raggiungere i 600 metri, sul versante orientale di Monte Albano può essere in realtà stimato intorno ai

300 metri.

Le Marne di Marmoreto affiorano con discontinuità in una fascia parallela al bordo orientale del Monte Albano, tra Spazzavento e Casalguidi. Purtroppo, l'intensa alterazione e la diffusa antropizzazione (presenza di vigneti ed oliveti) in alcuni casi hanno reso difficile individuare con precisione la loro estensione e di definire con esattezza i contatti, sempre tettonizzati, con il Macigno e la Formazione di Sillano. La formazione è stata inoltre cartografata all'estremità settentrionale del Foglio, lungo la valle del Vincio di Brandeglio, quale terminazione meridionale di una anticlinale rovesciata, a vergenza orientale. Il passaggio alle Arenarie di Monte Modino, in successione rovesciata, è stato considerato, anche se poco visibile, di natura stratigrafica, in analogia a quanto osservato in zone limitrofe (DALLAN *et alii*, 1981). Altre volte il contatto è netto ed è caratterizzato dalla sovrapposizione delle torbiditi arenacee alle peliti emipelagiche.

A causa dell'intenso piegamento, lo spessore della formazione è difficilmente determinabile; DALLAN *et alii* (1981) lo valutano in alcune centinaia di metri; lo spessore totale delle marne emipelagiche, con l'esclusione del membro delle Arenarie di Forrottoli, risulta di oltre 300 m; nell'area settentrionale della carta può esso essere stimato in 200 m circa.

L'età della formazione, sulla base delle associazioni a foraminiferi, è stata attribuita all'Oligocene superiore (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; DALLAN, 1962; COCCIONI & WEZEL, 1980; DALLAN *et alii*, 1981). Recentemente, CATANZARITI *et alii* (1991) e PLESI *et alii* (1998) riferiscono la formazione all'Oligocene inferiore-Miocene inferiore, sulla base di associazioni a nannofossili calcarei del Rupeliano superiore-Aquitano inferiore (vedi cenni storici).

Nei campioni prelevati alla base delle Marne di Marmoreto (Forra del Fao a sud di Cantagrillo), la presenza di *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Helicosphaera euphratis*, *Discoaster deflandrei* permette di riconoscere la parte alta della biozona NP25 dell'Oligocene superiore (Chattiano). Altri campioni prelevati al Ponte Torgitoio (a sud di Cantagrillo), nella parte alta della formazione, confermano la stessa età, mentre la porzione sovrastante può essere attribuita alla parte bassa della biozona NN1 del Miocene inferiore (Aquitano) per l'assenza di *Dictyococcites bisectus* e la concomitante presenza di *Cyclicargolithus abisectus* e *Sphenolithus delphix*. I campioni prelevati in località Fontanelle (nei pressi del Castello di Cireglio), in prossimità del contatto rovesciato con la base delle Arenarie di Monte Modino, hanno fornito associazioni dell'Oligocene superiore (parte alta della zona NP25) per la presenza di *Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus floridanus*,

*Cyclicargolithus abisectus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus moriformis*, *Helicosphaera spp.*

I campioni prelevati all'interno del membro delle Arenarie di Forrotoli, affioranti al di sopra della Formazione di Sillano (a nord-est di Monte Albano), sono stati attribuiti alla parte bassa del Miocene inferiore (base della Zona NN1) per la presenza di *Sphenolithus delphix*.

*Oligocene superiore p.p.* - *Miocene inferiore p.p.*

### 2.1.13. - *Arenarie di Monte Modino (MOD)*

Sinonimie:

Macigno *p. p.* (LOTTI & ZACCAGNA, 1913; MERLA, 1952; ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; GHELARDONI *et alii*, 1962; CIPRIANI & MALESANI, 1964)

Macigno alloctono (LOSACCO, 1953; AZZAROLI, 1955; DAINELLI, 1955)

Arenaria superiore (DALLAN & RAGGI, 1961; SAGGINI, 1961)

Arenaria di M. Modino-M. Cimone (GIANNINI *et alii*, 1962)

Macigno A-Macigno B (LOSACCO, 1963)

Cerreto *Sandstein* (KRAMPE, 1964)

Arenarie di M. Modino (NARDI, 1964a, 1964b, 1965; BERTOLLI & NARDI, 1966; REUTTER, 1969)

M. Modino *Sandstein* (REUTTER, 1965; RENTZ, 1971; GROSCURTH & GÜNTHER, 1971)

Arenarie del crinale appenninico (GHELARDONI, 1965)

Macigno siltoso-arenaceo (GHELARDONI *et alii*, 1965)

Macigno del Chianti *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Torbiditi quarzoso-feldspatiche da medio-fini a grossolane, con strati da spessi (20-30 cm) a molto spessi (3-5 m), sequenze di Bouma Ta-e frequentemente complete e rapporto arenaria/pelite >1, a cui si alternano sequenze metriche e decametriche di strati sottili e medi di areniti fini, siltiti, marne siltose ed argilliti o argilliti siltose con sequenze di Bouma Tc-e e Td-e. L'intervallo pelitico è rappresentato più frequentemente da marne siltose con tipica alterazione a saponetta e da argilliti laminate. Le areniti litofeldspatiche hanno matrice silicea (raramente carbonatica) e cemento calcitico (PLESI *et alii*, 2000); come nel Macigno, anche nelle Arenarie di Monte Modino è assente la dolomite clastica (CIPRIANI & MALESANI, 1964; CIPRIANI *et alii*, 1985). Gli strati metrici mostrano spesso basi erosive e *clay cheaps* centimetrici, mentre a volte sono presenti *slumps* plurimetrici intraformazionali. Sono presenti anche rare torbiditi calcareo-marnose da fini a medie, potenti da pochi centimetri ad 1,5 m, con sequenze di Bouma Tc-e e Td-e. Sono stati riconosciuti anche olistostromi (**MODa**) messi in posto come *slump* e *debris flow*, con spessore

fino a una decina di metri ed estensione massima intorno a 50 m. Sebbene ci sia una relativa incertezza sulla posizione paleogeografica dell'area di sedimentazione, gli Autori sono concordi nel riferire l'ambiente di deposizione ad una conoide sottomarina.

La formazione affiora nella porzione settentrionale del Foglio, tra la valle del T. Vincio di Brandeglio e il T. Ombrone, dove raggiunge uno spessore di oltre 1.000 m. I rapporti con le altre formazioni sono tettonizzati: essa soggiace al Macigno secondo una superficie di sovrascorrimento tettonico e sovrascorre a sua volta sull'Unità tettonica Morello. In aree contigue, le Arenarie di Monte Modino passano stratigraficamente alle Marne di Pievepelago (DALLAN *et alii*, 1981) oppure ad una litofacies argillitico-calcareo contenente clasti di calcilutiti silicee (prevalenti), di marne e di calcareniti, messa in posto come *debris flows* e simile all'Olistostroma di Monte Modino.

I dati biostratigrafici disponibili sono pochi (vedi cenni storici). In base ai foraminiferi la formazione è riferita all'Oligocene superiore (COCCIONI & WEZEL, 1980), mentre, in base alle associazioni a nannofossili calcarei (CATANZARITI *et alii*, 1991; PLESI *et alii*, 1998, 2000), la porzione inferiore della formazione è riferita all'Oligocene superiore-Miocene inferiore, ovvero al Chattiano sommitale-Aquitano basale. Campioni prelevati in località Borghetto (sud di Cireglio, sponda sinistra del T. Vincio) hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei poco significative, caratterizzate dalla presenza di *Reticulofenestra daviesi*, *Dictyococcites scrippsae*, *Cyclicargolithus abisectus* e l'assenza di *Dictyococcites bisectus* e di *Sphenolithus ciperoensis*. Sulla base dei dati di letteratura e di quelli acquisiti per questo Foglio, la formazione potrebbe essere riferita al Chattiano-Aquitano.

*Oligocene superiore p.p. - Miocene inferiore p.p.*

## 2.2. - UNITÀ TETTONICA CERVAROLA

In questo Foglio l'Unità tettonica Cervarola è rappresentata solo dalle Arenarie di Monte Cervarola (Membro del T. Dardagna) ed è interposta tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Morello. In passato le successioni torbiditiche qui cartografate come Arenarie del Monte Cervarola erano state riferite al Macigno (AZZAROLI, 1955, *cum bibl.*). Tali successioni si sono sedimentate in un bacino situato, almeno per la porzione più interna, sul fronte di unità alloctone ancora in avanzamento (bacino di *piggy-back* o di *wedge-top*).

2.2.1. - *Arenarie di Monte Cervarola - Membro del T. Dardagna (CEV<sub>1</sub>)*  
(cfr. Membro degli Amorotti *Auctt.*)

Sinonimie:

Macigno B *p.p.* (SIGNORINI, 1936; MERLA, 1952; CREMONINI & ELMI, 1971)

Macigno del Mugello *p.p.* (MERLA, 1969; MERLA & BORTOLOTTI, 1969; TREVISAN *et alii*, 1971a)

Formazione del Mugello *p.p.* (CIPRIANI & MALESANI, 1964)

Formazione di Londa *p.p.* (MERLA *et alii*, 1967; MERLA & ABBATE, 1969)

Formazione di Monte Cervarola *p.p.* (GÜNTHER & REUTTER, 1985)

Marnoso arenacea *p.p.* (GHELARDONI *et alii*, 1962; CIPRIANI *et alii*, 1985)

Arenarie di Monte Modino *p.p.* (BALDACCI *et alii*, 1967)

Arenaria di Monte Beccara (MERLA & ABBATE, 1969)

In quest'area le Arenarie di Monte Cervarola sono rappresentate dal Membro del T. Dardagna (PLESI *et alii*, 2000), correlabile con il Membro del Rio Muschioso di CHICCHI & PLESI (1995) e con il Membro degli Amorotti di PLESI *et alii* (2000). Le successioni affioranti sono costituite da arenarie torbiditiche silicoclastiche litofeldspatiche, in strati da medi a spessi, alternati a pacchi di strati torbiditici più fini e sottili. Le arenarie, con grana da fine a media, a luoghi possono essere grossolane, mentre gli strati spessi, talvolta amalgamati, possono presentare la base microconglomeratica. Le sequenze torbiditiche, spesso incomplete negli orizzonti sommitali, mostrano strutture basali erosive, generalmente rappresentate da *flute* o *groove cast*. Anche in questo Foglio, come in altre aree dell'Appennino Settentrionale, la formazione è caratterizzata dalla presenza di olistostromi (CEV<sub>1a</sub>) messi in posto come *slumping* e *debris flow*, spessi da qualche metro a qualche decina di metri e con un'estensione massima di 100-200 m.

Il Membro del T. Dardagna si trova nella parte nord e nord-est dell'area rilevata, con uno spessore affiorante valutabile in 400-500 m.

La maggior parte dei campioni prelevati in diverse località è risultata sterile o ha fornito associazioni a nannofossili poco significative, come i campioni prelevati nella parte alta della formazione (in località le Svolte), caratterizzati dalla presenza di *Cyclocargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus* spp., *Helicosphaera* spp.

PLESI (2002) attribuisce il Membro del T. Dardagna affiorante nel Foglio 235 Pievepelago alla Biozona MNN3 di FORNACIARI & RIO (1996), del Burdigaliano; mentre BOTTI *et alii* (2002) riferiscono le Arenarie di Monte Cervarola affioranti nell'Appennino Modenese-Bolognese alla biozona MNN3a di FORNACIARI & RIO (1996). Quindi, sulla base della letteratura citata, l'età

viene qui attribuita al Burdigaliano *p.p.*

*Burdigaliano p.p.*

### 3. - DEPOSITI MARINI DEL BACINO DELL'ELSA-PESA-CERRETO GUIDI

Questa successione pliocenica, ben affiorante nell'area del Foglio 274 Empoli, è qui rappresentata solo dalle Sabbie di Sant'Ansano, che si trovano nella zona sud-orientale, non lontano dal paese di Lamporecchio.

#### 3.1. - SABBIE DI SANT'ANSANO (SBS)

Sinonimie:

Argille grigie lignitifere, argille sabbiose e sabbie (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Sabbie e sabbie siltose micacee, a luoghi grossolane, prevalenti nella porzione inferiore della formazione, a cui si intercalano lenti di conglomerati clasto-sostenuti, più frequenti nella porzione sommitale. Le sabbie, con malacofauna marina, sono generalmente amalgamate; laddove tali sabbie mostrano una stratificazione, grossolana, il tetto dello strato può essere più cementato ed arrossato. I conglomerati sono costituiti prevalentemente da clasti arenacei da subarrotondati ad arrotondati e spesso embriciati, riferibili alla formazione del Macigno. Le intercalazioni conglomeratiche, spesse fino ad 1 m, sono più frequenti lungo il bordo occidentale del Monte Albano e sono caratterizzate da clasti il cui diametro varia da pochi centimetri a circa 50 cm. Sulla base dei caratteri litostratigrafici, del tipo di deposito e della malacofauna osservata, CAREDIO *et alii* (1995) interpretano questa formazione come la porzione distale di conoidi coalescenti che progradano verso un litorale sabbioso.

La formazione affiora con spessore ridotto (20-30 m) in un'area molto limitata all'estremità sud-orientale del Foglio, in destra della Forra del Sorbo, a sud-est di Lamporecchio. Nell'area di Vinci (Foglio 274 Empoli, poco a sud degli affioramenti cartografati), la formazione, interposta tra il Macigno ed i Conglomerati di Vinci, raggiunge uno spessore di oltre 100 m. Per i rapporti di eteropia con le sottostanti Argille e sabbie di Cerreto Guidi del Pliocene inferiore e medio (MARRONI *et alii*, 1990) e per la presenza di malacofaune marine con *Venus sp.*, *Ostrea sp.*, *Cardium sp.* e *Cladochora sp.*, CAREDIO *et alii* (1995) attribuiscono le Sabbie di Sant'Ansano al Pliocene inferiore-medio.

*Pliocene inferiore - medio*

#### 4. - DEPOSITI CONTINENTALI DEI BACINI DI LUCCA-MONTECARLO-VINCI E DI FIRENZE-PRATO-PISTOIA

Nella descrizione delle unità litostratigrafiche continentali comprese nel Foglio Pistoia si fa riferimento, con qualche modifica e integrazione, alla stratigrafia ed alla biostratigrafia ricostruite da CAREDIO *et alii* (1995). Per la discussione sulle diverse opinioni a proposito dell'individuazione e della successiva evoluzione dei bacini marini e continentali plio-pleistocenici si rimanda ai cenni storici.

A partire dal basso verso l'alto, nel bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci sono compresi i sedimenti basali, prossimali (Conglomerati di Vinci) e distali (Formazione di Marginone-Mastromarco), seguiti dai depositi di chiusura (Conglomerati di Montecarlo) e da quelli fluviali delle Cerbaie (Conglomerati delle Cerbaie) e quindi dalle breccie di pendio poste sulle propaggini occidentali del Monte Albano (Breccie di Lamporecchio). Nel bacino di Firenze-Prato-Pistoia si hanno successioni che, benché molto alterate ed affioranti solo sporadicamente, mostrano analogie litostratigrafiche con quelle del bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci, dalle quali pertanto non sono state differenziate.

##### 4.1. - CONGLOMERATI DI VINCI (VNC)

Sinonimie:

Argille grigie lignitifere, argille sabbiose e sabbie (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Alternanza di livelli conglomeratici, da medi a grossolani, provenienti dal rimaneggiamento della formazione del Macigno, e di sabbie da grossolane a fini. Nella parte alta i conglomerati sono prevalenti e sono rappresentati da potenti banchi lentiformi, spesso amalgamati.

La formazione è presente solo sul versante orientale di Monte Albano con spessori intorno a 50-60 m, mentre affiora estesamente nell'area nord-occidentale del Foglio 274 Empoli; si trova in discordanza sia sulle formazioni silicoclastiche al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Macigno e Marne di Marmoreto) sia sulle Sabbie di Sant'Ansano (Foglio 274 Empoli). CAREDIO *et alii* (1995) considerano i Conglomerati di Vinci depositi grossolani di versante, prossimali, originatisi in conseguenza dell'innalzamento della dorsale di Monte Albano e dello sprofondamento delle pianure contigue.

Problematici rimangono i rapporti con la Formazione di Marginone-Mastromarco, perchè le due formazioni non vengono mai a contatto, se forse non nel settore orientale, dove comunque le condizioni di esposizione sono pessime. Tutti gli Autori sono tuttavia concordi nel considerare i Conglomerati



di Vinci come la base dei depositi continentali, che potrebbero essersi individuati sia prima che durante la deposizione della Formazione di Marginone-Mastromarco (fig. 9). La formazione viene riferita al Villafranchiano medio in base ai resti di *Sus* cfr. *strozzi*, *Equus stenonis* cfr. *vireti* segnalati da ZANCHETTA *et alii* (1994).

*Villafranchiano medio*

#### 4.2. - FORMAZIONE DI MARGINONE-MASTROMARCO (MNG)

Sinonimie:

Argille grigie lignitifere, argille sabbiose e sabbie (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Serie lacustre di Montecarlo (DALLAN, 1988)

Argille e sabbie di Marginone (CAREDIO *et alii*, 1995)

Alternanza di argille azzurre, argille siltose, sabbie e sabbie siltoso-argillose, con malacofaune (bivalvi e gasteropodi) oligotipiche dulcicole e terrestri. In alcuni luoghi (tagli stradali, scavi, ecc.) si possono osservare sottili intercalazioni di sabbie (prevalentemente da medie a grossolane) e di sabbie siltose, in parte clinostratificate o piano-parallele, con la base degli strati erosiva, che diventano più frequenti nella porzione sommitale della successione; sono presenti anche livelli conglomeratici con ciottoli prevalentemente carbonatici, spesso cementati, riferibili, nella parte settentrionale e centrale dei due bacini, in prevalenza all'Unità tettonica della Falda Toscana, ma anche alle Unità Liguri e, nella parte occidentale del bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci, alle formazioni metamorfiche del Monte Pisano. Tali livelli conglomeratici aumentano di spessore e si ripetono a brevi intervalli nella parte medio-alta della formazione.

La Formazione di Marginone-Mastromarco, interpretata come una successione fluvio-lacustre da CAREDIO *et alii* (1995), è stata considerata da SARTI *et alii* (2001) come un deposito di piana alluvionale, con sviluppo di paleosuoli.

Mentre nel bacino di Firenze-Prato-Pistoia la formazione non mostra buone esposizioni, essa offre buoni spaccati nelle cave di Altopascio e Mastromarco (poco a sud, nel Foglio 274 Empoli).

Nell'area rilevata non affiora la porzione inferiore della formazione, che ricopre nel Foglio 274 Empoli le Argille limoso-torbose di Toiano (CAREDIO *et alii*, 1995), considerate di transizione tra la successione marina del Pliocene inferiore e medio e quella continentale villafranchiana. La porzione superiore affiora nella parte settentrionale nel foglio rilevato, dove è ricoperta in discordanza sia dai Conglomerati di Montecarlo nella zona di Borgo a Buggiano

sia dai Conglomerati delle Cerbaie nelle cave di Marginone. Lungo il margine occidentale del Monte Albano (nord-ovest di Lamporecchio) essa è coperta da depositi alluvionali terrazzati.

Lo spessore è valutabile solo nella parte occidentale del Foglio, dove pozzi per acqua, profondi anche 200 m, non hanno mai raggiunto il substrato e dove GHELARDONI *et alii* (1968) indicano la base della formazione ad una profondità di circa 500 m.

L'età è stata attribuita al Villafranchiano superiore (FUCINI, 1891; MERLA, 1949; RICCIARDI, 1952; TREVISAN *et alii*, 1971a), al Rusciano superiore-Villafranchiano superiore (DALLAN, 1988), al Villafranchiano medio-superiore (ZANCHETTA *et alii*, 1994; ZANCHETTA, 1995; CAREDIO *et alii*, 1995) e più recentemente al Villafranchiano (SARTI *et alii*, 2001). Nelle presenti note la formazione viene riferita al Villafranchiano medio-superiore (vedi cenni storici).

#### *Villafranchiano medio - superiore*

### 4.3. - CONGLOMERATI DI MONTECARLO (MNE)

Sinonimie:

Conglomerati, ciottoli e argille lignitifere (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Ciottoli di Montecarlo (DALLAN, 1988)

Conglomerati polimitici, clasto-sostenuti, poco cementati in matrice sabbiosa, spesso alterata, a cui si intercalano sabbie fini rossastre, argille sabbiose ed argille azzurre. I clasti da subarrotondati ad arrotondati, frequentemente arrossati e con dimensioni che variano da pochi centimetrici a qualche decimetro, sono riferibili alla formazione del Macigno e alle Successioni Liguri della parte orientale del Foglio 261 Lucca (aree di Lappato e Gragnano) e alle successioni metamorfiche del M. Pisano presenti a sud-ovest. Laddove la successione affiora con buone esposizioni e potenze significative, si osserva che i corpi conglomeratici sono spessi qualche metro e si estendono lateralmente per qualche decina di metri, mentre le intercalazioni sabbiose o argilloso-sabbiose sono generalmente lentiformi, con uno spessore fino a qualche metro ed una continuità laterale limitata.

La formazione, che affiora nella parte centro-occidentale, giace in discordanza sulla Formazione di Marginone-Mastromarco ed è ricoperta a sud, secondo una superficie di erosione, dai Conglomerati delle Cerbaie. I Conglomerati di Montecarlo possono raggiungere uno spessore di 150-200 m.

In assenza di dati paleontologici originali e sulla base di sole considerazioni stratigrafiche, questa formazione viene riferita alla porzione alta del Pleistocene medio (DALLAN, 1988) o al Pleistocene inferiore-medio (ZANCHETTA, 1995;

SARTI *et alii*, 2001). Interposta tra la Formazione di Marginone-Mastromarco ed i Conglomerati delle Cerbaie, essa viene qui attribuita al Villafranchiano superiore-Galeriano, ovvero al Pleistocene inferiore-medio.

*Pleistocene inferiore - medio*

## 5. - DEPOSITI DELLE CERBAIE

Questa successione continentale pleistocenica affiora nella zona di Marginone, a sud-est di Montecarlo, da dove si estende verso sud fino al F. Arno, nel Foglio 274 Empoli. È rappresentata dai Conglomerati delle Cerbaie, descritti di seguito.

### 5.1. - CONGLOMERATI DELLE CERBAIE (BCE)

Sinonimie:

Sabbie argillose rossastre, conglomerati e depositi ciottolosi in terrazzi, tufiti (TREVISAN *et alii*, 1971a)

Conglomerati e sabbie di Casa di Poggio ai Lecci (BARSOTTI *et alii*, 1974; MAZZANTI, 1983)

La formazione comprende conglomerati polimitici clasto-sostenuti con matrice sabbiosa rosso-ocra e ciottoli da centimetrici (prevalenti) a decimetrici (fino a 15 cm), a cui si intercalano livelli di sabbie fini, sabbie siltose arrossate e silt argillosi da grigi a gialli; i depositi grossolani e quelli fini sono spesso molto alterati. I clasti da arrotondati a subarrotondati provengono sia dai versanti orientali del Monte Pisano, dove affiorano formazioni metamorfiche (quarziti bianche, rosa, viola o verdi), sia dalle pendici meridionali dell'altopiano delle Pizzorne, dove sono presenti i vari termimi dell'Unità tettonica della Falda Toscana e delle Unità Liguri. La matrice, a luoghi anche abbondante, è spesso molto alterata. Gli strati conglomeratici, spessi fino a qualche metro, possono avere una estensione massima di alcune decine di metri, come le sottili intercalazioni sabbiose e siltose. I Conglomerati delle Cerbaie presentano suoli a plintite, frutto di una pronunciata e diffusa alterazione pedogenetica, formati per lunga esposizione in ambiente caldo-umido, durante l'interglaciale Mindel-Riss (MAGALDI *et alii*, 1983).

La formazione affiora estesamente nella zona di Montecarlo, al margine sud-occidentale del Foglio, dove rappresenta una porzione di un più vasto ripiano morfologico tettonicamente sollevato e immergente verso ovest-nordovest con inclinazione media di 2-3°. Nella zona d'affioramento più settentrionale essa giace in discordanza sui Conglomerati di Montecarlo, da cui si differenzia per le

ridotte dimensioni dei clasti e per una loro maggiore eterogeneità; in quella centrale poggia sui sedimenti del bacino lacustre del Villafranchiano medio-superiore (I ciclo lacustre di *TREVISAN et alii*, 1971a; ciclo di Montecarlo di *DALLAN*, 1988), come si poteva ben osservare durante la fase di scavo di alcune cave nella zona di Marginone e Fattoria del Teso a nord di Altopascio; in quella meridionale giace sui sedimenti marini e salmastri del Pliocene inferiore e medio. (fig. 8).

Lo spessore della formazione, valutato in aree limitrofe in circa 20-30 m, nella zona rilevata non supera i 10 m. In letteratura i Conglomerati delle Cerbaie vengono attribuiti al Pleistocene medio (*ZANCHETTA*, 1995, *cum bibl.*), sulla base della loro correlabilità con i Conglomerati e sabbie di Casa di Poggio ai Lecci, che affiorano in sinistra nella medio-bassa valle dell'Arno (*SQUARCI & TAFFI*, 1967; *MAZZANTI*, 1983; *NENCINI*, 1983; *MARRONI et alii*, 1990) ed al cui interno sono segnalate le tufiti datate a circa 0,6 Ma da *ARIAS et alii* (1981) e da *BIGAZZI et alii* (1994).

*Pleistocene medio*

## 6. - DEPOSITI DI MONTE ALBANO

Localmente, sulle propaggini occidentali del Monte Albano, affiorano depositi di versante molto alterati, che per caratteristiche e giacitura possono essere differenziati rispetto ai comuni depositi detritici e riferiti alle Breccie di Lamporecchio, descritte di seguito.

### 6.1. - BRECCIE DI LAMPORECCHIO (GLM)

Sinonimie:

Conglomerati a grossi ciottoli di Macigno (*TREVISAN et alii*, 1971a)

Breccie di Casa Vetralla (*CAREDIO et alii*, 1995)

Sono rappresentate in prevalenza da breccie monomittiche clasto-sostenute con elementi da subangolosi ad angolosi, da decimetrici a metrici, riferibili soprattutto alla formazione del Macigno; sia i clasti che la matrice sabbiosa sono molto arrossati ed in parte alterati. Alle breccie si intercalano livelli sabbioso-conglomeratici e sabbiosi, generalmente lentiformi, e con una continuità laterale limitata. Il deposito non presenta particolari strutture sedimentarie ed è assimilabile ad un detrito grossolano di pendio.

La formazione affiora in maniera discontinua e con pessime esposizioni nelle aree meridionali del Foglio sulle propaggini occidentali di Monte Albano.

Essa giace in discordanza sul Macigno e (fuori carta, a sud dell'area rilevata) sulla Sabbie di Sant'Ansano e sui Conglomerati di Vinci ed è a sua volta ricoperta da depositi alluvionali terrazzati del Pleistocene superiore.

Distinguere le Breccie di Lamporecchio dalle altre formazioni detritiche continentali è stato spesso difficoltoso, a causa della somiglianza dei depositi detritici e del loro elevato grado di alterazione, che hanno portato alla formazione di suoli molto simili tra loro.

Lo spessore, anche se di difficile valutazione, può essere stimato intorno ai 40-50 m. In assenza di dati paleontologici, le Breccie di Lamporecchio, sovrastanti le sabbie affioranti tra Lamporecchio e Stabbia, attribuite da ZANCHETTA *et alii* (1994) al Villafranchiano superiore, possono essere dubitativamente riferite al Galeriano (Pleistocene medio-superiore). Questa età è coerente con il sollevamento della dorsale di Monte Albano, datato al Pleistocene medio-superiore (BARTOLINI *et alii*, 1983).

*Pleistocene medio - ?superiore*

## 7. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

I depositi quaternari sono rappresentati da sedimenti di origine continentale, prodotti in prevalenza dall'azione delle acque correnti superficiali (depositi alluvionali terrazzati, depositi alluvionali recenti e attuali, depositi palustri) e dall'azione della gravità (depositi di frana o di versante). Vi sono inoltre depositi legati all'azione di vari agenti morfogenetici, come i depositi eluvio-colluviali, che giacciono soprattutto su superfici relitte, oppure prodotti dalla precipitazione chimica del carbonato di calcio, che forma il travertino. Infine, vi sono depositi accumulati artificialmente dall'attività antropica, come le discariche, o la cui sedimentazione è stata favorita dall'uomo, come quelli che nei secoli hanno portato alla bonifica per colmata delle aree intorno al Padule di Fucecchio. In considerazione della loro diffusione e delle problematiche che pongono, i corpi di frana e le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) saranno trattati in modo più approfondito successivamente.

### 7.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (**b<sub>n</sub>**)

Sono costituiti prevalentemente da ghiaie e conglomerati, eterometrici e mal classati, sia clasto che matrice-sostenuti, sovente monomittici ad elementi di arenaria (prevalentemente di Macigno, ma anche di Arenarie di Monte Modino e di Arenarie di Monte Cervarola nell'area di nord-est). I clasti hanno

dimensioni generalmente comprese tra pochi centimetri e qualche decimetro e mostrano spesso, in misura variabile, embriatura e arrotondamento; la presenza di sabbie, talora limoso-argillose, è subordinata; la cementazione generalmente è assente.

Questi depositi sono più estesi nella fascia pedemontana tra Pescia e Montecatini Terme (ad esempio lungo i corsi inferiori dei torrenti Pescia e Borra) e nella zona di Lamporecchio-Monsummano Terme, lungo il margine sud-ovest della dorsale di Monte Albano. La loro distribuzione è più discontinua ai margini della pianura di Pistoia, dove si trovano soprattutto lungo il basso corso dei torrenti Ombrone, Vincio e Bure e localmente lungo il lato nord-est del Monte Albano. In alcune aree sono riconoscibili, ma difficilmente correlabili, alcuni ordini di terrazzamento. Lo spessore dei depositi alluvionali terrazzati varia tra qualche metro e poche decine di metri. L'età è attribuita al ?Pleistocene medio/superiore-Olocene.

*?Pleistocene medio/superiore – Olocene*

#### 7.2. - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (**b<sub>2</sub>**)

Sono rappresentate in genere da sedimenti eluviali, colluviali e detritici, prevalentemente argilloso-limoso-sabbiosi, intensamente pedogenizzati. Esse si trovano alla sommità di pianori o aree subpianeggianti, isolati dall'erosione e localizzati a quote relativamente elevate rispetto ai fondovalle attuali. Come accennato precedentemente, si tratta spesso di accumuli su superfici relitte, situate nella zona a nord-ovest di Montecatini Terme e Pistoia, ad esempio tra Pescia e Margine di Momigno, a nord di Serravalle Pistoiese e lungo il crinale del Monte Albano. Studi di BARTOLINI (1980a) e BARTOLINI *et alii* (1984) hanno consentito di delineare un sollevamento delle dorsali di varie centinaia di metri, a partire dalla fine del Villafranchiano. Lo spessore di questi depositi è in genere di pochi metri; l'età può essere riferita al ?Pleistocene medio/superiore-Olocene.

*?Pleistocene medio/superiore - Olocene*

#### 7.3. - DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (**a<sub>1q</sub>**)

Sono frequentemente costituiti da accumuli di frammenti litici eterogenei ed eterometrici, dispersi in un'abbondante matrice limoso-sabbiosa; più raramente, sono riconoscibili ammassi e corpi rocciosi meno scompaginati, prodotti da fenomeni di scorrimento di roccia in blocco. Questi accumuli sono riferibili a

fenomeni franosi che non manifestano, se non localmente, indizi di attività attuale o molto recente; non di rado l'erosione o l'attività antropica ne hanno parzialmente rimodellato scarpate e contropendenze. La genesi di alcuni corpi di frana più vasti potrebbe essere riferita a condizioni morfo-strutturali e climatiche parzialmente diverse dalle attuali: in accordo con le ipotesi avanzate da D'AMATO AVANZI *et alii* (1995) per l'alta Val di Serchio, i primi movimenti potrebbero quindi essere riferiti al Pleistocene medio/superiore. Gli spessori, molto variabili, dipendono dal tipo di movimento e dall'entità del fenomeno: nei corpi di maggiori dimensioni possono superare il centinaio di metri. L'età è attribuibile al Pleistocene medio/superiore-Olocene.

*Pleistocene medio/superiore – Olocene*

#### 7.4. - DEPOSITI PALUSTRI (e<sub>3</sub>)

Sono composti in prevalenza da limi e argille, con torbe in quantità variabile. La maggior parte di essi, per estensione e spessore, è riferibile al cosiddetto "cratere" del Padule di Fucecchio, ovvero alla zona tipicamente palustre; la sua estensione presenta una variabilità naturale, legata alle precipitazioni e al deflusso, compresa tra qualche chilometro quadrato e oltre dieci.

I depositi palustri occupano altre aree della pianura, assai più limitate, intorno al Lago di Sibolla e ad est di Casalguidi. Vi sono inoltre piccoli accumuli di sedimenti palustri, che colmano parzialmente qualche modesta depressione morfologica nell'area montana. Si tratta probabilmente di trincee presso la sommità di fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV), come quella che interessa il versante sud-est del M. Battifolle o quella, assai estesa, della zona di Momigno. Lo spessore dei depositi palustri è probabilmente limitato a pochi metri nelle trincee delle DGPV, ma può raggiungere e verosimilmente superare le decine di metri nella zona del Padule di Fucecchio. L'età è riferibile al Pleistocene superiore-Olocene.

*Pleistocene superiore - Olocene*

#### 7.5. - DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a<sub>1</sub>)

Non presentano caratteristiche granulometriche e tessiturali sostanzialmente differenti rispetto ai depositi di frana senza indizi di evoluzione; di composizione variabile, sono frequentemente costituiti da frammenti litici, dispersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa. Talora si riconoscono anche ammassi meno scompaginati o inglobanti corpi rocciosi, anche molto vasti,

prodotti da scorrimenti di roccia in blocco. I depositi di frana in evoluzione sono riferiti a fenomeni in cui sono rilevabili significativi indizi di deformazioni attuali o molto recenti, che possono produrre fessure al coronamento e/o al piede, rigonfiamenti lungo il pendio, variazioni nel regime idrogeologico, sconvolgimento del drenaggio superficiale, degrado della vegetazione, lesioni dei manufatti. Gli spessori, dipendenti dal tipo di movimento e dall'entità del fenomeno franoso, superano spesso alcune decine di metri. L'età è riferita all'Olocene.

*Olocene*

#### 7.6. - DEPOSITI DI VERSANTE (a)

Si tratta di accumuli di frammenti litici eterometrici, la cui composizione dipende naturalmente da quella della roccia che costituisce il versante; sono quindi frequentemente depositi monomittici od oligomittici; la matrice è in genere piuttosto scarsa o assente, ma può essere presente in quantità rilevante, soprattutto se il detrito si è formato a spese di rocce più degradabili (argilliti, marne, alcuni tipi di arenaria); in qualche caso vi può essere una certa cementazione. I depositi detritici sono più frequenti alla base di scarpate e pendii acclivi; gli accumuli più estesi derivano soprattutto dalla disgregazione delle formazioni arenacee (Macigno, Arenarie di Monte Modino, Arenarie di Monte Cervarola), in minor misura calcareo-marnose o argillitico-calcaree. Le coperture detritiche possono avere un perimetro più o meno regolare, talvolta adagiandosi in depressioni morfologiche e vallecole, dove tendono ad assumere il contorno della forma ospitante. Lo spessore varia da pochi metri a oltre 10 m. L'età è attribuita all'Olocene.

*Olocene*

#### 7.7. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI (b)

Hanno in generale una composizione eterometrica e polimittica, anche se lungo il corso dei torrenti principali (Pescia di Pescia, Pesia di Collodi, Nievole, Vincio, Ombrone, Bure) la granulometria è normalmente grossolana (ghiaie e sabbie prevalenti) e sovente monomittica (arenaria) fino allo sbocco nelle pianure, dove si possono riconoscere anche coni di deiezione. Lungo gli alvei sono talvolta riconoscibili, ma non differenziabili, depositi riferibili a fenomeni di colata detritica. Nelle pianure l'estensione dei depositi alluvionali recenti e attuali diventa notevole, anche se confinata da altri sedimenti di varia origine



(palustre, bonifica per sedimentazione o colmata). Nelle stesse aree di pianura è possibile su vasta scala una differenziazione granulometrica dei sedimenti, rappresentata con un sovrassegno grafico, fra prevalentemente grossolani (ghiaie e sabbie) e prevalentemente fini (limi e argille). In entrambe le pianure sono riconoscibili anche numerose tracce di paleoalvei, indicati in carta con apposito sovrassegno, testimonianza del passato divagare dei due corsi d'acqua principali, il T. Pescia di Pescia e l'Ombrone Pistoiese.

Lo spessore dei depositi alluvionali recenti e attuali è generalmente ridotto lungo le valli citate, dove di rado supera la decina di metri. Nelle zone di pianura, invece, tale spessore può raggiungere 30-40 m. L'età è riferita all'Olocene.

*Olocene*

#### 7.8. - TRAVERTINO (**f<sub>1</sub>**)

Si tratta di concrezioni calcaree di origine chimica idrotermale, spesso caratterizzate da struttura vacuolare. Gli affioramenti sono ubicati in corrispondenza di emergenze d'acqua termale nell'area di Montecatini Terme-Monsummano Terme e a sud-ovest di Serravalle Pistoiese. Lo spessore non supera qualche metro. L'età è attribuibile all'Olocene.

*Olocene*

#### 7.9. - DEPOSITI DI BONIFICA PER COLMATA (**h<sub>1c</sub>**)

Sono il prodotto delle modifiche idrauliche che nei secoli hanno portato alla bonifica di una parte del Padule di Fucecchio, in passato assai più esteso. Come illustrato precedentemente, la bonifica avvenne in periodi diversi, essenzialmente per colmata, favorendo la sedimentazione dei corsi d'acqua immissari con arginature, sbarramenti e canalizzazioni. A questo tipo di bonifica si è associato più recentemente quella per drenaggio, con opere atte a favorire il deflusso delle acque.

I depositi di colmata sono quindi il risultato della plurisecolare attività antropica che si è sovrapposta all'evoluzione naturale della pianura, con il susseguirsi di fasi palustri e fasi di bonifica, fino al prevalere di quest'ultima. La composizione litologica e granulometrica presenta quindi una certa variabilità, con prevalere di granulometrie essenzialmente fini. Lo spessore dei depositi è valutabile intorno alla decina di metri. L'età è olocenica.

*Olocene*

#### 7.10. - DEPOSITI ANTROPICI (h)

Sono costituiti da accumuli di materiale eterogeneo ed eterometrico, rappresentati da discariche d'inerti, accumuli di materiali di scarto o terrapieni e rilevati. Lo spessore è generalmente di pochi metri.

*Olocene*

PROGETTO  
CARG

## V - TETTONICA

Gli studi sull'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale hanno permesso di individuare alcune tappe fondamentali, che hanno portato un insieme di Unità Liguri a sovrascorrere e ad impilarsi, come falde alloctone, sulla copertura deformata e scollata della Placca Adria (fig. 7) ed a deformarsi congiuntamente alle Unità Toscane ed Umbro-Marchigiane:

- chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese, situato tra la placca europea e quella adriatica, con subduzione ed obduzione della crosta oceanica, durante il Cretacico;
- collisione continentale, nell'Eocene medio;
- fase tettonica intracontinentale, che ha coinvolto la Placca Adria tra l'Oligocene ed il Miocene.

Per effetto di queste complesse vicende si sono individuate varie falde di ricoprimento e si sono strutturate le seguenti unità tettoniche, con modalità d'impilamento per cui le più profonde appartengono ai domini paleogeografici più esterni: Unità Liguri (Dominio Ligure), suddivise a loro volta in Unità Liguri Interne (non affioranti in questo Foglio) e Unità Liguri Esterne (rappresentate in questo Foglio dall'Unità tettonica Ottone e dall'Unità tettonica Morello); Unità Subliguri (Dominio Subligure), rappresentate solo dall'Unità tettonica Canetolo (non affiorante in questo Foglio); Unità tettonica della Falda Toscana e Unità tettonica Cervarola (Dominio Toscano); PLESI *et alii* (2000) individuano un'ulteriore unità tettonica al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana, l'Unità tettonica Modino (vedi in seguito).

La prima fase deformativa ha interessato sia le Liguridi Interne sia quelle Esterne (Fase Ligure di ELTER, 1975) e corrisponde nelle Alpi alla Fase mesoalpina; essa, responsabile della strutturazione delle Unità Liguri, con sviluppo di superfici di taglio e di pieghe rovesciate, è attribuibile, solo in base a considerazioni stratigrafiche (non esistendo misure radiometriche), ad un intervallo di tempo compreso tra il tardo Paleocene e l'Eocene medio. Le Liguridi, Interne ed Esterne, sono state successivamente coinvolte anche nella fase deformativa oligo-miocenica (Fase Toscana), che le ha portate a sovrascorrere sul Dominio Toscano e su quello Umbro-Marchigiano.

L'Unità tettonica Canetolo (Dominio Subligure) comprende corpi sedimentari di età paleocenica superiore-miocenica inferiore, depositi in tempi e luoghi diversi per la migrazione del fronte compressivo, probabilmente in bacini di *piggy-back*; essa è stata interessata nella porzione inferiore argillitico-calcareo anche dalla fase dell'Eocene medio e nella porzione superiore silicoclastica solo da quella oligo-miocenica.

Durante la Fase Toscana, l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Cervarola sono state essenzialmente coinvolte in una prima deformazione (fase tangenziale o fase *sin-nappe*) dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore e in una fase tardiva (*post-nappe*), a partire dal Miocene medio. La fase *sin-nappe* è considerata il più importante evento tettonico-metamorfico, perché responsabile della strutturazione principale; durante questa fase, datata radiometricamente 27 Ma, si ha l'individuazione e la strutturazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana; ad essa è legato inoltre il metamorfismo di più alto grado del Complesso Metamorfico Apuano. La fase *post-nappe*, responsabile anche del sollevamento apuano, deforma ulteriormente l'edificio strutturale di prima fase con la formazione di grandi pieghe, spesso rovesciate e avanscorse, con assi a direzione appenninica e vergenza verso nord-est, che in alcuni casi può essere opposta (vedi paragrafi successivi); la datazione radiometrica ha fornito di questa fase l'Unità tettonica della Falda Toscana 4-8 Ma (BALESTRIERI *et alii*, 1996, *cum bibl.*).

Durante il Miocene superiore (Tortoniano superiore) nell'area tirrenica si esauriscono i movimenti traslativi connessi con la tettonica compressiva, responsabili della strutturazione e del piegamento principale dell'edificio a falde di ricoprimento, che caratterizza l'Appennino Settentrionale. Dal Miocene superiore nella Toscana meridionale e dal Pliocene inferiore in alcune aree della Toscana settentrionale, ha inizio una tettonica estensionale nelle zone interne dell'arco appenninico, mentre sul versante padano il fronte compressivo migra in direzione nord e nord-est, coinvolgendo i depositi miocenici e plio-pleistocenici (MIGLIORINI, 1948; ELTER *et alii*, 1975; FEDERICI, 1980; FEDERICI & RAU, 1980; BARTOLINI *et alii*, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1985). Questi

processi di compressione e distensione sono coevi e geneticamente legati e rappresentano la risposta in superficie alla flessurazione della placca litosferica adriatica, al di sotto della catena appenninica (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; SCANDONE, 1979; BOUSQUET & PHILIP, 1986; ROYDEN *et alii*, 1987; BERNINI & LASAGNA, 1989; BERNINI *et alii*, 1991; BERNINI & PAPANI, 2002).

Nelle aree interne della catena la tettonica estensionale determina la formazione di depressioni e alti strutturali, delimitati da faglie dirette, che si sovrappongono alla struttura a falde di ricoprimento. In tali depressioni si sedimentano potenti successioni sia marino-salmastre, sia continentali. Ammettendo che tale sedimentazione sul versante tirrenico sia iniziata pressoché contemporaneamente, o con piccolo ritardo, rispetto ai primi movimenti di sprofondamento, la datazione delle varie successioni ha permesso di formulare ipotesi attendibili circa l'età di apertura delle depressioni stesse.

Considerando che:

- l'età dei depositi basali del ciclo fluvio-lacustre del bacino di Aulla-Olivola in Val di Magra è riferita al Rusciniense superiore da BERTOLDI (1988), in base a studi palinologici;

- in Val di Serchio, nei bacini di Barga e di Castelnuovo G. (Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana) l'età dei depositi fluvio-lacustri basali, sulla base di resti di mammiferi, è riferita al Villafranchiano inferiore (MENEHINI, 1880; DE STEFANI, 1887b e 1889; ZACCAGNA, 1932; MASINI, 1936);

- nella zona studiata l'inizio della tettonica distensiva è deducibile dall'età dei primi sedimenti non coinvolti nella deformazione, ovvero della Formazione di Marginone-Mastromarco, riferita al Villafranchiano medio-superiore (vedi cenni storici);

si può sostenere che nella Toscana settentrionale e nella Liguria di levante l'inizio della tettonica distensiva e quindi l'apertura dei bacini continentali può essere datata al Pliocene.

## 1. - STUDIO STRUTTURALE

Lo studio macro e mesostrutturale ha riguardato principalmente le seguenti unità tettoniche: Unità tettonica Morello, Unità tettonica della Falda Toscana, Unità tettonica Cervarola, mentre per l'Unità tettonica Ottone i dati e gli affioramenti non sono sufficienti per una caratterizzazione strutturale significativa.

## 1.1. - PRINCIPALI MACROSTRUTTURE

Per consentire una più agevole ed immediata lettura della carta geologica, il Foglio Pistoia può essere suddiviso in quattro settori, all'interno dei quali sono state individuate e descritte le principali strutture tettoniche.

### *Settore nord-occidentale (bacini del T. Pescia di Pescia e del F. Nievole)*

Gli affioramenti più diffusi appartengono alle formazioni presenti al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Macigno, in prevalenza, e Scaglia toscana), mentre quelle del Giurassico e del Cretacico si trovano solo al nucleo dell'anticlinale di Marliana; un poco più estesa è l'Unità tettonica Morello, che affiora al nucleo della sinclinale lungo la Pescia, tra Pontito e Lanciole e lungo l'alto corso del F. Nievole.

Le principali macrostrutture sono costituite dalla grande piega rovesciata, stretta e allungata per qualche chilometro tra Castelvecchio e Pescia; il suo asse è disposto in direzione nord-sud e immerge verso ovest, in sponda destra del T. Pescia di Pescia, dove la formazione di Sillano è coinvolta in un piegamento successivo al suo sovrascorrimento sulla formazione del Macigno; in alcuni casi le culminazioni assiali, disposte in direzione appenninica (Calamecca e medio-alto corso del F. Nievole), hanno permesso la riesumazione della Scaglia toscana. La principale struttura distensiva si nota all'estremità nord del Foglio, dove la Formazione di Sillano viene a contatto, attraverso una faglia diretta, con il tetto della Scaglia toscana; tale faglia, immergente verso sud-ovest, ha direzione appenninica e un rigetto pari a tutto lo spessore del Macigno, che qui si può stimare intorno a 1.500 m.

### *Settore nord-orientale (Appennino Pistoiese e pianura di Pistoia)*

In questo settore affiora l'Unità tettonica della Falda Toscana, rappresentata qui dalle formazioni del Macigno, delle Marne di Marmoreto e delle Arenarie di Monte Modino. L'accavallamento del Macigno sulle Marne di Marmoreto e sulle Arenarie di Monte Modino si trova in corrispondenza del T. Vincio di Brandeglio, dov'è presente una superficie tettonica con direzione appenninica e immersione verso sud-est; una seconda superficie tettonica, compresa tra il Poggiolo e Pistoia nord, con direzione appenninica e immergente verso sud-ovest, porta le Arenarie di Monte Modino ad accavallarsi sull'Unità tettonica Morello, la quale a sua volta è sovrascorsa sulle Arenarie di Monte Cervarola. Come si può facilmente evincere dalla corretta lettura degli eventi tettonici, che permettono di comprendere le loro sequenze temporali, in questo settore e in quello nord-occidentale l'Unità tettonica Morello si è messa in posto al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana, prima del loro successivo piegamento.

La Formazione di Sillano e la Formazione di Monte Morello sono diffuse anche sulle propaggini dei rilievi che bordano la Piana di Pistoia a occidente; tali formazioni vengono a contatto con il Macigno per mezzo di una faglia diretta con direzione antiappenninica e immersione verso sud-est; lungo il T. Vincio, in località La Vergine, si osserva ancora il ripiegamento del contatto tettonico per sovrascorrimento dell'Unità tettonica Morello sull'Unità tettonica della Falda Toscana.

*Settore sud-orientale (Monte Albano e pianura di Pistoia)*

L'elemento strutturale più marcato è costituito dall'alto tettonico che ha dato luogo alla dorsale di Monte Albano che separa la pianura di Pistoia da quella che si sviluppa tra Pescia-Montecatini Terme e Lamporecchio-Altopascio; tale alto morfo-strutturale, che sembra essersi sollevato in tempi assai recenti, come testimonia la cospicua presenza di depositi alluvionali terrazzati e detriti di falda sui fianchi della dorsale (vedi capitoli precedenti), comprende le arenarie del Macigno (Unità tettonica della Falda Toscana) e le formazioni dell'Unità tettonica Morello (Formazione di Sillano e Formazione di Monte Morello). Per chiarezza d'esposizione, saranno descritte prima le strutture presenti sul versante orientale e poi su quello occidentale.

Versante orientale del Monte Albano: al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana si osserva il sovrascorrimento dell'Unità tettonica Morello, secondo un contatto con direzione appenninica, spesso ripiegato per successivi eventi tettonici di tipo compressivo (da Bracali alla Croce di San Gimignano e a nord-ovest delle Capannacce). Intorno alla Valle del Rio Vinacciolo a nord e tra Case Salocchi e Montemagno più a sud sono presenti anche sedimenti pelitici di difficile attribuzione, interpretati come il tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Olistostroma di Monte Modino e Marne di Marmoreto, Membro delle Arenarie di Forrottoli). Il contatto tettonico con direzione appenninica e immergente verso nord-est, che separa le Marne di Marmoreto e le Arenarie di Forrottoli poste al tetto e la Formazione di Sillano alla base tra Case Salocchi e C. Pacini, potrebbe esser interpretato come un retrocarreggiamento del tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana sull'Unità tettonica Morello, durante una fase tettonica compressiva tardiva. Tra Cantagrillo, Casalguidi, Santonuovo e Quarrata sono presenti i sedimenti fluvio-lacustri della Piana di Firenze-Prato-Pistoia, trasgressivi sia sulle formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana, sia su quella dell'Unità tettonica Morello.

Versante occidentale del Monte Albano: sul fianco sud-occidentale sono presenti dei limitatissimi affioramenti di sedimenti grossolani marini del Pliocene inferiore-medio, sottostanti ai depositi continentali del bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci, i cui rapporti con il substrato prepliocenico non sono

visibili.

All'estremità settentrionale la prima fase deformativa ha causato il sovrascorrimento dell'Unità tettonica Morello sul tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana, secondo un contatto disposto all'incirca nord-sud, a vergenza orientale e immergente verso sud-sud-ovest. Procedendo verso sud la seconda fase deformativa è responsabile: del sovrascorrimento della Scaglia toscana sull'Unità tettonica Morello e sul Macigno del Monte Albano, secondo un piano disposto nordovest-sudest e immergente verso sud-ovest e del sovrascorrimento del Macigno di Montevettolini sull'Unità tettonica Ottone, a sua volta sovrascorsa sulla Scaglia toscana.

*Settore sud-occidentale (piana alluvionale dei torrenti Pescia di Pescia e Pescia di Collodi, area palustre del Padule di Fucecchio)*

L'elemento tettonico più rilevante è costituito dal *thrust* di Monsummano Terme che porta i termini carbonatici mesozoici dell'Unità tettonica della Falda Toscana ad accavallarsi su quelli dell'Unità tettonica Morello. Si tratta di un'anticlinale allungata, rovesciata e avanscorsa sull'Unità tettonica Morello, con asse disposto nordovest-sudest, nord-est vergente; il suo fianco sud-occidentale è limitato da una serie di faglie dirette con direzione appenninica e rigetto probabilmente superiore a 3.000 metri, i cui piani sono ben visibili nelle cave abbandonate di Monsummano Terme. Lungo queste faglie vengono a giorno le acque termo-minerali dei serbatoi carbonatici mesozoici, dando luogo alle sorgenti di Montecatini Terme e Monsummano Terme.

Il contatto tra i sedimenti del bacino lacustre di Lucca-Montecarlo-Vinci e il substrato affiorante è in alcuni tratti disposto secondo una linea retta ad andamento all'incirca est-ovest (Borgo a Buggiano e Montecatini Terme); una tale disposizione potrebbe indicare una *faglia* bordiera pre e sin depositi lacustri, che limitava a nord il paleolago. All'estremità sud-occidentale è presente il pianalto delle Cerbaie, di età riferibile al Pleistocene medio, sollevatosi recentemente e basculato verso nord-ovest.

Lo studio mesostrutturale (curato da A. Taini) è stato svolto sull'Unità tettonica Morello, sull'Unità tettonica della Falda Toscana e sull'Unità tettonica Cervarola. I risultati sono illustrati di seguito, per ciascuna unità tettonica.

## 2. - UNITÀ TETTONICA MORELLO

(a cura di A. Taini)

L'Unità tettonica Morello, costituita dalla Formazione di Sillano,



prevalentemente argillitica, e dalla Formazione di Monte Morello, prevalentemente calcarea, giace al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana e dell'Unità tettonica Cervarola, con le quali è spesso coinvolta in grandi strutture plicative di seconda fase, talvolta rovesciate.

Le frequenti discontinuità tettoniche, la copertura vegetale, il grado di alterazione e la tettonizzazione, molte volte così spinta da cancellare ogni struttura, spesso non hanno consentito frequenti stazioni di misura; nonostante ciò, è stato possibile raccogliere sufficienti elementi per un inquadramento strutturale esauriente.

Dall'analisi dei dati raccolti emerge che l'Unità tettonica Morello è caratterizzata da almeno due fasi deformative distinte:  $D_1$  (corrispondente alla Fase Ligure) e  $D_2$  (corrispondente alla Fase Toscana).

### *Prima fase deformativa*

Alla prima fase deformativa sono associate pieghe, alla scala dell'affioramento, osservabili soprattutto nella Formazione di Monte Morello; si tratta di pieghe da sub-isoclinali a chiuse con angolo di apertura medio intorno ai 25-30°, alle quali è sempre associato un clivaggio di piano assiale ben sviluppato; si ritrovano pieghe  $F_1$  anche a più piccola scala (pieghe intrafoliari da centimetriche a decimetriche), anch'esse soprattutto nella Formazione di Monte Morello.

Nella fig. 10 sono illustrate pieghe di prima fase a scala metrica nella Formazione di Monte Morello, a nord di Pistoia sulla strada che porta da Collegigliato a Germinaia, appena passato Collegigliato; si tratta di pieghe sub-isoclinali, con angolo di apertura di 15°, cerniere arrotondate e asse orientato N65/22SW, che ripiegano la stratificazione e alle quali è associata una fitta e penetrativa scistosità di piano assiale, orientata N90/32S. La proiezione stereografica degli assi di prima fase  $A_1$  (fig. 11) mostra come questi ultimi, nonostante siano abbastanza dispersi, abbiano prevalentemente direzione appenninica (N120-N160).

Associata alle pieghe di prima fase, nelle rocce meno competenti, quali i livelli argillitici intercalati alle bancate calcaree della Formazione di Monte Morello, la  $S_1$  è sempre ben espressa ed assume i caratteri di uno *slaty cleavage* penetrativo, fitto, continuo e generalmente poco inclinato rispetto alla stratificazione, con la quale non forma mai angoli superiori a 25°. Nella stessa formazione la  $S_1$  difficilmente riesce a manifestarsi e quando è osservabile si presenta come un clivaggio di fratturazione, molto spaziato e ad alto angolo rispetto alla stratificazione. Alla  $D_1$  è inoltre associata una blastesi sincinemica di minerali metamorfici di basso grado (calcite, mica bianca, clorite, quarzo,

ossidi e idrossidi), cresciuti e appiattiti lungo la  $S_1$ .

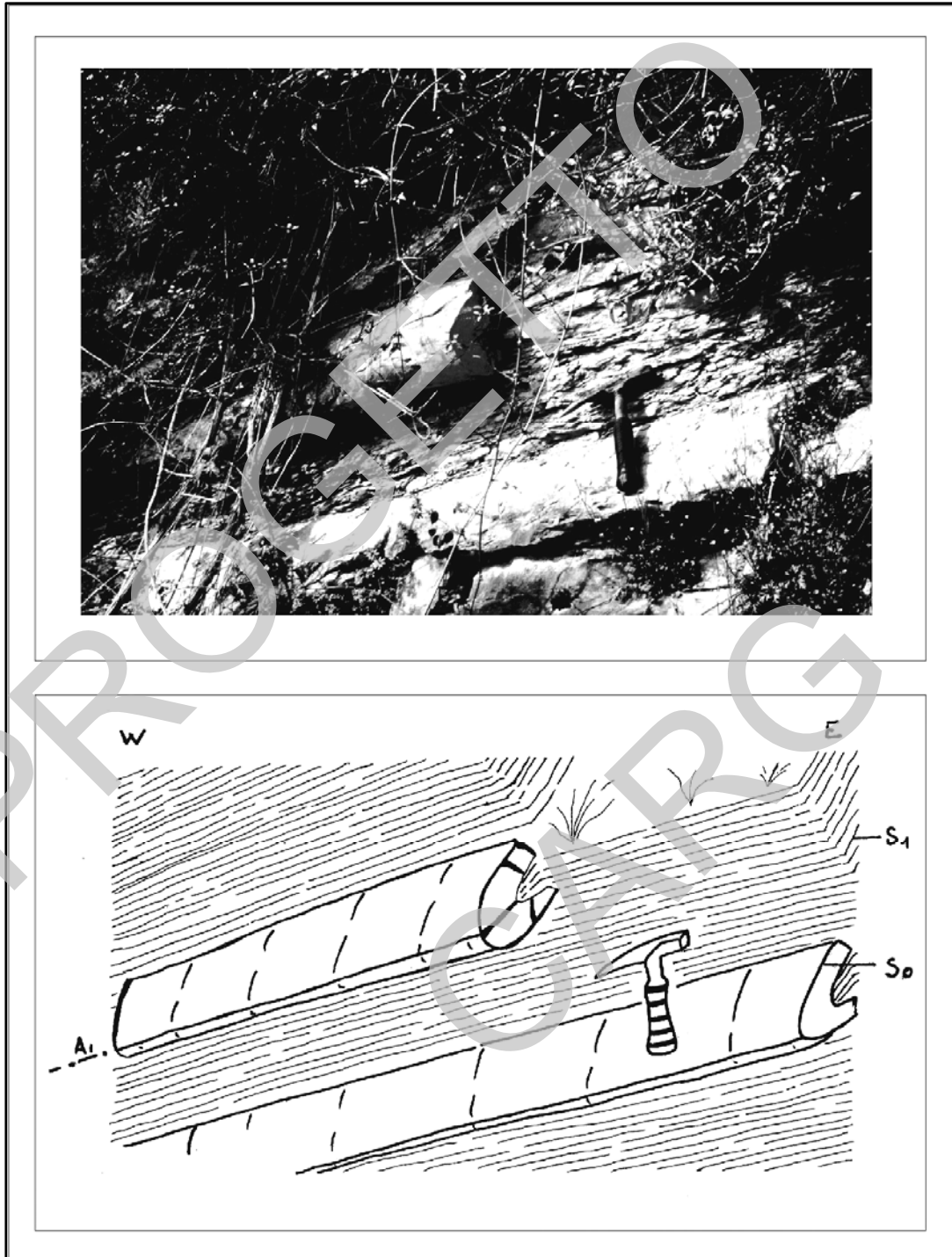


Fig. 10 - Pieghe di prima fase nella Formazione di Monte Morello.

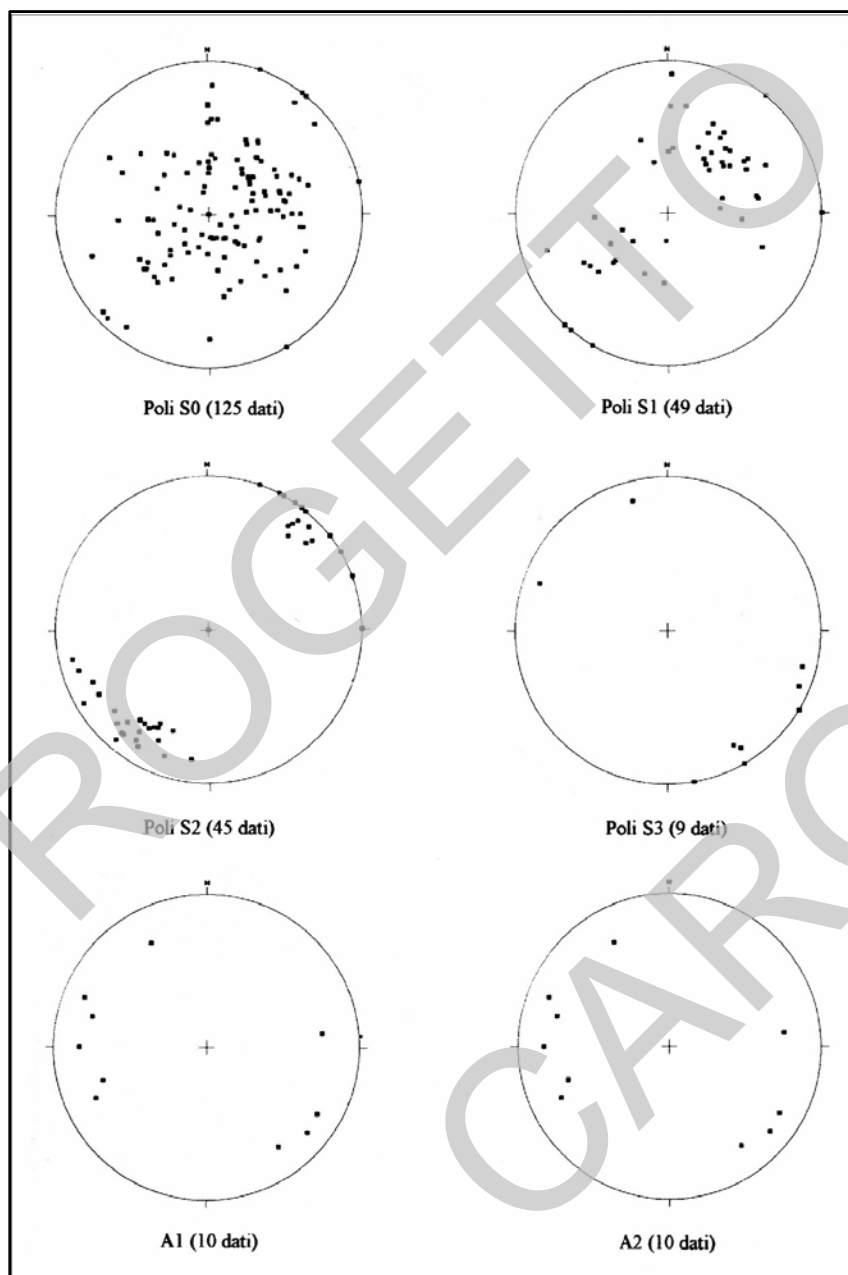


Fig. 11 - Proiezioni stereografiche della stratificazione (S0) e degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D1 e D2 e alla tettonica trasversale dell'Unità tettonica Morello.

di questi ultimi secondo un grande cerchio corrispondente a un piano sub-verticale di direzione N50, che ammette un asse sub-orizzontale di direzione N140 da mettere in relazione con la seconda fase deformativa a direzioni prevalentemente appenniniche. Nella maggiore parte degli affioramenti con L'elaborazione statistica dei poli dei piani di S<sub>1</sub> (fig. 11) mostra una dispersione

stratificazione diritta, la  $S_1$  risulta, anche se di poco, più inclinata rispetto alla  $S_0$  e con pendenze verso sud-ovest; questo indicherebbe una vergenza verso i quadranti nordorientali della prima fase deformativa.

### *Seconda fase deformativa*

Nell'area in esame, non sono mai state osservate pieghe di seconda fase alla scala dell'affioramento; esse sono però intuibili dall'andamento della stratificazione, soprattutto dove quest'ultima si verticalizza, associandole alle pieghe di seconda fase per lo più a scala cartografica date da una serie di anticlinali e sinclinali ad assi appenninici, piani assiali molto inclinati e vergenza verso i quadranti nord-orientali.

Alla scala dell'affioramento, la  $D_2$  si manifesta principalmente attraverso una foliazione  $S_2$ , osservabile soprattutto nelle rocce meno competenti, dove assume il carattere di un clivaggio di fratturazione, più o meno fitto e penetrativo, con spaziatura variabile da 2 a 8 cm, sempre molto inclinato rispetto all'orizzontale e con direzioni prevalentemente appenniniche (fig. 11). Dall'analisi dello stereogramma di densità dei poli della  $S_2$ , si può vedere come la distribuzione di tali poli ammetta un chiaro asse di dispersione orientato N130/12NE. Le pieghe  $F_2$  a scala cartografica e le rare pieghe intrafoliari di seconda fase indicano una vergenza verso i quadranti nordorientali.

### *Tettonica trasversale*

L'Unità tettonica Morello è interessata anche, ma solo localmente, da una terza fase deformativa, a carattere più fragile rispetto alle prime due fasi  $D_1$  e  $D_2$ , che si manifesta esclusivamente come un clivaggio di fratturazione molto spazioso ( $S_3$ ), con direzione antiappenninica (N20-N80) e sempre molto inclinato o sub-verticale (fig. 11). La fratturazione associata a questa fase è ben visibile a nord di Pistoia, sulla strada che da Collegliato porta a Germiniaia.

## 3. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

(a cura di A. Taini)

Nell'area in esame, l'Unità tettonica della Falda Toscana è rappresentata principalmente dal Macigno e più raramente dalle successioni mesozoico-paleogeniche ed è caratterizzata da una deformazione polifasica ben espressa a tutte le scale.

La prima fase deformativa duttile (“Fase tangenziale”, Oligocene sup./Miocene inf.) è rappresentata da rarissime pieghe con vergenza verso i quadranti nord-orientali ed assi orientati nord-nordovest/sud-sudest.

La seconda fase deformativa duttile (“Fase *post-nappe*”, Miocene medio) ha avuto un ruolo molto importante nella strutturazione regionale di questo settore appenninico; ad essa infatti sono da ricollegare le maggiori e più evidenti strutture plicative, caratterizzate da vergenza verso nord-est ed assi orientati nord-nordovest/sud-sudest.

È stata inoltre riconosciuta una tettonica trasversale “antiappenninica” che si sovrappone alle strutture delle prime due fasi deformative; questa terza fase, meno intensa, deforma l’edificio strutturale già creato con blande pieghe con assi orientati da N20 a N80, alle quali sono spesso associati *décrochements* con direzione variabile da N20 a N80.

#### *Prima fase deformativa*

La prima fase deformativa ( $D_1$ ) si manifesta esclusivamente attraverso una scistosità  $S_1$ , presente in tutte i litotipi ed osservabile a tutte le scale. Associate alla prima fase deformativa sono state osservate rare pieghe intrafoliari o intraformazionali. La superficie di scistosità  $S_1$ , riconducibile ad una fase compressiva a carattere prevalentemente tangenziale, è riconoscibile indipendentemente dalla presenza di pieghe, che nell’area in esame sono direttamente osservabili solo sporadicamente; per lo più, in rari casi, la  $S_1$  materializza il piano assiale di pieghe intrafoliari con angolo di apertura minore di  $40^\circ$ .

La  $S_1$  si manifesta diversamente a seconda delle rocce interessate. Nelle formazioni meno competenti (Scaglia toscana, Calcari e marne a Posidonia, Diaspri) e negli interstrati pelitici delle altre formazioni (Macigno, Calcare selcifero della Val di Lima e Calcare selcifero di Limano), la  $S_1$  si manifesta come una scistosità di flusso (*slaty cleavage*) fitta e penetrativa, che conferisce alla roccia un aspetto fogliettato dovuto all’appiattimento, alla rotazione e all’isorientazione dei minerali della paragenesi originaria ed alla ricristallizzazione di alcuni minerali di neoformazione (mica bianca, quarzo, calcite, ossidi e idrossidi), concentrati e allungati lungo la  $S_1$ . Inoltre, nelle rocce meno competenti la  $S_1$  è generalmente sub-parallela alla  $S_0$ . In molti casi, si ha una trasposizione della superficie di stratificazione sulla  $S_1$ , mentre negli altri casi la  $S_1$  risulta debolmente più inclinata (fino a  $20^\circ$ ) rispetto alla  $S_0$ . Nelle rocce più competenti, sia calcaree che silicoclastiche, la  $S_1$  è difficilmente osservabile; quando riesce ad esprimersi, si presenta come un clivaggio di frattura, spaziato (2-7 cm) e non penetrativo. In affioramento, laddove la  $S_1$

riesce a penetrare nelle rocce più competenti al passaggio fra i livelli meno competenti e quelli più competenti, si può osservare il fenomeno della rifrazione della scistosità: nei livelli meno competenti la  $S_1$  è poco inclinata (fino a 15-20°) rispetto alla superficie di strato  $S_0$ , mentre nelle rocce più competenti forma con essa angoli maggiori (20-60°).

Sono state osservate rarissime pieghe di prima fase alla mesoscala, che si trovano solo in alcune formazioni (Calcaro selcifero di Limano, Calcari e marne a Posidonia, Calcare selcifero della Val di Lima). Si tratta di piccole pieghe, da centimetriche a metriche, generalmente sub-isoclinali a geometria simile, con cerniera ispessita, fianchi assottigliati (Classe II di RAMSAY, 1967) e assi con direzione media di circa N150. Non sono state osservate pieghe di prima fase di più grandi dimensioni.

La fig. 12 riassume i risultati dell'elaborazione statistica. I poli dei piani di scistosità  $S_1$  si disperdono secondo un grande cerchio corrispondente ad un piano orientato N62/74SE, che ammette un asse orientato N151/15NO.

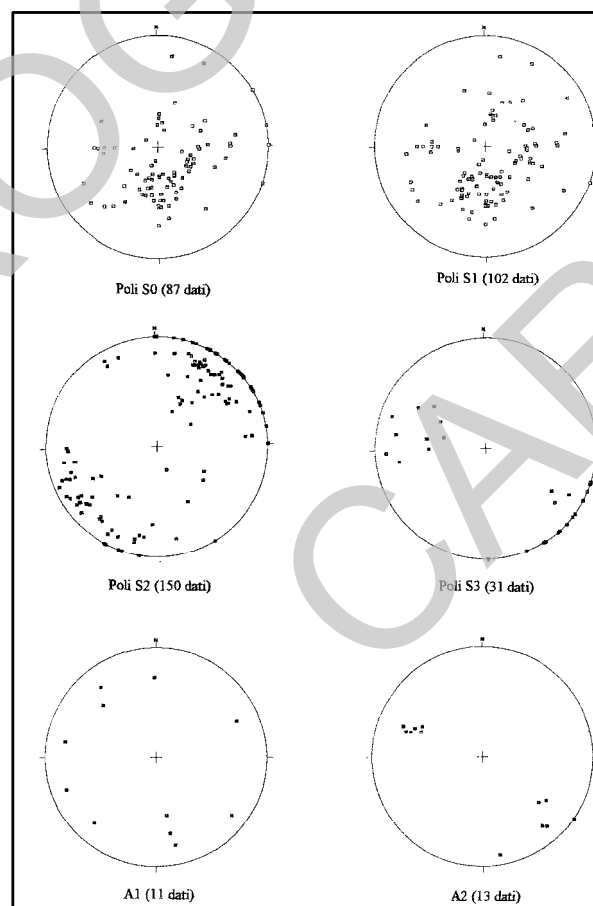


Fig. 12 - Proiezioni stereografiche della stratificazione ( $S_0$ ) e degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative  $D_1$  e  $D_2$  e alla tettonica trasversale dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

Gli assi medi di dispersione dei poli dei piani delle superfici di stratificazione e di scistosità di prima fase  $S_1$  corrispondono perfettamente agli assi  $A_2$  di deformazione di seconda fase, che si addensano intorno ad una direzione di N150 con una inclinazione di circa  $20^\circ$  verso NO. Come si può vedere dagli stereogrammi, la distribuzione statistica dei poli dei piani di scistosità  $S_1$  è molto simile a quella dei poli dei piani di stratificazione  $S_0$ . Rispetto alla  $S_0$ , i poli della  $S_1$  sono debolmente più concentrati nel quadrante nord-orientale, ovvero la  $S_1$ , rispetto alla  $S_0$ , risulta leggermente più inclinata verso sud-ovest. Tenendo conto che nella maggiore parte dei casi la superficie di stratificazione risulta normale, mancando pieghe di prima fase che provochino importanti rovesciamenti, per questa prima fase deformativa si può indicare una vergenza verso nord-est.

### *Seconda fase deformativa*

Le strutture più evidenti, in tutti i litotipi e a tutte le scale, sono associate alla seconda fase deformativa  $D_2$ ; si tratta principalmente di pieghe  $F_2$ , caratterizzate da una foliazione di piano assiale  $S_2$ , i cui elementi strutturali sono riassunti in fig. 12. A questa fase sono associate le megastrutture più importanti dell'area in esame; si tratta di grandi strutture plicative, generalmente asimmetriche e talvolta rovesciate, con assi orientati nord-nordovest/sud-sudest e vergenza verso i quadranti nordorientali, che coinvolgono tutti i termini dell'Unità tettonica della Falda Toscana; qui di seguito si ricordano le più importanti.

Presso Calamecca, la Scaglia toscana ed il Macigno sono piegati in una grande anticlinale con asse orientato circa N150. Un'altra grande anticlinale, con asse N160, interessa la zona di Marliana, coinvolgendo l'Unità tettonica della Falda Toscana dal Calcere selcifero di Limano fino al Macigno e rovesciandosi a sud-est dell'abitato. Anche a Monsummano Terme le formazioni mesozoico-paleogeniche dell'Unità tettonica della Falda Toscana (dal Calcere massiccio fino alla Scaglia toscana) sono coinvolte in una grande anticlinale rovesciata di seconda fase, con asse orientato nord-nordovest/sud-sudest. Tra le megastrutture associate alla seconda fase, si ricorda anche l'anticlinale rovesciata che interessa il Macigno e la Formazione di Sillano lungo la valle del T. Pescia di Pescia.

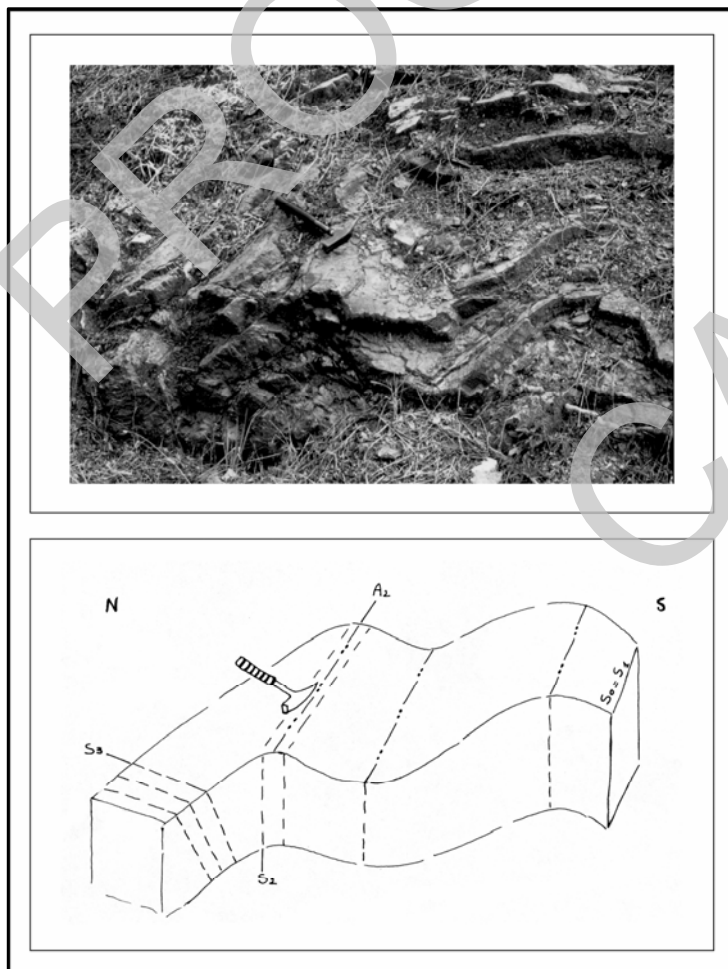
Infine, le Arenarie di Monte Modino, che affiorano a nord-ovest di Pistoia, sono interessate da una serie di antiformali e sinformi ben evidenti a scala cartografica, caratterizzate da un'ampiezza di centinaia di metri, assi sub-orizzontali con direzione media N150, piano assiale molto inclinato e ancora vergenza verso i quadranti nordorientali. Alla scala dell'affioramento, queste strutture possono essere riconosciute lungo la S.S. n. 56 che da Gello porta a Le

Piastre e lungo la strada secondaria che costeggia il torrente Vincio e serve gli abitati di Statigliana, Campiglio e Marciana.

Le pieghe di seconda fase  $F_2$  sono osservabili frequentemente e mostrano uno stile deformativo variabile e fortemente influenzato dai litotipi interessati. Nelle rocce più competenti si sviluppano pieghe da aperte a molto aperte, con angoli di apertura generalmente superiori a  $90^\circ$ ; nelle formazioni meno competenti (Calcari e marne a Posidonia, Diaspri, Scaglia toscana), le pieghe risultano generalmente meno aperte, con angoli di apertura che variano da circa  $90^\circ$  ad angoli molto inferiori.

Le pieghe  $F_2$ , quasi sempre a geometria approssimativamente parallela e cerniere sub-arrotondate, risultano quindi spesso asimmetriche con vergenza verso i quadranti nordorientali. Uno studio effettuato su una decina di pieghe di seconda fase, applicando il metodo della misura del rapporto degli spessori ortogonali (RAMSAY, 1967), ha permesso di verificare che la maggiore parte delle pieghe  $F_2$  ricadono nelle classi 1B e 1C (RAMSAY, 1967).

Un esempio di pieghe di seconda fase è illustrato in fig. 13, che descrive un



affioramento di Diaspri osservabile lungo la strada che va da Monsummano Terme a Monsummano Alto. Nella figura sono schematizzati gli assi  $A_2$ , con orientamento medio di circa N120/35NO; la  $S_2$  risulta generalmente sub-verticale con direzione intorno a N120; la  $S_3$  ha direzione media di circa N40 ed immerge di  $45^\circ$  verso est; in questo affioramento la  $S_0$  e la  $S_1$  risultano parallele.

Fig. 13 - Pieghe di seconda fase nella formazione dei Diaspri.



La foliazione di seconda fase  $S_2$  corrisponde al piano assiale delle pieghe di seconda fase  $F_2$ , appena descritte; la  $S_2$ , come d'altronde la  $S_1$ , risulta più o meno fitta, penetrativa e continua a seconda delle rocce interessate; anche in questo caso sono gli strati meno competenti a registrare meglio le strutture deformative associate alla seconda fase. Nei livelli meno competenti, la  $S_2$  può essere classificata come clivaggio di fratturazione, con spaziatura variabile da 1 a 7-8 cm, che localmente può assumere i caratteri di un clivaggio di crenulazione con spaziatura variabile da 5 mm a 1 cm. La  $S_2$  risulta sempre molto inclinata rispetto all'orizzontale; questa caratteristica la rende sempre abbastanza evidente alla scala dell'affioramento.

Nella fig. 14 sono illustrati i rapporti tra  $S_0$ ,  $S_1$  e  $S_2$  nella parte pelitica del Macigno presso S. Giovanni (a nord di Pescia), al bivio tra la strada per S. Quirico e quella per Vellano. Si può vedere come la  $S_1$  e la  $S_2$  vengano registrate unicamente dagli interstrati meno competenti; la superficie di stratificazione  $S_0$  (N180/30W) è diritta e meno inclinata della  $S_1$  (N180/38W), confermando una vergenza verso nord-est della prima fase deformativa; la  $S_2$ , meno fitta della  $S_1$ , si presenta molto inclinata rispetto all'orizzontale (N130/76NE).

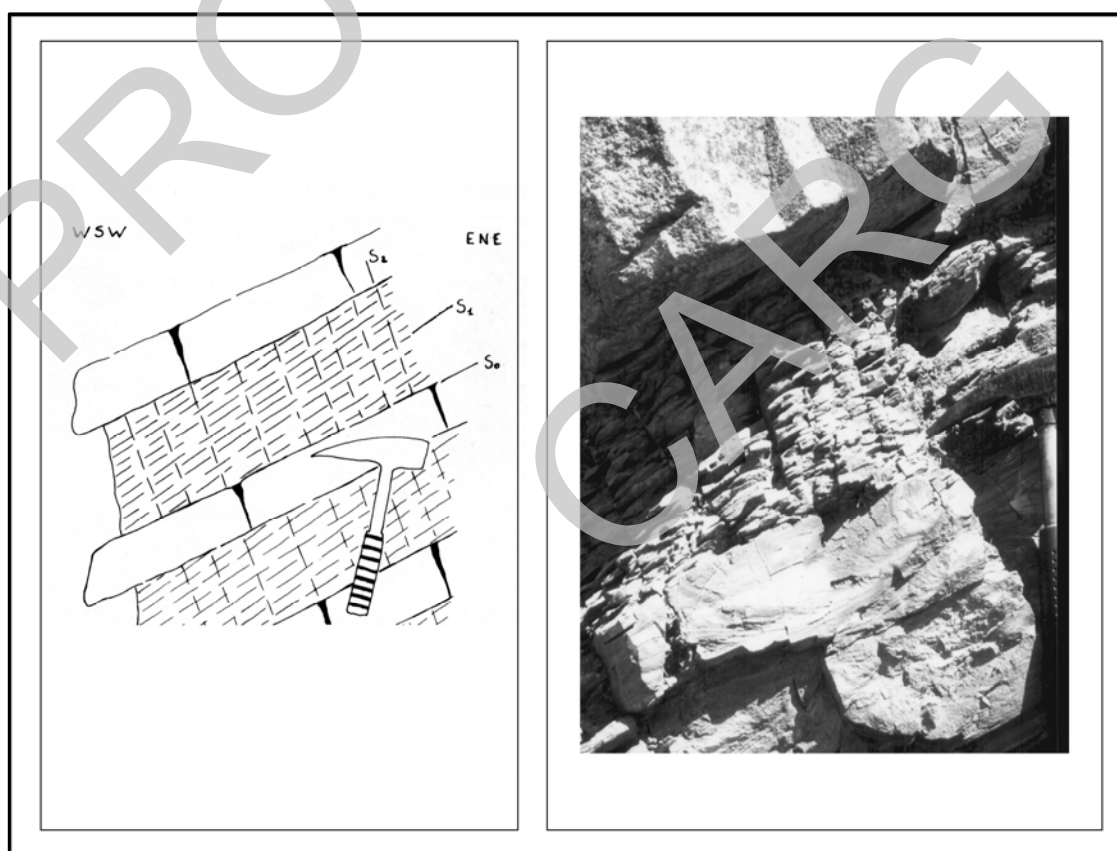


Fig. 14 - Rapporti fra  $S_0$ ,  $S_1$  e  $S_2$  nella formazione del Macigno.

A scala microscopica la  $S_2$  produce effetti visibili soprattutto nelle rocce meno competenti, nelle quali è prevalentemente causata da deformazioni meccaniche, che riorientano il *fabric* precedente e da fenomeni di pressione e dissoluzione che portano alla neoformazione di ossidi ed idrossidi che, concentrandosi lungo le superficie di scistosità  $S_2$ , ne permettono una facile individuazione; non si sviluppa alcuna blastesi sincinemica. Nelle Marne di Marmoreto, localmente, la  $S_2$  assume le caratteristiche di un clivaggio di crenulazione con spaziatura variabile da 5 mm a 1 cm.

L'analisi statistica degli elementi associati alla seconda fase deformativa (fig. 12) mostra come la  $S_2$  sia sempre molto inclinata. I poli dei piani  $S_2$  si disperdono su un grande cerchio orientato N180/5SE, ammettendo un asse di orientato N90/85O; probabilmente questa dispersione è connessa a blandi piegamenti successivi.

### *Tettonica trasversale*

Nell'area in esame è stata inoltre riconosciuta una terza fase deformativa, che si manifesta soprattutto nelle rocce meno competenti con un clivaggio di fratturazione ( $S_3$ ) con spaziatura variabile da 2 a 5 cm, generalmente sub-verticale e con direzione variabile da N20 a N80 (fig. 12); questo clivaggio, ben espresso alla scala dell'affioramento, può essere ricondotto ad una deformazione a stile piuttosto rigido, associato cioè a faglie la cui componente principale è quella trascorrente con direzione media variabile da N20 a N80.

## 4. - UNITÀ TETTONICA CERVAROLA

(a cura di A. Taini)

L'Unità tettonica Cervarola, affiorante nella parte nord-orientale dell'area esaminata, in una fascia allungata e orientata nordovest-sudest, è caratterizzata da una deformazione polifasica ben espressa alle diverse scale. Sono ben riconoscibili due fasi deformative duttili, una prima fase  $D_1$  ("Fase tangenziale") e una seconda fase  $D_2$  ("Fase *post-nappe*") alla quale sono associate le strutture più evidenti, sia alla scala dell'affioramento che a scala cartografica, che indicano chiaramente una vergenza verso i quadranti nordorientali.

È stata inoltre riconosciuta una fase tettonica trasversale "antiappenninica", che si sovrappone alle strutture delle prime due; a questa terza fase, meno intensa e con carattere più fragile rispetto alle prime due, è principalmente associato un clivaggio di fratturazione ( $S_3$ ), materializzato da piani di discontinuità più o meno fitti orientati da N20 a N80, ai quali sono spesso

associati *décrochements* a direzione variabile da N20 a N80.

### *Prima fase deformativa*

Alla prima fase deformativa  $D_1$  è associata principalmente una scistosità  $S_1$ , ben osservabile alla scala dell'affioramento, mentre le pieghe di prima fase sono raramente riconoscibili. La superficie di scistosità  $S_1$  è ben sviluppata e visibile in tutti i litotipi dell'Unità tettonica Cervarola; il suo sviluppo è spesso indipendente dalla presenza di pieghe di prima fase, in relazione al carattere prevalentemente tangenziale della prima fase stessa.

La  $S_1$  assume diverse morfologie a secondo delle formazioni interessate. In quelle meno competenti, come gli interstrati pelitici delle Arenarie di Monte Cervarola, la  $S_1$  appare come una scistosità di flusso (*slaty cleavage*) fitta, penetrativa e continua, che suddivide le rocce in sottili livelli sericitici planari, conferendo loro un aspetto fogliettato. A scala microscopica, nei livelli meno competenti, si può osservare l'appiattimento, la rotazione e l'isorientazione dei minerali della paragenesi originaria lungo le superfici  $S_1$ ; in alcuni casi sono stati osservati minerali di neoformazione quali quarzo, calcite, miche bianche, ossidi e idrossidi. Ancora nelle rocce meno competenti, la  $S_1$  è generalmente sub-parallela alla stratificazione  $S_0$ , con la quale non forma mai angoli superiori a  $20^\circ$ , arrivando spesso ad una trasposizione della  $S_0$  sulla  $S_1$ . Nei livelli più competenti, come gli interstrati arenitici delle Arenarie di Monte Cervarola, la  $S_1$  raramente riesce a manifestarsi; quando osservabile, essa assume il carattere di clivaggio di frattura, molto spaziato (3-10 cm), discontinuo e non penetrativo, formando con la stratificazione angoli sempre maggiori di  $30^\circ$ .

Come accennato, sono state osservate rarissime pieghe di prima fase alla mesoscala, solo in alcune orizzonti più pelitici di questa formazione. Si tratta di piccole pieghe, da centimetriche a metriche, generalmente sub-isoclinali a geometria simile, con cerniera ispessita e fianchi assottigliati (Classe II di RAMSAY, 1967) e con assi orientati nordovest-sudest.

Presso l'abitato di S. Moro si può osservare una piega di prima fase nelle Arenarie di Monte Cervarola (fig. 15).

Si tratta di una piega subsoclinale, con apertura intorno a  $25^\circ$ , cerniera debolmente ispessita rispetto ai fianchi e asse con direzione N25 inclinato di  $52^\circ$  verso sud-ovest; la  $S_0$  è chiaramente piegata mentre la  $S_1$ , orientata N100-48SO, ne materializza il piano assiale. Non sono state osservate pieghe di prima fase di più grandi dimensioni.

La fig. 16 riassume i risultati dell'elaborazione statistica.

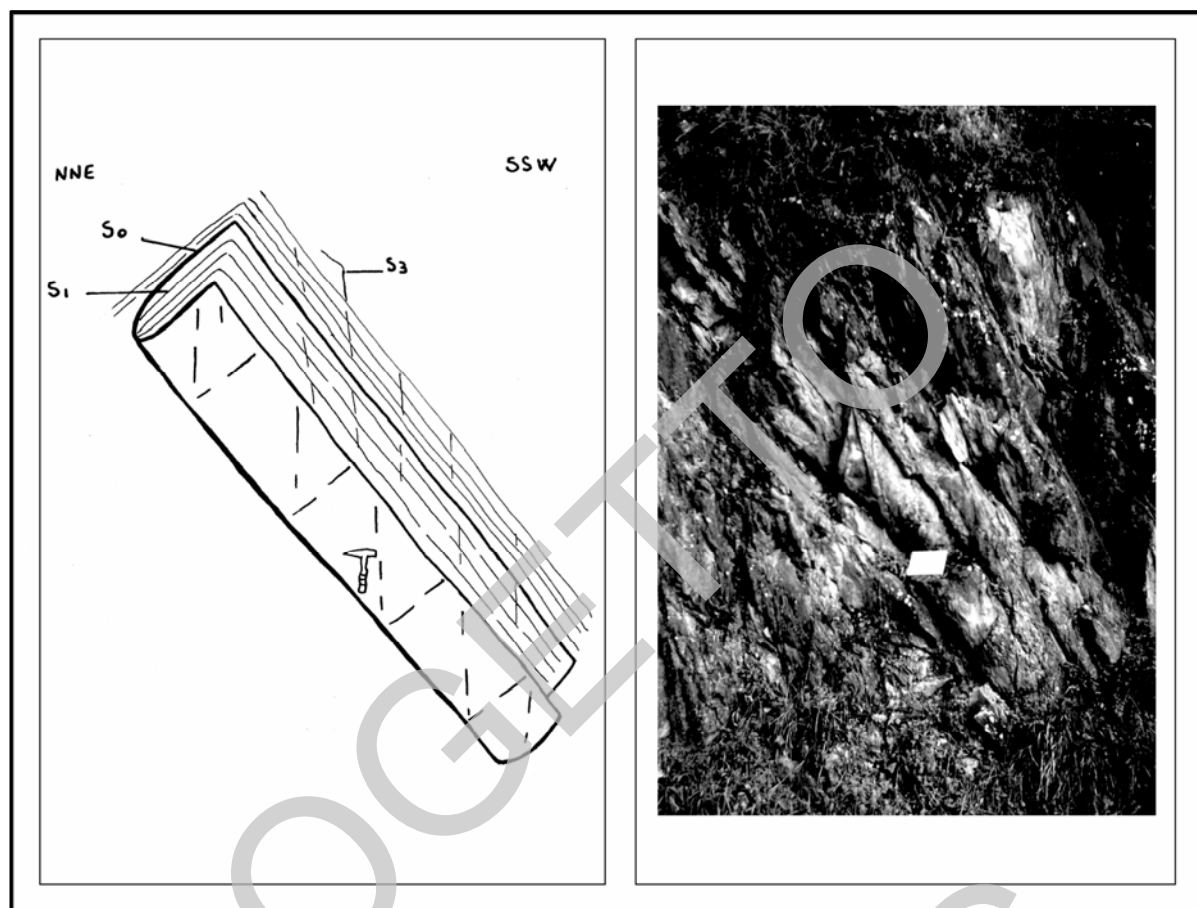


Fig. 15 – *Piegatura di prima fase nelle Arenarie di Monte Cervarola.*

I poli dei piani di scistosità  $S_1$  si disperdono secondo un grande cerchio corrispondente a un piano verticale con direzione N25, che ammette un asse orizzontale con direzione N115. Gli assi medi di dispersione dei poli dei piani delle superfici di stratificazione e di scistosità di prima fase  $S_1$  sono in accordo con gli assi  $A_2$  di deformazione di seconda fase, che si addensano intorno ad una direzione di N120 con debole inclinazione (inferiore a  $20^\circ$ ) sia verso sud-est che verso nord-ovest.

Come si può vedere dagli stereogrammi, la distribuzione statistica dei poli dei piani di scistosità  $S_1$  è molto simile a quella dei poli dei piani di stratificazione

$S_0$ . Rispetto alla  $S_0$ , i poli della  $S_1$  sono debolmente più concentrati nel quadrante nord-orientale, ovvero la  $S_1$  risulta leggermente più inclinata verso sud-ovest rispetto alla  $S_0$ ; tenendo conto che nella maggior parte dei casi la superficie di stratificazione risulta diritta (in mancanza di grandi pieghe di prima fase che provochino degli importanti rovesciamenti), questo indicherebbe una vergenza verso nord-est della prima fase deformativa.

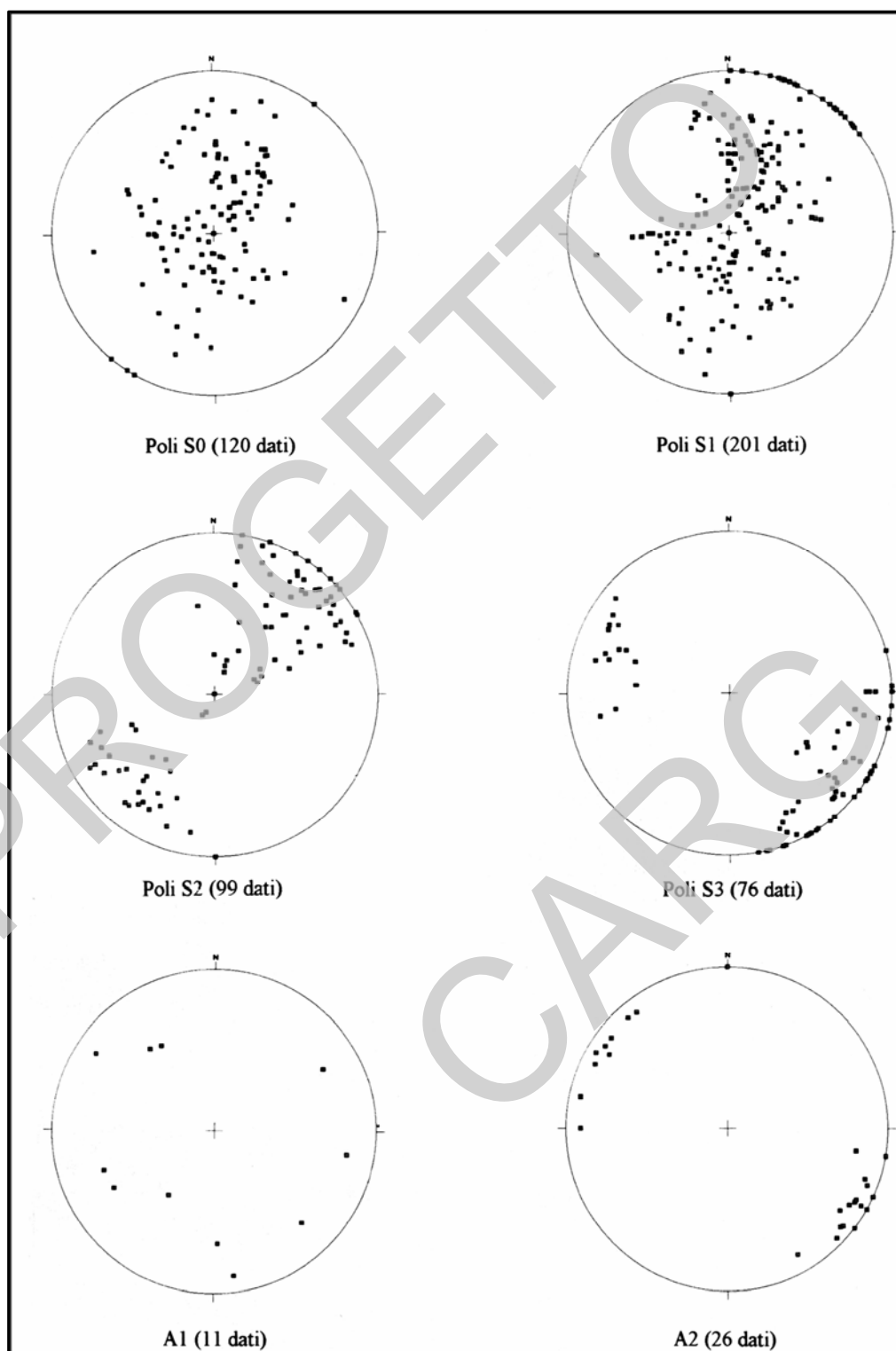


Fig. 16 - Proiezioni stereografiche della stratificazione (S0) e degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D1 e D2 e alla tettonica trasversale dell'Unità tettonica Cervarola.

### *Seconda fase deformativa*

L'Unità tettonica Cervarola è interessata da una seconda fase deformativa duttile alla quale sono associate strutture evidenti in tutti i litotipi, ben osservabili alla scala dell'affioramento e alla scala cartografica; si tratta principalmente di una scistosità  $S_2$  che spesso materializza il piano assiale di grandi pieghe  $F_2$ , talvolta rovesciate, con assi orientati nordovest-sudest e vergenza verso i quadranti nordorientali (fig. 16).

La formazione delle Arenarie di Monte Cervarola è interessata da strutture plicative di seconda fase ben espresse a scala cartografica; si tratta di una serie di grandi sinformi ed antiformali, delle quali è raramente visibile la zona di cerniera, talvolta rovesciate, caratterizzate da assi sub-orizzontali con direzione N110-N120, piani assiali sub-verticali e vergenza verso nord-est. Sono difficilmente osservabili strutture plicative alla scala dell'affioramento, probabilmente in relazione alla prevalenza di strati arenitici, molto competenti, nelle Arenarie di Monte Cervarola.

Lo stile deformativo delle pieghe  $F_2$  è variabile e fortemente influenzato dalle caratteristiche dei litotipi interessati. Nelle rocce più competenti si sviluppano pieghe da chiuse ad aperte, con apertura generalmente compresa tra 70 e 90°; nelle rocce meno competenti, le pieghe risultano generalmente chiuse, con apertura che varia da 30 a 70°. Le pieghe  $F_2$ , generalmente con geometria approssimativamente parallela e cerniere sub-arrotondate, risultano spesso asimmetriche, indicando una vergenza verso i quadranti nord-orientali.

Un esempio di piega di seconda fase è osservabile lungo la strada tra Piteccio e Castagno, a nord di Pistoia (fig. 17). Questa piega ha un'apertura di circa 110°, cerniera arrotondata, geometria parallela, asse N126/15NO e foliazione di piano assiale  $S_2$  molto inclinata, orientata N134/78SO; essa ripiega chiaramente la  $S_0$  e la  $S_1$ , che in zona di cerniera risultano verticali con direzione N135.

La scistosità di seconda fase  $S_2$  corrisponde al piano assiale delle pieghe  $F_2$  di seconda fase. La  $S_2$  si osserva quasi esclusivamente nelle rocce meno competenti (interstrati pelitici delle Arenarie di Monte Cervarola), mentre raramente riesce a manifestarsi negli strati arenitici, più competenti. Nei livelli meno competenti, la  $S_2$  può essere classificata come clivaggio di fratturazione, con spaziatura variabile da 1 a 7-8 cm. In tutti gli affioramenti esaminati la  $S_2$  si presenta sempre molto inclinata ed evidente. Alla scala microscopica gli effetti della  $S_2$  sono osservabili solo nelle rocce meno competenti; si tratta prevalentemente di deformazioni meccaniche che riorientano il *fabric* precedente e di fenomeni di pressione e dissoluzione che portano alla neoformazione di ossidi ed idrossidi che, concentrandosi lungo le superfici di

scistosità  $S_2$ , ne permettono una facile individuazione; non si sviluppa alcuna blastesi sincinematica.

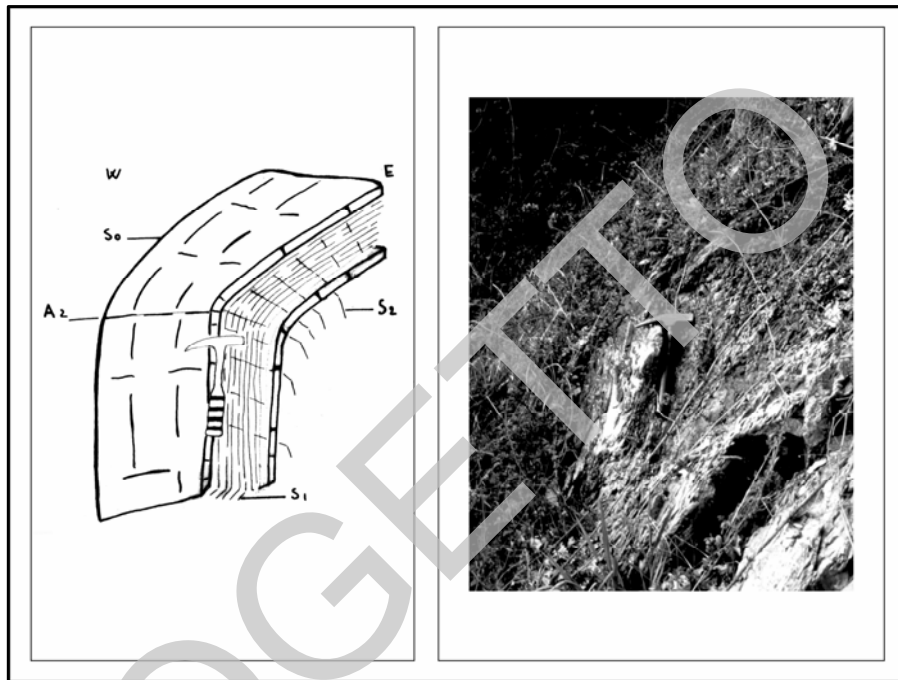


Fig. 17 - *Piegia di seconda fase nelle Arenarie di Monte Cervarola.*

L'analisi statistica degli elementi associati alla seconda fase deformativa (fig. 16), mostra come la  $S_2$  sia sempre molto inclinata; i poli dei piani di  $S_2$  si disperdono su un grande cerchio verticale con direzione N40, che ammette un asse di dispersione orizzontale con direzione N130. Le pieghe associate alla seconda fase deformativa sono generalmente asimmetriche; questa asimmetria indica costantemente una vergenza verso i quadranti nordorientali.

#### *Tettonica trasversale*

Anche l'Unità tettonica Cervarola è interessata da una terza fase deformativa, meno intensa delle prime due e a carattere piuttosto rigido. Nell'area in esame, tale fase si manifesta soprattutto nelle rocce meno competenti con un clivaggio di fratturazione ( $S_3$ ) con spaziatura variabile da 2 a 5 cm, generalmente sub-verticale e con direzione variabile da N20 a N80 (fig. 16). Questo clivaggio, ben espresso alla scala dell'affioramento, può essere ricondotto ad una deformazione a stile piuttosto rigido, associato cioè a faglie la cui componente principale è trascorrente, con direzione media variabile da N20 a N80.

## 5. - TETTONICA FRAGILE

(a cura di A. Taini)

Nel Foglio Pistoia è stata individuata anche la presenza di strutture legate ad una tettonica fragile tardiva, a carattere distensivo, che ha dominato l'area in esame a partire del Pliocene inferiore-medio (vedi capitoli precedenti). Queste strutture sono rappresentate da grandi faglie difficilmente osservabili direttamente sul terreno, alle quali sono molto spesso associati piani di discontinuità minori, aventi lo stesso significato cinematico e ben osservabili e misurabili alla scala dell'affioramento.

L'esame della distribuzione statistica delle faglie misurate in campagna (fig. 18) mette in evidenza alcune famiglie di piani. Il sistema più importante è senz'altro quello a direzione appenninica N120-N130; ugualmente sviluppato risulta anche il sistema a direzione antiappenninica che presenta due principali addensamenti, uno di direzione N20-N30 e l'altro di direzione intorno a N80.

Le strutture mesoscopiche legate alla tettonica fragile tardiva spesso si sono impostate su superfici di discontinuità preesistenti, quali la scistosità  $S_2$  (direzione media N120-N130) e la scistosità  $S_3$  (direzione media N20-N80). Ad esempio, a sud dell'abitato di Calamecca, si ritrova una faglia diretta a scala cartografica, di direzione media N130 con inclinazione di circa  $50^\circ$  verso sud-ovest che mette a contatto il tetto della Scaglia toscana (settore nord-orientale, lato rialzato) con la parte medio-alta del Macigno (settore sud-occidentale, lato ribassato). Tale faglia diretta prosegue verso nord-ovest (Lanciole-Pontito), dove si osserva un aumento del rigetto, in quanto il tetto della Scaglia toscana viene a contatto col tetto del Macigno e con l'Unità tettonica Morello.

Anche il nucleo di Monsummano Terme è interessato da numerose faglie e fratture, sempre molto inclinate, rappresentate principalmente da faglie dirette e trascorrenti a direzione appenninica ed antiappenninica; molto ben sviluppato è il sistema di faglie dirette che interessa l'anticlinale lungo il suo margine sud-occidentale. Questo sistema di faglie, orientato nordovest-sudest con immersione a sud-ovest e inclinazione di  $70-80^\circ$ , presenta rigetti molto cospicui, mettendo a contatto la base dell'Unità tettonica della Falda Toscana con le Unità Liguri Esterne.

Tra le strutture legate alla tettonica fragile tardiva a carattere distensivo, dobbiamo ricordare la depressione tettonica di Firenze-Prato-Pistoia, originatasi nel tardo Pliocene in una fase distensiva legata all'apertura del Tirreno e sede di un bacino lacustre. Si tratta di una depressione morfologica, lunga circa 35 Km, orientata nordovest-sudest e limitata da grandi faglie normali a notevole rigetto sul fianco nord-occidentale, nella quale si è impostato un vasto bacino fluvio-lacustre e fluviale.



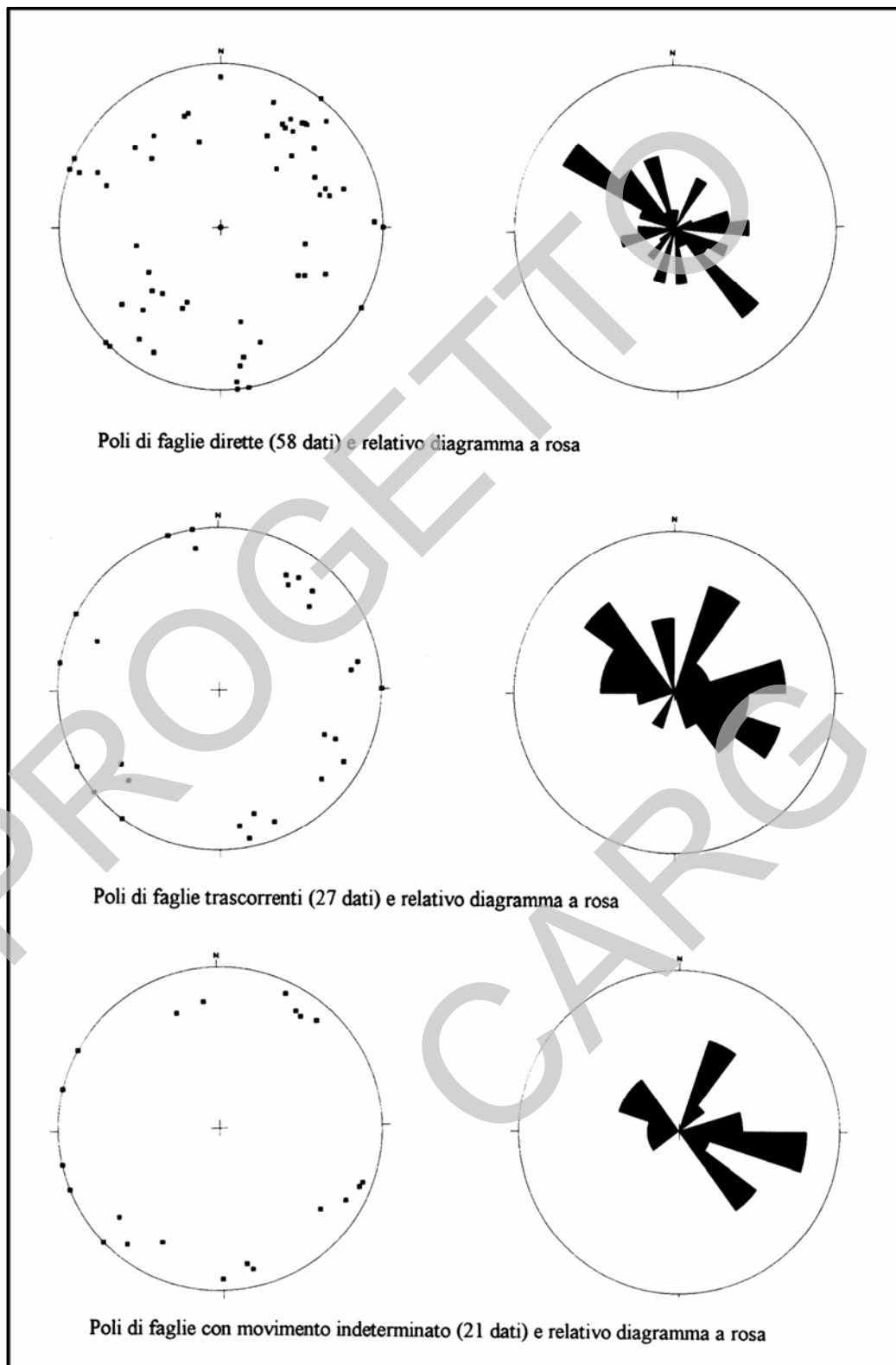


Fig. 18 - Proiezioni stereografiche e diagrammi a rosa degli elementi strutturali relativi alle fasi tettoniche tardive.

PROGETTO

CARG

## VI - CENNI MORFOLOGICI

Il Foglio 262 Pistoia rappresenta un'area caratterizzata da vaste estensioni collinari e montuose, che occupano circa metà della sua superficie, e da due vaste aree pianeggianti, la pianura di Pescia-Montecatini Terme e la pianura di Pistoia. La dorsale collinare del Monte Albano, che si stacca con decisione dalle propaggini pedemontane verso sud-ovest, costituisce l'elemento morfostrutturale che separa le due pianure.

L'idrografia si divide fra il bacino idrografico del Fiume Arno, in cui ricade quasi totalmente l'area, e quello del Fiume Serchio, assai poco rappresentato nella porzione nord del Foglio. Lo spartiacque tra questi due fiumi, entrambi tributari del Mar Ligure, è compreso solo per brevi tratti, lungo il crinale del M. Battifolle e presso Calamecca. Il M. Battifolle raggiunge la quota più elevata (1109 m), mentre la quota minima (12 m) corrisponde alla porzione settentrionale del Padule di Fucecchio, al margine sud del Foglio. La dorsale del Monte Albano si attesta su quote intorno a 400-500 m, culminando a sud-est con Il Cupolino (644 m).

L'Arno, che scorre pochi chilometri più a sud, costituisce quindi il collettore principale di questo territorio, drenato soprattutto attraverso due ampi sottobacini in destra orografica, solo parzialmente compresi nell'area studiata. Il primo raccoglie le acque della zona settentrionale e della parte occidentale del Monte Albano e riunisce i torrenti Pescia di Pescia e Pescia di Collodi e il F. Nievole, che confluiscono nel Padule di Fucecchio; le acque fuoriescono poi più a sud, attraverso un canale emissario (Canale Maestro-Usciana). Il secondo

sottobacino è quello del T. Ombrone, che drena i rilievi a ridosso di Pistoia, nonché i pendii orientali del Monte Albano. Infine, come accennato sopra, solo pochi chilometri quadrati ricadono nel bacino del Serchio attraverso il Torrente Lima, suo maggiore affluente di sinistra. Il reticolo idrografico fa quindi riferimento soprattutto a questi bacini principali, con deflusso prevalente nord-sud. Si aggiungono poi molteplici torrenti, brevi e scarsamente gerarchizzati, che drenano in direzione trasversale le colline di Montecarlo e i due versanti del Monte Albano e una fitta rete di canalizzazioni dell'area di pianura.

La configurazione morfologica generale è notevolmente influenzata dalle vicende morfo-tettoniche esposte nei capitoli precedenti, che hanno portato alla formazione delle depressioni fluvio-lacustri di Lucca-Montecarlo-Vinci e Firenze-Prato-Pistoia e delle pianure attuali, separate da un elemento fisiografico evidente, la dorsale del Monte Albano. A questo proposito, BARTOLINI & PRANZINI (1981, 1984), in base a osservazioni idrografiche, morfologiche e geologiche considerano il sollevamento di tale dorsale successivo al Villafranchiano Superiore, età dei depositi fluvio-lacustri che l'Ombrone ha inciso in seguito al sollevamento. In base ad altri indizi, di natura essenzialmente geomorfologica, gli stessi Autori ritengono inoltre che il sollevamento possa essere soprattutto recente (forse posteriore al tardo Pleistocene medio) e ancora in atto. Tale ipotesi troverebbe conferma nella permanenza di un ambiente lacustre o palustre nella pianura a nord-ovest dell'Arno, come risulta dalla natura dei sedimenti incontrati dalle perforazioni. Altri sollevamenti recenti delle dorsali che bordano i bacini hanno contribuito alla riorganizzazione del sistema di drenaggio del bacino dell'Arno, avvenuta dopo il riempimento dei bacini stessi (BARTOLINI & PRANZINI, 1981).

Studi di BARTOLINI (1980a) e BARTOLINI *et alii* (1984) hanno rilevato inoltre l'esistenza di varie superfici relitte nella zona a nord di Lucca e Pistoia, ad esempio tra Pescia e Margine di Momigno ed a nord di Serravalle Pistoiese. Si tratta generalmente di superfici sommitali, con morfologia subpianeggiante o debolmente ondulata, caratterizzate da bassa energia del rilievo e relativamente isolate rispetto al sistema di drenaggio attivo, in cui quindi i processi erosivi hanno un'intensità relativamente modesta (BARTOLINI, 2004). In particolare, si riconoscono nella zona a nord di Marliana (tra Panicagliora, Serra, Calamecca, Femminamorta e Margine di Momigno), a quote variabili tra 600 e 1000 m circa, ma soprattutto intorno a 800-850 m; altre superfici sommitali si possono trovare lungo la dorsale del Monte Albano, a quote variabili da 300-400 m, in prevalenza, fino a circa 500 m. Queste differenze altitudinali, che non appaiono dovute a dislocazioni tettoniche, potrebbero indicare l'esistenza di più ordini di superfici. Gli studi svolti dagli Autori citati permettono comunque di delineare un sollevamento di varie centinaia di metri, a partire dalla fine del

Villafranchiano. Ciò avrebbe portato rilevanti modificazioni dell'assetto idrografico: il Serchio, che prima seguiva la sua depressione tettonica verso la piana di Montecatini Terme, fu deviato ad ovest, lungo un'importante linea tettonica trasversale; in questa riorganizzazione fu coinvolto anche il corso del T. Lima.

Entrambe le aree di pianura mostrano chiari segni dell'influenza antropica nei secoli, soprattutto nelle opere idrauliche di canalizzazione e scolo delle acque e nelle zone bonificate per colmata e drenaggio. A tale proposito, testimonianze importanti degli antichi ambienti paludosi e lacustri sono rappresentate soprattutto dal Padule di Fucecchio, un'area umida molto importante, per la varietà e ricchezza faunistica e floristica e per lo svernamento dell'avifauna acquatica.

La zona tipicamente palustre, nota anche come "cratere", ha un'estensione variabile in rapporto alle precipitazioni, da qualche chilometro quadrato a oltre una decina; la sua profondità si attesta su qualche metro, la quota sui 12-15 m. Il Padule in passato occupava un'area assai più vasta, estendendosi anche oltre il confine sud di questo Foglio; la Carta del Granducato di Toscana di MOROZZI (1784), delinea un'area paludosa limitata a sud-ovest dalle colline delle Cerbaie, che si spingeva a sud verso Fucecchio e a nord fino a Ponte Buggianese, mentre il T. Borra e il F. Nievole ne segnavano con buona approssimazione il limite orientale.

L'evoluzione storica di quest'area paludosa, sintetizzata precedentemente, è stata condizionata da esigenze e direttive contrastanti, volte da un lato a mantenere un vero e proprio lago da destinare alla pesca, dall'altro a debellare fonti di malattie endemiche come la malaria ed acquisire nuove terre coltivabili, forse senza ottenere né l'uno né l'altro risultato (GRAZI, 2004). Nel tempo si sono comunque susseguite ed hanno infine prevalso le opere di bonifica, attuata per lo più per colmatazione; la bonifica per drenaggio risale prevalentemente agli ultimi decenni. Più recentemente, una nuova considerazione ha portato a riconoscere al Padule di Fucecchio una valenza di risorsa ambientale, culturale, turistica e didattica dell'intera Val di Nievole. Da vari decenni si persegue quindi la direttiva di mantenere l'ambiente palustre, conservandone le specificità naturalistiche. Questo ecosistema palustre è però minacciato da frequenti fenomeni di prolungata carenza idrica estiva, dal progressivo interrimento e dalle interferenze antropiche, che hanno causato nel tempo un impoverimento del patrimonio di flora e fauna.

Ulteriore testimonianza di più ampie e antiche aree umide è anche l'attuale piccolo Lago di Sibolla, presso Altopascio. La posizione geografica di transizione tra l'Italia continentale e la regione mediterranea ha consentito in questo pregevole sito la contemporanea sopravvivenza di flore fredde, giunte sin

qui durante le glaciazioni, insieme a piante di clima tipicamente caldo-umido.

La distribuzione delle unità litostratigrafiche è naturalmente uno dei fattori che ha condizionato con più evidenza la configurazione del paesaggio, sia a vasta scala che localmente. Gran parte delle aree con caratteristiche montuose, versanti più acclivi e forme più aspre, sono modellate in rocce arenacee piuttosto competenti, riferibili all'Unità tettonica della Falda Toscana (Macigno e Arenarie di Monte Modino) e all'Unità tettonica Cervarola (Arenarie di Monte Cervarola). Tali litotipi affiorano estesamente, soprattutto il Macigno, che costituisce i rilievi a nord-ovest, gran parte della dorsale di Monte Albano ed altre aree meno vaste. Le Arenarie di Monte Modino e le Arenarie di Monte Cervarola affiorano invece con minor estensione nell'area a nord-est. Le successioni pelitiche sono riferibili prevalentemente all'Unità tettonica Morello (Formazione di Sillano) e all'Unità tettonica della Falda Toscana (Scaglia toscana) e mostrano in genere forme meno acclivi e più dolci. Tra gli esempi nella Formazione di Sillano, si può citare in particolare la fascia pedemontana collinare tra Montecatini Terme e Pistoia e la zona a nord del capoluogo, oppure l'area che borda a nord-est il Monte Albano. La Scaglia toscana caratterizza invece i colli a nord di Montecatini Terme.

Discontinuamente affiorano anche altre formazioni competenti, come la Formazione di Monte Morello (Unità tettonica Morello), che risalta rispetto alle peliti della Formazione di Sillano in diverse aree lungo i pendii di Monte Albano. Degno di nota anche il colle di Monsummano Alto, intagliato nelle rocce del nucleo mesozoico carbonatico dell'Unità tettonica della Falda Toscana, che si erge lungo l'Autostrada Firenze-Mare.

I sedimenti plio-quadernari argillosi e sabbiosi del bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci, affioranti solo sporadicamente, non danno al paesaggio un'impronta molto significativa, mentre l'orografia della zona di Montecarlo-Altopascio è movimentata da rilievi minori, costituiti da successioni pleistoceniche di tipo fluviale (Conglomerati di Montecarlo e Conglomerati delle Cerbaie). La loro quota raramente supera qualche decina di metri e solo a Montecarlo raggiunge i 163 m.

I depositi alluvionali terrazzati occupano vaste zone, soprattutto al piede sud-occidentale della dorsale di Monte Albano e lungo la fascia pedemontana. Sono costituiti in prevalenza da sedimenti ciottolosi e sabbiosi, formati dallo smantellamento degli affioramenti arenacei del Monte Albano e dei rilievi settentrionali. Numerosi coni di deiezione caratterizzano infine la fascia pedemontana, allo sbocco dei corsi d'acqua nella pianura.

La frequenza e la diffusione dei movimenti franosi in questo Foglio non sembra raggiungere l'entità di altre aree montuose dell'Appennino Settentrionale. Ciò potrebbe derivare, in parte, da una minor energia del rilievo,

trovandosi in posizione relativamente distante e meno elevata rispetto alla dorsale appenninica, dove anche le condizioni climatiche sono un po' meno severe. La quantità di frane è comunque consistente e non sono rare le frane in evoluzione, talora connesse alla concentrazione di attività erosive od a particolari condizioni idrogeologiche. In più occasioni si sono verificate situazioni di rischio notevole, anche negli ultimi anni. Ciò avviene di solito in occasione di piogge intense e/o prolungate; alcuni esempi saranno citati nella parte dedicata alla Geologia applicata, dove sarà approfondita questa tematica di rilevante interesse socio-economico.

Sono stati riconosciuti anche alcuni fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV). Il più vasto si trova nella porzione superiore del bacino dell'Ombrone e coinvolge grandi ammassi rocciosi di Macigno. Un'altra DGPV coinvolge il Macigno nella zona di Stiappa, in destra orografica dell'alta valle del T. Pescia di Pescia. Anche su questo tema si tornerà successivamente.

PROGETTO

CARG



## VII - GEOLOGIA APPLICATA

Nel territorio del Foglio Pistoia alcuni aspetti rivestono particolare interesse geologico-applicato, come le attività estrattive, i problemi di stabilità dei versanti, l'idrogeologia e le tematiche connesse (risorse idriche, inquinamento, termalismo).

### 1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nell'area di questo Foglio, l'attività estrattiva è andata progressivamente riducendosi (AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO, 1994), fino ad annullarsi quasi completamente a cavallo degli anni '90, sia per l'estendersi dell'urbanizzazione nelle adiacenze delle cave, sia per le difformità nei progetti di coltivazione, sia infine per una neo-acquisita e ancora un po' acerba coscienza ambientale.

In passato erano invece attive molte cave di monte, in particolare le cave Baccioni e Vannucci di Calcere massiccio a Monsummano Terme, la cava Maona di Calcere selcifero della Val di Lima a Montecatini Terme, la cava Bruni nei calcari della Formazione di Monte Morello a Serravalle Pistoiese, tutte cave di inerti per calcestruzzo o conglomerato bituminoso di cui nessuna è ancora in coltivazione. Sul territorio erano presenti anche cave di arenaria (nella formazione del Macigno od in quella delle Arenarie di Monte Modino), da cui si estraevano lastre di pietra ornamentale o conci di pietra; di esse ne è attiva solo

una in località Vellano di Pescia.

Nonostante gli studi fatti e le proposte presentate (TERRITORIO E AMBIENTE, 1995), per nessuna delle cave di monte abbandonate è stato realizzato un piano di recupero accettabile: nei rari casi in cui è stato tentato un recupero, esso si è limitato ad una ripiantumazione dei gradoni con essenze arboree inadatte allo scopo. Caso tipico le cave del colle di Monsummano Alto di cui non si è voluto effettuare il rimodellamento morfologico, premessa di ogni recupero ambientale, ed il cui ripristino vegetazionale è riuscito in minima parte (VERANI, 2003).

Escavazioni di ghiaie e sabbie fluviali venivano infine praticate in passato nell'alveo dei corsi d'acqua e nelle immediate adiacenze. Alcune cave di argilla per laterizi nella Formazione di Marginone-Mastromarco, al di sotto dei Conglomerati delle Cerbaie, sono tutt'ora attive nel comune di Altopascio e tra queste la più importante è quella in località Marginone.

La cessata escavazione di sabbia e argilla ha lasciato un elevato numero di specchi d'acqua, parzialmente evoluti in discariche incontrollate, di cui il maggiore esempio è il lago di S. Lucia di Uzzano.

## 2. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Il territorio del Foglio 262 Pistoia comprende vaste aree collinari e montuose, in cui affiorano estesamente formazioni rocciose, depositi e coperture di versante con caratteristiche meccaniche scadenti. Ciò determina, con il favore di condizioni climatiche e sismicità piuttosto severe, la presenza di numerosi movimenti di massa (frane e deformazioni gravitative profonde di versante), non di rado attivi o facilmente riattivabili.

In quest'area la piovosità media annua è compresa tra 700-800 mm/anno nel territorio a sud di Pistoia e valori intorno a 2.000 mm/anno lungo lo spartiacque tra il bacino dell'Arno e quelli del Serchio e del Reno (BALDACCINI *et alii*, 1993; AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO, 2001). Si verificano frequenti piogge intense e/o prolungate, in cui l'intensità di precipitazione può raggiungere valori elevati.

La sismicità è segnata da vari eventi significativi (CNR-REGIONE TOSCANA, 1986; POSTPISCHL, 1985; BOSCHI *et alii*, 1995, 1997; BARATTA, 1901). I terremoti di Pistoia del 11 luglio 1293 (IX MCS) e 4 ottobre 1527 (VIII MCS) provocarono in città molti danni e numerose vittime; sono degni di nota anche due sismi del VII MCS, avvenuti il 26 giugno 1899 e il 17 novembre 1904 nell'area pistoiese. Negli ultimi secoli, altre scosse sono state registrate in

particolare nella zona settentrionale del Foglio, con intensità fino al VI MCS. Infine, il terremoto della Garfagnana-Lunigiana (1920, X MCS), fra i più catastrofici della Toscana, raggiunse in queste zone un'intensità del VII MCS mentre quello di Orciano Pisano (1846, VIII-IX MCS) fu avvertito nell'area pistoiese con un'intensità di III-IV MCS,.

Nel territorio studiato sono presenti sia frane, sia Deformazione Gravitativa Profonde di Versante (DGPV).

## 2.1. - FRANE

Le frane hanno ampia diffusione e dimensioni molto variabili e talvolta coinvolgono centri abitati, viabilità e infrastrutture, determinando così danni consistenti e situazioni ad alto rischio. Fra gli studi svolti sulla stabilità dei versanti nell'area del Foglio, la Carta geologica e geomorfologica con indicazioni di stabilità della Provincia di Pistoia (scala 1:25.000), realizzata da NARDI *et alii* (1981), identifica un alto numero di dissesti e consente di valutarne la distribuzione in relazione alle caratteristiche geologico-strutturali e morfoclimatiche. La scarsità di studi specifici sui fenomeni franosi non consente di entrare nel dettaglio di questa problematica. I rilevamenti svolti nell'area di studio hanno comunque consentito di individuare e rappresentare in modo più completo e accurato molti fenomeni franosi.

Il tipo di movimento delle frane (VARNES, 1978; CARRARA *et alii*, 1987; CRUDEN & VARNES, 1996) è controllato significativamente dalle caratteristiche litologiche dei versanti coinvolti. Le frane di scorrimento sono piuttosto frequenti soprattutto nelle formazioni arenacee, dove sono guidate dalla stratificazione o da sistemi di fratturazione significativi. Il progredire del movimento porta a volte allo scompaginamento del materiale e all'evoluzione verso il colamento, soprattutto quando l'ammasso roccioso è particolarmente fratturato o alterato. Fenomeni di scorrimento traslativo interessano anche le coperture detritiche, soprattutto nelle aree del Macigno. In occasione di piogge intense possono innescarsi anche colate rapide di detrito, lungo i pendii o negli impluvi. A questo proposito, GIANNECCHINI & VERANI (2006) hanno esaminato i dissesti del novembre 2000 nella zona di Pescia, innescati da un periodo di piogge prolungate e abbastanza intense. Infatti, nel novembre 2000 a Pescia e Marliana si registrarono rispettivamente 522,7 mm e 587,7 mm, corrispondenti a più del 40% della media annua su base trentennale, mentre il giorno 20 furono registrati, rispettivamente 110,8 e 125,4 mm nelle 24 ore. Queste precipitazioni causarono numerose colate di detrito, che determinarono varie situazioni di rischio per gli abitati e la popolazione.

Le frane per scorrimento rotazionale, colamento e scorrimento-colata sono comuni nelle rocce pelitiche e nei depositi sciolti (argille, sabbie, ghiaie). Dove le condizioni di acclività lo consentono, in relazione anche alle caratteristiche geomeccaniche del materiale, si verificano anche frane di crollo, generalmente di dimensioni relativamente ridotte.

Le dimensioni dei corpi franosi sono molto variabili, essendo legate a diversi fattori, fra cui anche l'altezza e l'estensione dei versanti. Non considerando i fenomeni di DGPV, illustrati nel paragrafo successivo, gli accumuli più estesi si trovano in genere nelle aree di affioramento delle arenarie (Macigno, Arenarie di Monte Modino, Arenarie di Monte Cervarola), con larghezza di centinaia di metri e lunghezza che può superare i 2 km, come lungo la valle del T. Pescia di Pescia. Frane piuttosto vaste si trovano anche nelle formazioni pelitiche, come la Formazione di Sillano o la Scaglia toscana.

La maggior parte delle frane non mostra particolari indizi di attività, se non localmente. Le frane in evoluzione, pur meno diffuse, non sono rare. Può trattarsi di movimenti condizionati da processi geomorfici attivi, come tipicamente l'azione erosiva dei corsi d'acqua al piede dei pendii, che mantiene uno stato di disequilibrio morfologico. Oppure si tratta di dissesti avvenuti recentemente e non ancora stabilizzati, come quelli del 2000 nella zona di Pescia, prima citati. Vi sono anche fenomeni con attività intermittente, legata all'andamento delle precipitazioni piovose e alle oscillazioni della falda idrica, con fasi di quiescenza o attività ridotta alternate a movimenti periodici di tipo stagionale.

Fra i movimenti franosi presenti nell'area, si possono citare alcuni tra quelli più significativi, che talvolta hanno dato origine a situazioni di rischio.

Il paese di Cozzile nel comune di Massa e Cozzile rientra fra quelli studiati nell'ambito del Progetto SCAI - Studio Centri Abitati Instabili del CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (CANUTI *et alii*, 2000): infatti, con il Regio Decreto n. 237 del 4/3/1943, il paese fu dichiarato da consolidare a cura dello Stato. La frana responsabile dei problemi di stabilità è situata lungo il versante occidentale del colle su cui giace Cozzile, modellato nelle arenarie del Macigno; essa ha coinvolto la viabilità e l'area prospiciente l'abitato ed è stata successivamente oggetto di bonifica, tramite un muro di sostegno ancorato con tiranti. Si tratta della rimobilizzazione parziale, per scorrimento rotazionale, di una frana più estesa e si inquadra in un contesto più ampio di instabilità, che coinvolge in varie zone il rilievo ed è favorito dallo stato di tettonizzazione e alterazione dell'arenaria e dall'azione erosiva dei torrenti alla base dei pendii (CANUTI *et alii*, 2000).

S. Quirico, nel comune di Pescia, si trova a oltre 500 m di quota, in sinistra del Rio Sollezza, affluente di destra del T. Pescia di Pescia. Il paese giace su un

dosso costituito di Macigno e si dispone secondo una forma arcuata, che costituisce la corona di una frana quiescente a sud dell'abitato, impostata nella Formazione di Sillano. Il movimento, di scorrimento rotazionale o composito, si estende per circa 1 km, con larghezza massima di circa 400 m e dislivello superiore a 200 m. L'origine del dissesto è legata alle caratteristiche litologiche e morfologiche del versante e trova nell'erosione fluvio-torrentizia del Sollezza al piede del versante una delle cause principali. Nel corpo di frana si sono ubicati vari edifici, mentre il paese si trova nell'area di corona, che presenta migliori caratteristiche di stabilità. Alcuni dissesti più modesti e localizzati ai margini dell'abitato sembrano indicare una tendenza evolutiva non ancora esaurita.

Momigno, in comune di Marliana, sorge anch'esso su un dosso costituito di Macigno, a circa 650 m di quota. I problemi di stabilità dell'abitato sono riferibili soprattutto alle zone intorno al paese e a quelle dove di recente si è concentrato lo sviluppo edilizio. In realtà, Momigno ricade, insieme ad altri abitati, come Montagnana, Grati e altri nuclei minori, in un vasto e complesso fenomeno di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante, che verosimilmente rappresenta uno dei motivi principali dell'instabilità più localizzata. Su tale DGPV si tornerà in seguito.

Naturalmente, oltre a questi, sono numerosi i centri abitati che presentano problemi di stabilità, spesso localizzati ai margini del paese o lungo la viabilità di accesso. Fra i tanti, si possono citare ancora i nuclei di Cireglio, Montecatini Alto, Montevettolini, Vellano.

## 2.2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Alcuni dei movimenti di massa dell'area rilevata mostrano caratteristiche riferibili a Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV), rappresentati in carta con un sovrassegno sul colore dell'unità litostratigrafica coinvolta. In genere, le DGPV hanno grandi dimensioni e alcune particolarità, per cui, se nella parte alta del pendio si riconoscono i *marker* geomorfologici (trincee, contropendenze) attribuibili ad uno scorrimento con una superficie di taglio continua, nella parte medio-bassa l'ammasso roccioso è verosimilmente interessato da deformazione visco-plastica e tale superficie non è più individuabile con certezza. Come le grandi frane, le DGPV hanno un ruolo importante nella morfogenesi delle aree montuose.

Su questa tematica, una vasta letteratura (cfr. PASUTO & SOLDATI, 1990; SORRISO-VALVO, 1984, 1987, 1989; CRESCENTI & SORRISO-VALVO, 1995), ha permesso di individuare alcune caratteristiche ricorrenti fra le DGPV (MAHR &

NEMCOK, 1977; AGNESI *et alii*, 1978; RADBRUCH-HALL, 1978; GUERRICCHIO & MELIDORO, 1979; DRAMIS, 1984; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; BISCI *et alii*, 1996; D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI, 1997). Fra queste si possono trovare: grande estensione e spessore delle massa coinvolte, con spostamento ridotto rispetto alle dimensioni; prevalente meccanismo di rottura per *creep*, senza una superficie di rottura netta e continua; evoluzione molto lenta, con lunghi periodi di sostanziale inattività; forte controllo geologico-strutturale, rispetto all'assetto morfologico locale; presenza, dove la pressione di confinamento è minore, di piani di taglio ad alto angolo, gradini in contropendenza, doppie creste e trincee (porzione superiore del versante) e di rigonfiamenti, piani di taglio a basso angolo e deformazioni di tipo duttile/fragile (porzione inferiore). Generalmente, le DGPV sono favorite da un'elevata energia di rilievo, con versanti acclivi, ben sviluppati in altezza e modellati in rocce competenti; da condizioni morfo-climatiche favorevoli all'erosione incanalata; da elevata sismicità; da tettonica attiva o recentemente attiva. Si tratta di caratteri riscontrabili in molte aree dell'Appennino Settentrionale e anche in questo Foglio.

Ci sono comunque molti punti in comune tra le frane e le DGPV, che non di rado rendono difficoltoso discriminare i due fenomeni. In sostanziale accordo con SORRISO-VALVO (1995), una frana presenta una superficie o zona di rottura individuabile o ricostruibile con buona continuità, mentre tale superficie non è rilevabile o non è indispensabile per spiegare i fenomeni superficiali di una DGPV; ciò è in accordo anche con HUTCHINSON (1988), che considera DGPV quei "movimenti profondi che, nel loro attuale stato di sviluppo, non giustificano una classificazione come frane". Questo criterio, non del tutto scevro da ambiguità, si applica meglio ai colamenti di roccia e ad alcuni tipi di espansione. Gli scivolamenti e la maggior parte dei fenomeni di espansione potrebbero meglio collocarsi tra le frane, essendo caratterizzati da spostamenti lungo superfici più o meno continue e facilmente identificabili; tuttavia, la deformazione e lo spostamento generalmente piccoli rispetto alle masse rocciose coinvolte e l'evoluzione estremamente lenta e accompagnata da fenomeni di *creep* possono in certi casi giustificare il loro inserimento fra le DGPV, distinguendole dalle frane in senso stretto. In base a queste considerazioni, le DGPV possono essere suddivise in colamento di roccia (*Sackung*), espansione laterale e scorrimento in blocco (JAHN, 1964; ZISCHINSKY, 1969; DRAMIS *et alii*, 1987; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; CRUDEN & VARNES, 1996).

Nell'area di questo Foglio non sono stati svolti studi specifici sulle DGPV. Vi sono comunque alcuni casi che meritano di essere menzionati. Il fenomeno più vasto si trova nella porzione superiore del bacino del T. Vincio di Brandeglio, affluente dell'Ombrone. Si tratta di un complesso di masse rocciose

dislocate e deformate dalla DGPV, che copre una superficie molto ampia tra Montagnana e la sommità del Poggio Lagacciolo, alle pendici del M. Bersano; la zona coinvolta si allunga in direzione nordsud per oltre 4 km, con larghezza massima superiore a 2 km, tra le quote di 272 m e 956 m. La superficie topografica interessata è quindi assai vasta, intorno ai 6 km<sup>2</sup>. Anche il dislivello altimetrico è notevole e si avvicina ai 700 m. Questa DGPV interessa esclusivamente le arenarie del Macigno, che hanno qui un assetto strutturale riconducibile ad una blanda sinclinale, con asse in direzione nord-nordovest/sud-sudest. Gli indizi morfologici principali sono costituiti da trincee, ovvero depressioni suborizzontali allungate trasversalmente alla linea di massima pendenza, da aree subpianeggianti o in contropendenza rispetto al versante e da scarpate e rotture di pendio, che permettono di individuare i numerosi blocchi che smembrano l'ammasso roccioso.

Alcune trincee sono particolarmente evidenti, come quelle in prossimità del Poggio Lagacciolo. Quella a quota più elevata, ca. 900 m, è lunga più di 200 m, mentre la larghezza supera i 50 m. Un'altra si trova a circa 770 m di quota ed ha dimensioni leggermente superiori. Lo stesso toponimo "Lagacciolo" suggerisce un luogo con ristagno delle acque di ruscellamento, a formare impaludamenti e laghetti a causa delle contropendenze. Infatti, le depressioni in corrispondenza delle due trincee mostrano ancora qualche difficoltà di drenaggio; inoltre, nella trincea inferiore sono riconoscibili anche depositi di tipo palustre, ad ulteriore conferma di queste considerazioni. Una situazione simile è riconoscibile sul versante ovest della valle del T. Vincio, a nord-ovest di Campiglione, a quasi 900 m di quota; anche qui si trova una trincea di dimensioni analoghe alle precedenti, parzialmente colmata da depositi palustri. Nella grande DGPV della valle del Vincio sono presenti, oltre a Montagnana, altri centri abitati, fra cui Momigno, Grati e Case Arienti, per i quali potrebbero quindi verificarsi condizioni di rischio. Inoltre, com'è noto, lo stato di attività dei fenomeni di DGPV è difficilmente determinabile. Attualmente, mancando studi specifici e approfonditi, non si riconoscono se non localmente indizi di evoluzione.

Nell'area del Foglio si trovano altri fenomeni di DGPV. Fra questi, il più significativo si trova in destra del T. Pescia di Pescia, a sud-ovest di Stiappa. Le sue dimensioni sono consistenti, con una lunghezza vicina a 2 km e una larghezza di quasi 1 km. La quota massima è superiore a 900 m, quella minima è di circa 400 m e il dislivello supera i 500 m. Il grande movimento di massa appare guidato dalle condizioni strutturali e in particolare dalla giacitura del Macigno, parzialmente a franapoggio. Anche in questo caso si riconosce nella zona sommitale una trincea, lunga oltre 200 m e larga alcune decine di metri, in cui sono presenti sedimenti di origine palustre.

### 3. - IDROGEOLOGIA <sup>1</sup>

Nell'area studiata, la complessità dell'assetto tettonico e la grande variabilità delle unità litostratigrafiche rendono spesso difficoltosa la ricostruzione delle strutture idrogeologiche, che presentano caratteristiche molto diversificate tra le aree di montagna e le vaste pianure di fondovalle.

Nella zona di montagna, per la presenza di formazioni con caratteri di bassa permeabilità, decrescente con la profondità (Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola), non sono state osservate importanti sorgenti, in quanto le loro portate non superano nei periodi di morbida qualche litro al secondo. Tali sorgenti sono ubicate nella maggior parte dei casi in prossimità dei contatti con le sovrastanti rocce argillitiche della Formazione di Sillano, lungo superfici di faglia o di frattura. La Formazione di Monte Morello, anche se dotata di buona permeabilità, nelle poche emergenze riscontrate non fornisce portate tali da soddisfare le esigenze legate al consumo domestico di una cittadina anche di piccole dimensioni, a causa delle ridotte superfici di affioramento e quindi di ricarica.

Nelle aree di pianura del Foglio Pistoia la grande ricchezza d'acqua presente nel sottosuolo ha invece permesso, attraverso lo sfruttamento delle falde acquifere, lo sviluppo agricolo e industriale.

Particolare importanza inoltre assumono le acque termominerali, che nella zona di Montecatini Terme e Monsummano Terme hanno consentito la costruzione di stabilimenti termali e di infrastrutture, di grande richiamo turistico e curativo.

È per questo motivo quindi che la trattazione delle acque sotterranee riguarderà in particolar modo le pianure di Pescia-Montecatini Terme e di Pistoia.

#### 3.1. - IDROGEOLOGIA DELLE PIANURE DI PESCIA-MONTECATINI TERME E DI PISTOIA

Di seguito saranno descritte le caratteristiche idrogeologiche delle pianure di Pescia-Montecatini Terme e di Pistoia, poste rispettivamente nelle aree occidentali e orientali del Foglio e separate dalla soglia collinare di Serravalle Pistoiese e dalla dorsale di Monte Albano.

---

<sup>1</sup>

Argomento discusso con F. Capecchi



### 3.1.1. - *Inquadramento geologico delle pianure*

Come abbiamo visto, grande importanza assume l'idrogeologia delle aree di pianura (Pescia-Montecatini Terme e Pistoia), perché vi sono concentrati i maggiori centri abitati e la quasi totalità delle attività industriali ed agricole. Infatti è dai vari orizzonti acquiferi presenti nel sottosuolo che proviene gran parte delle risorse idriche.

Per consentire una più agevole comprensione dell'idrogeologia strutturale nelle pianure suddette, è opportuno dunque riassumere prima la struttura geologica a cui fare poi riferimento.

#### 3.1.1.1. - *La pianura di Pescia-Montecatini Terme*

È limitata ad est dal Monte Albano, a sud dalla bassa pianura dell'Arno (Foglio 274 Empoli), a ovest dalle colline delle Cerbaie, che la separano dalla piana di Lucca, ed a nord dalle propaggini appenniniche, unità geografiche che verranno trattate insieme, dal punto di vista geologico e geologico-evolutivo, fino al Pleistocene superiore.

Il substrato della pianura di Montecatini Terme (inteso come base dei depositi del post-Pleistocene medio-Olocene, che colmano la depressione) è vario e articolato e comprende i tipi litologici, che affiorano sui vicini alti strutturali, come quello che separa la pianura di Montecatini Terme dalla pianura di Firenze-Prato-Pistoia (dorsale di Monte Albano) e quello che limita la pianura a nord-ovest.

Nella parte settentrionale, tra Pescia e Montecatini Terme, il substrato è costituito essenzialmente da rocce argillitiche, arenacee, calcaree e calcareo-marnose, appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana ed alle Unità Liguri Esterne (fig. 19).

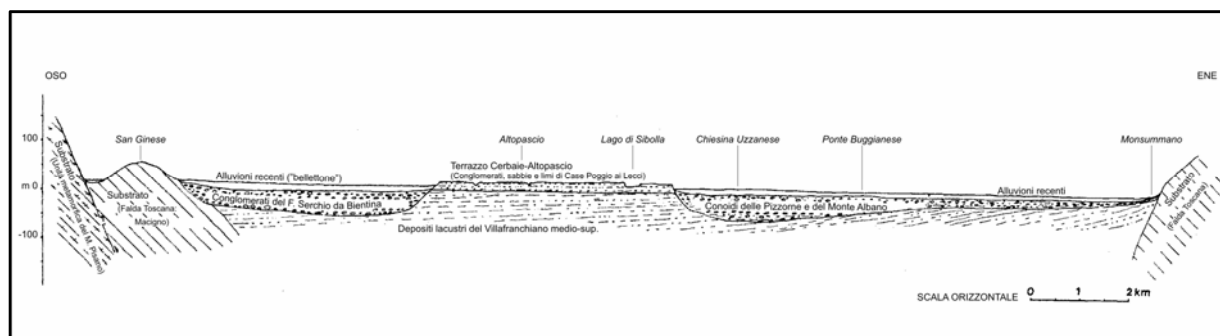


Fig. 19 - *Sezione geologica interpretativa tra il Monte Pisano e Monsummano Terme.*

Nella parte meridionale (settore orientale) il substrato presenta le stesse formazioni, che affiorano sulle pendici del Monte Albano e appartengono all'Unità tettonica della Falda Toscana (Macigno, Scaglia toscana e Calcareniti di Montegrossi) e alle Unità Liguri Esterne (Formazione di Sillano, Formazione di Monte Morello). Nel settore occidentale, tra Altopascio e Monsummano Alto), il substrato è molto profondo, oltre 1000 m (GHELARDONI *et alii*, 1968), ed è costituito dalle formazioni appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana ed alle Liguridi Esterne.

Nella depressione tettonica, dove si colloca la pianura suddetta, si è sviluppato un ambiente di sedimentazione particolare sin dal momento della sua individuazione al Pliocene inferiore (PUCCINELLI, 1992): a nord di una linea ideale, che si individua tra S. Ginese ad ovest e Lamporecchio a est, trova posto un ambiente di sedimentazione lacustre del Villafranchiano medio-superiore (ciclo lacustre di Lucca-Montecarlo-Vinci); a sud di tale linea si sviluppano depositi di ambiente marino e salmastro del Pliocene inferiore e medio (ciclo marino pliocenico dell'Elsa-Pesa-Cerreto Guidi) con uno spessore di circa 500 m, su cui giacciono i depositi villafranchiani.

Dopo il ciclo fluviale del Pleistocene medio (ciclo delle Cerbaie), che aveva interessato la pianura di Montecatini Terme ed i cui resti sono ancora visibili sulla dorsale di Altopascio-Le Cerbaie, la pianura di Montecatini Terme resta svincolata dalla Piana di Lucca, dove si depositano gli abbondanti apporti dei fiumi immissari provenienti da nord. Nella zona settentrionale della pianura di Montecatini Terme, infatti, al di sopra di un substrato caratterizzato da assenza di depositi marini e salmastri del Pliocene inferiore-medio, si hanno depositi fluviali, che non hanno la stessa distribuzione stratigrafica e lo stesso spessore nelle diverse parti della depressione:

- sul bordo orientale della pianura, al di sopra del substrato, sono presenti sedimenti fini, generalmente limi, limi sabbiosi e sabbie con intercalazioni di ciottoli, trasportati dai torrenti che discendevano dai versanti settentrionali e da quelli del Monte Albano, probabilmente durante il Würm II; superiormente sono presenti argille, limi e limi sabbiosi con intercalazioni di torba, che costituiscono i depositi olocenici del lago di Fucecchio;

- nella porzione settentrionale della pianura, al di sotto di un substrato formato ora dai depositi continentali villafranchiani (zona di Borgo a Buggiano) ora dal tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana o dalle Unità Liguri (zona di Montecatini Terme) si trovano sedimenti, riferibili con tutta probabilità al Würm II, costituiti da limi, sabbie e argille, spesso con intercalazioni di ciottoli.

### 3.1.1.2. - La pianura di Pistoia

La pianura di Pistoia occupa la parte nord-occidentale della depressione di Firenze-Prato-Pistoia e confina con le propaggini meridionali dell'Appennino Pistoiese a nord ed a nord-ovest e con la dorsale di Monte Albano a sud-ovest, al di sotto dei depositi alluvionali recenti, costituiti da materiali fini, quali limi e argille. Essa nella porzione superiore comprende livelli di argille, limi, sabbie e ghiaie, mentre inferiormente sedimenti lacustri, di età villafranchiana appartenenti ad un bacino intermontano, originatosi come tanti altri in Toscana Settentrionale ed in Liguria meridionale (Barga, Castelnuovo di Garfagnana, Aulla-Olivola, Pontremoli, Sesta Godano, Sarzana, Lucca-Montecarlo-Vinci, Mugello, Valdarno, ecc.), in conseguenza della distensione mio-pliocenica.

Per la ricostruzione della copertura della pianura, CAPECCHI & PRANZINI (1986), hanno potuto utilizzare solo colonne litostratigrafiche di pozzi per acqua poco dettagliate e di interpretazione assai difficile. Pertanto, tali Autori non hanno ritenuto corretto distinguere i sedimenti lacustri e palustri da quelli alluvionali più recenti, ma li hanno accorpati. Si pensa tuttavia, in analogia con la pianura di Pescia-Montecatini Terme, che le alluvioni possano raggiungere una potenza di circa 30-40 m.

Il substrato pre-lacustre (fig. 20) comprende nella zona nord l'Unità tettonica Morello (Formazione di Sillano e di Formazione di Monte Morello), che va a ricoprire le Unità toscane (Unità tettonica della Falda Toscana e Unità tettonica Cervarola).

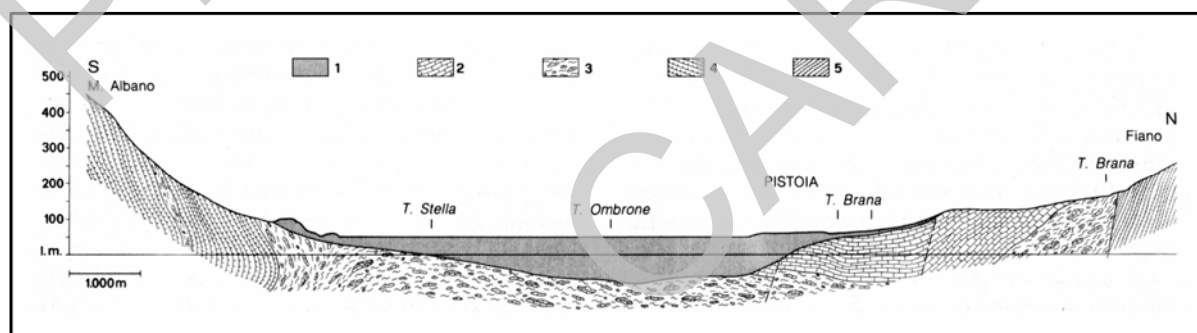


Fig. 20 - Sezione geologica attraverso la pianura di Pistoia (da CAPECCHI & PRANZINI, 1986).

1) Alluvioni recenti e depositi fluvio-lacustri; 2) Formazione di Monte Morello; 3) Formazione di Sillano; 4) Macigno; 5) Arenarie di Monte Cervarola.

I sedimenti del ciclo lacustre di Firenze-Prato-Pistoia, discordanti sull'Unità tettonica Morello, si estendono in affioramento fino alla periferia sud-occidentale di Pistoia (a sud di Pontelungo) e comprendono argille, limi, sabbie e sporadici conglomerati, su cui poggiano i depositi alluvionali. Sul fianco

orientale della depressione tali sedimenti non affiorano, ma dalle sezioni geologiche di dettaglio di CAPECCHI E PRANZINI (1986), si può ipotizzare che siano limitati da una faglia diretta a direzione appenninica, che avrebbe coinciso con il bordo orientale del paleolago e che passa tra la periferia nord-orientale di Pistoia e Spedalino.

I depositi alluvionali recenti, che ricoprono secondo superfici di erosione quelli lacustri, hanno granulometria, come del resto indicato nella carta geologica, decrescente da nord-nordovest a sud-sudest: ciottoli e ghiaie sono sostituiti da sabbie, limi e argille.

L'apporto detritico si è avuto principalmente per opera del T. Ombrone e di alcuni suoi affluenti, che per il brusco cambio di pendenza, in corrispondenza dello sbocco nella pianura, depositavano gran parte del carico solido. I litotipi rappresentati nei depositi fluviali appartengono alle formazioni che affiorano nei bacini idrografici ed in particolar modo alle arenarie (Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola) e secondariamente ai calcari (Formazione di Monte Morello).

### 3.1.2. - *Inquadramento idrogeologico delle pianure*

#### 3.1.2.1. - *La pianura di Pescia-Montecatini Terme*

In questa pianura, a profondità diverse si trovano formazioni con caratteristiche di permeabilità notevolmente variabili, in dipendenza soprattutto del tipo litologico e dello stato di coesione, porosità e fratturazione della compagine rocciosa.

Facendo riferimento alla fig. 19, le unità litostratigrafiche, ricavate dai vari pozzi terebrati nella pianura di Montecatini Terme, sono state classificate in base al loro grado di permeabilità. Per facilitarne la lettura, queste unità sono state raggruppate sulla base della loro altezza stratigrafica.

#### *Substrato profondo*

Nel loro complesso, le unità liguri, escluse alcune formazioni carbonatiche (Formazione di Monte Morello), peraltro arealmente molto ristrette, hanno una bassa permeabilità, per la diffusa presenza di formazioni prevalentemente argillitiche (Formazione di Sillano). Le Arenarie di Monte Cervarola hanno una permeabilità secondaria piuttosto limitata. L'Unità tettonica della Falda Toscana può presentare situazioni alquanto diversificate a seconda delle caratteristiche litologiche delle diverse formazioni: il Macigno e le Arenarie di Monte Modino,

costituiti da banchi gradati di arenarie quarzoso-feldspatiche, possono avere una permeabilità secondaria per fratturazione medio-bassa, decrescente con la profondità; anche le Marne di Marmoreto hanno una permeabilità secondaria piuttosto limitata; la Scaglia toscana, per la sua natura prevalentemente argillitica, ha una bassa permeabilità; le formazioni carbonatiche (Maiolica, Calcarea selcifera della Val di Lima, ecc.), presenti soprattutto nella parte nord-orientale della piana (zona di Montecatini Terme-Monsummano Terme), hanno un'alta permeabilità secondaria per fratturazione e per carsismo. Nell'area termale di Montecatini Terme, infine, le emergenze più importanti della falda termominerale profonda si trovano in corrispondenza della formazione dei Diaspri, che presentano un altissimo grado di fratturazione.

#### *Substrato neogenico*

I depositi marini del Pliocene inferiore, presenti nella parte centrale e meridionale della pianura, essendo costituiti prevalentemente da argille e argille-sabbiose, hanno generalmente bassa permeabilità. I depositi salmastri del Pliocene medio (comprendenti ghiaie, sabbie, limi e argille) dispongono infine di una permeabilità media, localmente bassa. Va ricordato che a nord il Pliocene marino-salmastro non si è sedimentato, per cui al di sopra del substrato preneogenico si trovano solo i depositi lacustri del Villafranchiano. Essi, comprendenti di solito granulometrie fini, hanno permeabilità da bassa a nulla. Va ricordato però che a tetto delle argille della Formazione di Marginone-Mastromarco, messe in evidenza da numerosi pozzi per acqua, sono presenti intercalazioni di alcuni metri di materiale grossolano detritico, costituito da grossi ciottoli di quarziti nella zona di Altopascio e da arenarie e calcari nella zona di Buggiano, dotate di alta permeabilità. Questa particolarità stratigrafica ha consentito, per ora ai soli privati, di sfruttare questa opportunità emungendo l'acqua contenuta in questi intervalli, con potenzialità che raggiungono nei periodi di morbida qualche decina di litri al secondo. Nella pianura di Montecatini Terme non sono mai stati segnalati sedimenti riferibili ai depositi delle Cerbaie, probabilmente erosi da cicli fluviali successivi. Esso è invece largamente rappresentato nell'area delle Cerbaie; i livelli discontinui di ghiaie e sabbie, spesso in abbondante matrice limoso-argillosa, intercalati a limi e argille, hanno una permeabilità media, localmente bassa.

#### *Depositi alluvionali*

Nella zona nord-occidentale della pianura, al di sopra dei depositi lacustri villafranchiani, è presente un orizzonte di ghiaie molto permeabili, dello spessore di circa 100 m, deposte dalle conoidi dei torrenti Pescia di Pescia, Pescia di Collodi e Nievole, provenienti dalle aree montagnose prospicienti la

pianura (Montagna Pistoiese) e dei torrenti discendenti dal Monte Albano. Tali conoidi, che verso sud non superano all'incirca la linea dell'autostrada Firenze-Mare, sono degli ottimi acquiferi per la loro elevata permeabilità e per la grande quantità d'acqua contenuta. I depositi alluvionali più recenti, costituiti prevalentemente da argille e da livelli discontinui e poco potenti di sabbie e ghiaie, presenti queste ultime soprattutto in corrispondenza dello sbocco in pianura dei torrenti Pescia di Collodi, Pescia di Pescia e Nievole, sono da considerare a permeabilità variabile e quindi acquiferi modesti e molto localizzati. Le aree di ricarica di queste unità idrogeologiche sono da ricercare nella fascia che separa la collina dalla pianura, quando trovano alimentazione diretta dai torrenti che sboccano nella pianura (Pescia di Pescia, Pescia di Collodi, Nievole), oppure dalle formazioni più permeabili del substrato.

Nella pianura di Pescia-Montecatini Terme non è possibile quindi parlare di un unico acquifero, ma di un acquifero multistrato, fortemente condizionato dalla struttura della pianura stessa, che ha un asse disposto in senso appenninico ed immergente verso sud-sudest.

### 3.1.2.2. - La pianura di Pistoia

Nella pianura di Pistoia sono presenti sedimenti alluvionali riferibili agli affluenti di destra del F. Arno e limitati depositi lacustri, a quote relativamente basse sul fianco sud-ovest del bacino. Dalle poche informazioni tratte dalla ricostruzione delle stratigrafie dei pozzi per acqua sono stati distinti alcuni complessi litologici con caratteri strutturali assai diversi tra loro, qui di seguito elencati dal basso verso l'alto (fig. 20).

#### *Substrato profondo*

Nella porzione settentrionale della pianura il substrato comprende le rocce argillitiche della Formazione di Sillano, caratterizzata da una bassa permeabilità; localmente possono essere individuati orizzonti più permeabili riferibili alla Formazione di Monte Morello.

#### *Substrato neogenico*

Nella parte più meridionale della pianura, ai piedi della dorsale di Monte Albano, il substrato comprende sedimenti prevalentemente argillosi e dotati quindi di bassa permeabilità, riferibili al ciclo lacustre del bacino Firenze-Prato-Pistoia. In affioramento, alla base dei depositi continentali, sono stati distinti dei conglomerati in matrice sabbiosa (Conglomerati di Vinci), dotati di media

permeabilità. Anche se in superficie essi hanno estensione molto limitata, nel sottosuolo però potrebbero avere continuità laterale ed andare a costituire un acquifero di discreta potenzialità.

### *Depositi alluvionali*

Come precedentemente accennato, non solo non è stato possibile distinguere i depositi lacustri da quelli alluvionali, ma è stato altrettanto impossibile correlare su grande scala i livelli grossolani presenti al loro interno, derivanti dalle conoidi dei Torrenti Ombrone, Brana, Bure ed Agna, per mancanza di continuità laterale e verticale. Dai dati delle ricerche freaticometriche di CAPECCHI & PRANZINI (1986) risulta l'esistenza di molti livelli permeabili, a luoghi in comunicazione tra loro, che danno origine ad un acquifero multistrato. È presente in tutta l'area studiata una falda freatica superficiale con il livello di base a circa 12-15 m di profondità, spesso ricettacolo di materiali inquinanti provenienti da scarichi fognari e industriali, il cui livello piezometrico si trova a 5-6 m dal piano campagna nei periodi meno piovosi. L'alimentazione è prevalentemente dal margine settentrionale del bacino in prossimità del contatto pianura-montagna.

Gli assi di drenaggio delle falde sotterranee sono prevalentemente coincidenti con i corsi d'acqua (T. Ombrone, T. Agna, T. Stella), così come le zone di migliore produttività idrica corrispondono ai paleoalvei. Nelle rocce del substrato le zone di produttività idrica possono essere reperite all'interno della Formazione di Monte Morello.

## 3.2. - L'INQUINAMENTO

In entrambe le pianure di Pescia-Montecatini Terme e di Pistoia esistono problemi collegati all'inquinamento delle acque superficiali e conseguentemente delle falde acquifere per gli apporti derivati da scarichi fognari, attività industriale ed agricola.

I numerosi studi su questo tema, iniziati da molti anni nella pianura di Montecatini Terme, hanno concluso che praticamente tutte le acque superficiali della Val di Nievole, e conseguentemente quelle del Padule di Fucecchio in cui confluiscono, sono più o meno compromesse dall'apporto di sostanze inquinanti. Questo inquinamento è vario e diffuso e come cause vengono ancora indicati scarichi e sversamenti domestici (liquami e tensioattivi anionici), industriali (frantoi, concerie e, soprattutto per i due torrenti Pescia, cartiere) ed agricoli (fertilizzanti e pesticidi collegati con l'attività floro-vivaistica e, per il F. Nievole, liquami di allevamenti suinicoli). Queste acque contaminate

raggiungono il Padule e vi accumulano il loro carico nocivo stante la scarsa degradabilità di alcune strutture molecolari come per esempio quelle degli antiparassitari e diserbanti.

Uno studio di VARLECCHI, (1977) evidenziava come a valle di Pescia in prossimità dei torrenti Pescia di Collodi e Pescia di Pescia fosse presente una concentrazione salina piuttosto alta (3000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), che a sud di Montecatini Terme diminuiva a 2840  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ; la salinità delle acque del Padule di Fucecchio era piuttosto bassa e tendeva ad aumentare verso est, come nelle vicinanze di Monsummano Terme, Castelmartini e Ponte di Masino. Successive misurazioni del rapporto Na/K hanno confermato i risultati di questa campagna volta ad accertare il grado di conducibilità delle acque: in particolare ad un alto valore di conducibilità corrisponde un valore elevato del rapporto Na/K oppure un aumento notevole delle concentrazioni di sali di Na e di K. Le anomalie osservate nell'area a sud di Pescia sono dovute alle acque dei due torrenti Pescia, in cui, come detto, vengono convogliati gli scarichi delle cartiere; anche a sud di Monsummano Terme le anomalie possono essere imputate ad attività industriali (industrie alimentari, macelli, cartiere).

Purtroppo si ha un effetto contaminante delle acque dei torrenti sulle acque di falda, quando queste vengono a contatto, soprattutto nella fascia settentrionale ed orientale della pianura, con le aree di ricarica. Mentre gli acquiferi più superficiali, in particolare quelli compresi nei depositi alluvionali ghiaiosi e sabbiosi della parte più superficiale della pianura, hanno possibilità di essere contaminati soprattutto dalle acque dei due torrenti Pescia, gli acquiferi profondi invece, in particolare quelli situati negli intervalli sabbiosi della successione marino-salmastra del Pliocene inferiore e medio, non sembrano essere esposti al rischio di inquinamento.

L'attività floro-vivaistica, presente anche nella pianura di Pistoia, è anch'essa causa di inquinamento. La L. 319 ("Legge Merli"), promulgata nel 1976 e che ha trovato nel 1986 la sua completa attuazione, ha fatto riscontrare i primi sintomi di un miglioramento, a testimonianza di una riduzione dell'apporto di sostanze inquinanti.

Per entrambe le pianure nelle acque di emungimento sono presenti ferro e manganese, con ogni probabilità collegati all'attraversamento di livelli di torba e lignite localizzati nei depositi lacustri, dove si sono avute anche manifestazioni di metano.



### 3.3. - SORGENTI TERMOMINERALI DI MONTECATINI TERME E DI MONSUMMANO TERME

In corrispondenza dei nuclei calcarei mesozoici di Montecatini Terme e Monsummano Terme - culminazioni assiali in cui affiorano le formazioni più antiche della Successione Toscana - vengono alla luce due importanti manifestazioni idrotermali, molto simili come caratteristiche chimico-fisiche, anche se non perfettamente identiche.

Per una migliore comprensione dell'origine delle acque e dei loro movimenti in profondità, è opportuno tracciare uno schema di circolazione generale ed uno locale.

#### 3.3.1. - *Schema di circolazione generale*

Lo schema di circolazione delle acque sotterranee dalle aree d'infiltrazione a quelle di risalita (tratto da PUCCINELLI *et alii*, 2000) era già stato messo in evidenza da TREVISAN (1951, 1954, 1959) e da BRANDI *et alii* (1967). Ne sono qui riassunti sinteticamente i tratti essenziali: l'area di alimentazione è individuata negli affioramenti calcarei della Val di Lima, posti a circa 20-25 km a nord-est di Montecatini Terme (fig. 21) con possibili contributi dalla formazione del Macigno; le acque scorrono in direzione sud e ovest ad una certa profondità nei complessi calcareo-dolomitico-anidritici e aumentano la loro temperatura sia per effetto del gradiente geotermico sia grazie alla reazione esotermica anidrite-gesso; fenomeno quest'ultimo che, anche se piuttosto lento, può trasmettere una certa quantità di calore.

L'acqua, attraverso un percorso sotterraneo di molti km e dopo aver raggiunto la profondità di 2000 metri ed oltre, ritorna a giorno in corrispondenza di Montecatini Terme e di Monsummano Terme, dove affiorano i complessi carbonatici mesozoici. Secondo questo schema, anche le acque calde e salate di Bagni di Lucca, situata ad ovest delle zone di ricarica, hanno la stessa origine di quella di Montecatini Terme. La mineralizzazione di queste acque, classificate come clorurato-solfato-alcaline, rivela una circolazione in rocce evaporitiche, come quelle che costituiscono la base dell'Unità tettonica della Falda Toscana e che danno origine a varie sorgenti termali: Equi Terme (MS), Casciana Terme (PI), San Giuliano Terme (PI), Uliveto (PI), Venturina (LI), Chianciano (SI), Rapolano (SI), Saturnia (GR) e altre ancora.

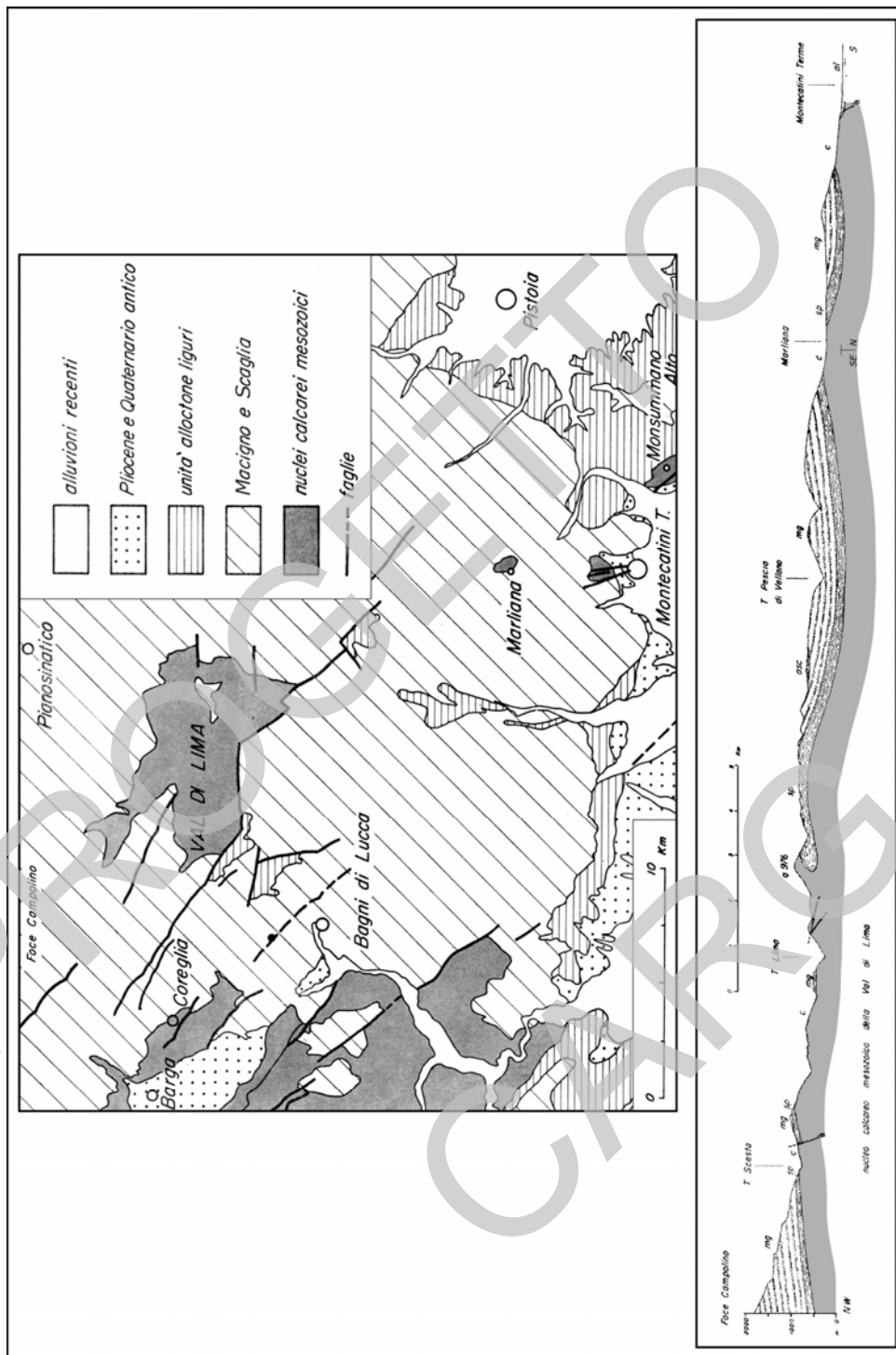


Fig. 21 - Carta geologica schematica e sezione tra la Val di Lima e Montecatini Terme (da BRANDI et alii, 1967).

### 3.3.2. - *Schema di circolazione nell'area termale*

Secondo lo schema strutturale proposto da PUCCINELLI *et alii* (2000), nell'area termale s'individua una ristretta fascia attraverso cui le acque profonde giungono in superficie, fascia che, al di sotto della copertura alluvionale, è limitata ad est ed a nord-est dalla copertura impermeabile della Scaglia toscana, che va a ricoprire direttamente la formazione permeabile dei Diaspri (fig. 22).

La faglia diretta è ritenuta da tutti gli Autori la via preferenziale di venuta a giorno delle acque sotterranee: lungo la sua direzione si ubicano infatti la maggior parte delle sorgenti, fra cui Tamerici e Leopoldine sono le più mineralizzate. Anche tutta l'area di affioramento dei Diaspri al di sotto delle coperture si può ritenere come area di risalita delle acque profonde; successivamente queste acque si infiltrano nei sedimenti permeabili della copertura post-villafranchiana, miscelandosi negli intervalli ghiaiosi e sabbiosi con quelle di provenienza superficiale. L'allineamento delle sorgenti Regina e Tettuccio trova probabilmente la sua giustificazione nel contatto sotterraneo tra Scaglia e Diaspri.

Anche le acque delle sorgenti di Monsummano Terme hanno la stessa origine di quelle di Montecatini Terme, variando solo la loro modalità di venuta a giorno; le due più importanti sorgenti (Parlanti e Giusti) si ubicano sul fianco sud-occidentale dell'alto tettonico di Monsummano Terme in corrispondenza di una faglia diretta a direzione appenninica con un importante rigetto (forse più di mille metri), che mette direttamente a contatto i calcari mesozoici fratturati e carsificati con l'Unità tettonica Morello e in particolare con la Formazione di Sillano, prevalentemente argillitica e di conseguenza impermeabile.

### 3.3.3. - *La diversa mineralizzazione delle acque termali*

Per entrambi i campi termali la mineralizzazione, cioè il contenuto in sali delle acque, è legata all'attraversamento durante il percorso sotterraneo di formazioni evaporitiche, vale a dire di quell'alternanza di dolomia, anidrite e talora lenti di salgemma di età triassica, che costituisce la formazione del Calcare cavernoso (Unità tettonica della Falda Toscana). La termalità, cioè la temperatura a cui fuoriescono le acque, si può attribuire, oltreché al gradiente geotermico, anche alla reazione esotermica, che avviene quando in presenza d'acqua le anidriti si trasformano in gesso.

Nel caso di Montecatini Terme esistono più sorgenti a diverso contenuto salino, dal massimo di circa 20 g/l della sorgente Leopoldine al minimo della sorgente Rinfresco; questa variazione può essere spiegata con la diluizione di

un'unica "acqua madre" da parte delle acque di una falda superficiale, anche se non proprio la più superficiale (BRANDI *et alii*, 1967). La composizione chimica del residuo salino, a differenza del contenuto salino, è invece notevolmente costante e risente molto poco della variazione di portata delle sorgenti, che risalgono attraverso la pianura, determinando degli alti piezometrici .

Le acque termominerali di Monsummano Terme vengono alla luce in corrispondenza di due sorgenti: Giusti e Parlanti. Le rispettive composizioni chimiche e caratteristiche fisiche presentano notevoli analogie fino alla sostanziale identità; al contrario delle acque di Montecatini Terme, inoltre, le acque termominerali di origine profonda di Monsummano Terme subiscono una scarsa diluizione, soprattutto perché, venendo a giorno in corrispondenza delle faglie, non hanno mescolamenti con le acque di falde superficiali.

Il residuo secco delle due acque oscilla tra 1,8 e 1,95 g/l, notevolmente inferiore quindi a quello di Montecatini Terme; il minore contenuto di cloruri inoltre fa ritenere probabile per Monsummano Terme un diverso chimismo della componente profonda, dovuto probabilmente al mancato attraversamento delle lenti di salgemma nelle evaporiti triassiche.

La presenza di piccole quantità di Pb, Ni e Cr nel chimismo delle acque di Montecatini Terme e considerazioni derivate dai valori di composizione isotopica inducono però a ritenere che anche l'area ricoperta dall'arenaria Macigno, che occupa la fascia compresa tra la zona delle sorgenti e la Val di Lima, debba contribuire in maniera non trascurabile all'alimentazione della riserva sotterranea.

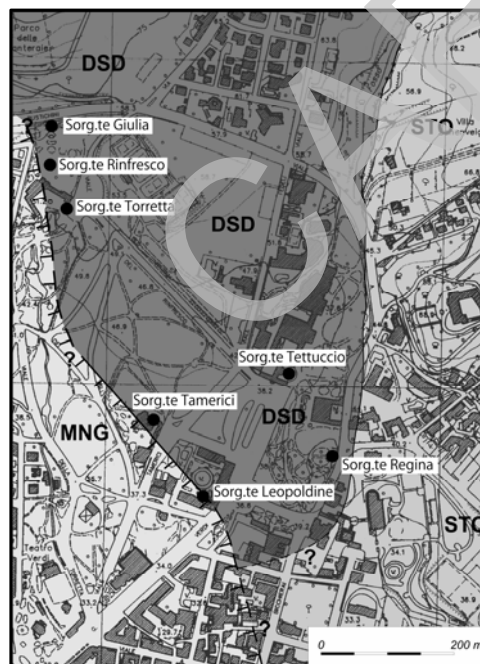


Fig. 22 - Carta geologica del substrato pre-Plio-Pleistocene superiore e ubicazione delle principali sorgenti termali di Montecatini Terme (da PUCCINELLI *et alii*, 2000).

## VIII - APPENDICE BIOSTRATIGRAFICA

### 1. INTRODUZIONE

Come ampiamente riportato nel capitolo della tettonica, tutte le formazioni affioranti nel Foglio 262 Pistoia sono state interessate da più fasi tettoniche, che hanno contribuito a obliterare il *record* fossile, che in alcune formazioni (per es. Calcarea selcifera di Limano, Maiolica) era già stato depauperato o impoverito dai processi tafonomici. In altre formazioni il contenuto fossile era invece scarso o addirittura assente già durante la sedimentazione (per es. Argille e calcari di Canetolo, Calcarea selcifera della Val di Lima, Macigno). Pertanto l'attribuzione delle età alle formazioni cartografate non è stata sempre un'operazione facile, soprattutto quando essa è stata ricavata dalla letteratura. Proprio in funzione dei dati utilizzati e delle età attribuite è stata elaborata la tab. 2, in cui sono riportate le età delle formazioni affioranti nel Foglio sulla base dei dati di letteratura, dei risultati originali ottenuti dagli scriventi durante la realizzazione di questo Foglio e di altri dell'Appennino Settentrionale (233 Pontremoli, 234 Fivizzano e 250 Castelnuovo di Garfagnana), oppure in aree limitrofe.

Per quanto riguarda le età desunte dalla letteratura, queste possono essere raggruppate in età antecedenti ed età successive agli anni '80. Per le formazioni datate prima degli anni '80, le età sono sostanzialmente basate sui foraminiferi (per es. Scaglia toscana) ed in subordine sui radiolari (per es. Diaspri) o le calpionelle (per es. Maiolica). La maggior parte di queste datazioni è stata acquisita negli anni '60 e '70, nell'ambito della realizzazione della Carta

## Geologica d'Italia a scala 1:100.000.

Tab. 2 - *Età attribuite alle diverse formazioni, in base ai dati di letteratura e a quelli acquisiti dagli scriventi nell'ambito del progetto CARG.*

Formazioni	Membri	Età della base (Prog. CARG)	Età desunta dalla letteratura	Età del tetto (Progetto CARG)	Età attribuita
Flysch di Ottone		Campaniano inf.	Campaniano inf. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Eocene inf. <i>p.p.</i> - Eocene sup. <i>p.p.</i>
Formazione di Monte Morello					Eocene inf. <i>p.p.</i> - Eocene sup. <i>p.p.</i>
Formazione di Sillano			Cretacico sup. - Paleocene		Cretacico sup. - Paleocene
Arenarie di Monte Modino		Oligocene sup. <i>p.p.</i>	Oligocene sup. <i>p.p.</i> - Miocene inf. <i>p.p.</i>	Miocene inf. <i>p.p.</i>	Oligocene sup. <i>p.p.</i> - Miocene inf. <i>p.p.</i>
Marne di Marmoreto			Oligocene sup. <i>p.p.</i>	Miocene inf. <i>p.p.</i>	Oligocene sup. <i>p.p.</i> - Miocene inf. <i>p.p.</i>
Olistostroma di Monte Modino			Cretacico inf. - Paleogene	Oligocene sup. - Miocene inf.	Oligocene sup. <i>p.p.</i> - Miocene inf. <i>p.p.</i>
Macigno			Oligocene sup. - Miocene inf.	Miocene inf.	Oligocene sup. <i>p.p.</i> - Miocene inf. <i>p.p.</i>
Scaglia toscana		Aptiano inf.	Cretacico inf. - Oligocene sup.		Aptiano inf. <i>p.p.</i> - Oligocene sup. <i>p.p.</i>
Maiolica		Titoniano sup.	Titoniano sup. - Neocimiano	Aptiano inf.	Titoniano sup. <i>p.p.</i> - Aptiano inf. <i>p.p.</i>
Diaspri			Bajociano sup./Bathoniano inf./Oxfordiano medio - Titoniano sup.	Titoniano sup.	Bajociano sup./Bathoniano inf. - Titoniano sup. <i>p.p.</i>
Calcare scelifero della Val di Lima		Bajociano sup./Bathoniano inf.	Malm		Bajociano sup./Bathoniano inf. - Titoniano sup. <i>p.p.</i>
Calcarei e marne a Posidonia		Pliensbachiano sup./Toarciano inf.	Toarciano - Calloviano <i>p.p.</i>	Bajociano sup./Bathoniano inf.	Pliensbachiano sup./Toarciano inf. - Bajociano sup./Bathoniano inf.
Calcare scelifero di Limano			Pliensbachiano sup. <i>p.p.</i>	Pliensbachiano sup./Toarciano inf.	Pliensbachiano sup. <i>p.p.</i> - Pliensbachiano sup./Toarciano inf.
Rosso ammonitico		Sinemuriano sup. <i>p.p.</i>	Sinemuriano <i>p.p.</i> /Pliensbachiano sup.	Pliensbachiano sup. <i>p.p.</i>	Sinemuriano inf./Pliensbachiano inf. - Pliensbachiano sup. <i>p.p.</i>
Calcarei ad Angulati			Hettangiano sup. - Sinemuriano <i>p.p.</i>	Pliensbachiano inf.	Hettangiano sup./Sinemuriano inf. - Pliensbachiano inf.
Calcare massiccio			Hettangiano sup./Hettangiano sup. - Sinemuriano inf.		Hettangiano - Hettangiano sup./Sinemuriano inf.
Arenarie di Monte Cervarola	<i>Membro degli Amorotti</i>		Burdigaliano		Burdigaliano <i>p.p.</i>

Purtroppo in molti casi l'attribuzione si basava non su associazioni fossilifere, ma su pochi individui spesso riconosciuti in un numero molto limitato di campioni. Inoltre, le specie utilizzate o la posizione dei campioni sono, in alcuni casi, di difficile o dubbia interpretazione. I dati acquisiti dopo gli anni '80 sono generalmente basati su associazioni fossilifere riconosciute frequentemente in un numero di campioni sufficiente a caratterizzare una biozona, oppure ad individuare un bioorizzonte oppure ancora un limite di biozona. I risultati più significativi sono stati ottenuti in base ai nannofossili calcarei (per es. Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto) e, per le successioni silicee, in base ai radiolari (Diaspri).

Anche le età acquisite nell'ambito del progetto CARG e della realizzazione di questo Foglio sono basate sullo studio dei nannofossili calcarei, resti scheletrici di alghe planctoniche unicellulari, le cui dimensioni variano da qualche micron a qualche decina di micron. Questo gruppo fossile ha consentito di datare con maggiore precisione molte delle formazioni affioranti nell'Appennino Settentrionale, contribuendo di conseguenza a ricostruire la

stratigrafia di molte unità tettoniche, a migliorare la scansione temporale dell'evoluzione tettono-sedimentaria delle unità affioranti in questo settore di catena e a precisare alcuni vincoli temporali dell'evoluzione cinematica dell'Appennino Settentrionale (CATANZARITI *et alii*, 2002, *cum. bibl.*).

Le associazioni a nannofossili calcarei individuate in questo Foglio hanno consentito di precisare l'età della Formazione di Sillano e della Formazione di Monte Morello appartenenti all'Unità tettonica Morello, l'età del tetto del Calcare selcifero di Limano, dei Calcari e marne a Posidonia e della parte alta delle Marne di Marmoreto per l'Unità tettonica della Falda Toscana. Inoltre, proprio grazie allo studio delle associazioni a nannofossili calcarei, è stato più agevole riconoscere la presenza dell'Unità tettonica Ottone.

## 2. SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI UTILIZZATI BASATI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI

Poiché le formazioni indagate coprono un ampio intervallo di tempo, è stato necessario l'uso di schemi biostratigrafici ("Zonazioni Standard") basati su associazioni ed eventi a nannofossili calcarei del Giurassico inferiore, del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore, del Cretaceo superiore, del Paleogene e della porzione basale (Miocene) del Neogene (vedi PERCH-NIELSEN, 1985a, 1985b e BOWN, 1998). Il carattere cosmopolita di molte specie di nannofossili calcarei utilizzate come *marker* di zona ha indotto molti Autori ad attribuire un significato biocronostratigrafico a molti eventi di comparsa e di scomparsa basati su questo gruppo di microfossili. Conseguentemente, a numerose biozone viene riconosciuto un valore cronostratigrafico a livello internazionale (vedi HAQ *et alii*, 1988).

Gli schemi che sono stati utilizzati per le datazioni acquisite nell'ambito di questo Foglio con nannofossili calcarei sono: 1) per il Giurassico inferiore lo schema di MATTIOLI & ERBA (1999); 2) per il Cretacico superiore lo schema di SISSINGH (1977) modificato da PERCH-NIELSEN (1985a); 3) per l'intervallo compreso tra il Paleocene ed il Miocene basale lo schema di MARTINI (1971), riproposto con leggere modifiche da PERCH-NIELSEN (1985b). Per l'area mediterranea lo schema di MARTINI (1971) è stato ulteriormente modificato da CATANZARITI *et alii* (1997) per l'Eocene superiore-Oligocene superiore e da FURNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene superiore- Miocene inferiore. Le modifiche riportate in PERCH-NIELSEN (1985a, 1985b), CATANZARITI *et alii* (1997) e FURNACIARI & RIO (1996) introducono l'uso di specie più frequenti nelle successioni dell'Appennino Settentrionale e/o nell'area mediterranea, al fine di incrementare la risoluzione biostratigrafica.

Nel testo che segue le biozone (vedi PERCH-NIELSEN, 1985a, 1985b, *cum bibl.*) sono contrassegnate da una sigla (NJ = Nannoplankton Jurassic, CC = Coccoliths Cretaceous, NP = Nannoplankton Paleogene, NN = Nannoplankton Neogene) e da un numero progressivo (NJ5, NJ6; CC21, CC22; NP12, NP13; NN1, NN2; ecc.). Le zone di CATANZARITI *et alii* (1997) e FORNACIARI & RIO (1996) sono indicate come MNP quelle del Paleogene e come MNN quelle del Neogene.

### 3. ETÀ RICAVATE DALLA LETTERATURA

Come è noto, il riferimento alla Scala Cronostratigrafica delle datazioni è un'operazione difficile quando le età sono riportate in lavori pubblicati prima degli anni '60. Infatti, in molti di questi lavori le datazioni (p. es. di successioni sedimentarie affioranti nell'Appennino Settentrionale) non facevano riferimento a nessuno schema biostratigrafico e spesso l'età veniva espressa solo in termini di Epoca/Serie o addirittura di Periodo/Sistema. Questo era anche dovuto al fatto che generalmente le età si basavano su un *record* fossile molto limitato, spesso costituito da pochi esemplari (per es. ammoniti, seconda metà '800 e primi '900); inoltre le determinazioni tassonomiche dei reperti fossili (solitamente rappresentati da molluschi) erano incerte, così come la localizzazione geografica e/o stratigrafica.

In verità sono molti i lavori in cui la localizzazione geografica era sommaria e la posizione stratigrafica dei campioni generica o addirittura discutibile, soprattutto quando venivano descritte solo le litologie da cui era stato recuperato il *record* fossile e non era citata l'unità litostratigrafica campionata. Successivamente sono stati pubblicati lavori in cui il risultato biostratigrafico, seppure basato su associazioni fossili significative (per es. a foraminiferi, anni '50-'70), era espresso sempre in termini di Età/Piano, quando sarebbe stato più prudente e corretto esprimerlo in termini di Epoca/Serie.

In altri lavori, invece, sebbene le associazioni fossilifere recuperate venissero riferite ad uno schema biostratigrafico, gli schemi utilizzati erano spesso schemi biozonali regionali, in cui si faceva riferimento solo al Periodo/Sistema e all'Epoca/Serie. Al fine di limitare l'interpretazione dei dati ricavati dalla letteratura (soprattutto di quelli pubblicati tra la seconda metà '800 ed i primi '900), in queste note illustrative le specie sono state riportate in maniera conforme al lavoro originale e le età acquisite riferite alla scala cronostratigrafica proposta dalla Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica del CNR e adottata dal progetto CARG.



## 4. ELENCO DELLE SPECIE RICONOSCIUTE O CITATE NEL TESTO

## 4.1. NANNOFOSSILI CALCAREI

- Aspidolithus parvus parvus* (STRADNER, 1973) NOËL (1969)  
*Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE (1947)  
*Calxivascularis jansae* WIEGAND (1984)  
*Calculites obscurus* (DEFLANDRE, 1959) PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)  
*Carinolithus superbus* (DEFLANDRE, 1954) PRINS in GRÜN *et alii* (1974)  
*Ceratolithoides aculeus* (STRADNER, 1961) PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)  
*Coccolithus cavus* HAY & MOHLER (1967)  
*Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930)  
*Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) NOËL (1965)  
*Cretarhabdus angustiforatus* BLACK (1971)  
*Cretarhabdus crenulatus* (BRAMLETTE & MARTINI, 1964) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN (1975)  
*Cribozentrum reticulatum* (GARTNER & SMITH, 1967) PERCH-NIELSEN (1971)  
*Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER, 1961) HAY & MOHLER in HAY *et alii* (1976)  
*Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE (1973)  
*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY in HAY *et alii*, 1967) BUKRY (1971)  
*Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971)  
*Dictyococcites hesslandii* (HAQ, 1966) HAQ & LOHMAN (1976)  
*Dictyococcites scrippsae* BUKRY & PERCIVAL (1971)  
*Discoaster barbadiensis* (TAN SHIN HOK, 1927) BRAMLETTE & RIEDEL (1954)  
*Discoaster binodosus* MARTINI (1958)  
*Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)  
*Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)  
*Discoaster mirus* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT (1954)  
*Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)  
*Ericsonia formosa* (KAMPTNER, 1963) HAQ (1971)  
*Helicosphaera euphratis* HAQ (1966)

- Istmolithus recurvus* DEFLANDRE (1954)  
*Lanternitus minutus* STRADNER (1962)  
*Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWEILI (1974)  
*Lotharingius sigillatus* (PRINS, 1974) BOWN & COOPER (1998)  
*Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE (1959)  
*Markalius apertus* PERCH-NIELSEN (1979)  
*Markalius inversus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) BRAMLETTE & MARTINI (1964)  
*Nannotetrina cristata* (MARTINI, 1958) PERCH-NIELSEN (1971)  
*Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE (1952)  
*Prinsius bisulcus* (STRADNER, 1963) HAY & MOHLER (1967)  
*Prinsius martinii* (PERCH-NIELSEN, 1969) HAQ (1971)  
*Pseudotriquetrorhabdus inversus* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) WISE in WISE & CONSTANS (1976)  
*Reticulofenestra daviesi*, (HAQ, 1968) HAQ (1971)  
*Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI (1968)  
*Sphenolithus ciperoensis* (KAMPTNER, 1931) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus delphix* BUKRY (1973)  
*Sphenolithus moriformis* (BRONNIMMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)  
*Sphenolithus radians* DEFLANDRE in GRASSE (1952)  
*Toweius gammation* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) ROMEIN (1971)  
*Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI (1963)  
*Watznaueria barnesae* (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN (1968)  
*Zygrabolithus bijugatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) DEFLANDRE (1959)

#### 4.2. FORAMINIFERI

- Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLMANN (1962)  
*Aulotortus friedli* KRISTAN-TOLMANN (1962)  
*Aulotortus* spp. WEYNSCHENK (1951)  
*Conicospirillina* spp. CUSHMAN (1927)  
*Globigerina triloculoides* PLUMMER (1926)  
*Globorotalia aragonensis* NUTTAL (1930)  
*Globorotalia bullbrooki* BOLLI (1957)  
*Globorotalia crassata* COLE (1927)  
*Globorotalia equa* CUSHMAN & RENTZ (1942)

*Globorotalia velasconensis* CUSHMAN (1925)  
*Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK (1951)  
*Spirillina* EHRENBERG (1843)  
*Triasina hantkeni* MAJZON (1954)  
*Trocholina alpina* LEUPOLD (1935)  
*Trocholina elongata* LEUPOLD (1935)  
*Trocholina* cf. *multispira* OBERHAUSER (1957)  
*Turrspirillina altissima* PIRINI (1965)  
*Turrspirillina conoidea* (PAALZOW, 1927) CUSHMAN (1927)

#### 4.3. ALGHE CALCAREE

*Clypeina jurassica* FAVRE (1927)  
*Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI (1922)

#### 4.4. INVERTEBRATI

*Cardium* LINNAEUS (1758)  
*Cladochora* LINNAEUS (1767)  
*Emmericia umbra* DE STEFANI (1877)  
*Lymnaea bucciniformis* SACCO (1895)  
*Melanopsis affinis* HANDMANN (1877)  
*Negulus villafranchianus* SACCO (1885)  
*Ostrea* LINNAEUS (1758)  
*Venus* LINNAEUS (1758)  
*Viviparus ampullaceus* BRONN (1959)

#### 4.5. MAMMIFERI

*Alephis lyrix* GROMOLARD (1980)  
*Equus stenonis* COCCHI (1867)  
*Leptobos* cf. *etruscus* FALCONER (1859)  
*Stephanosrhinus* cf. *etruscus* FALCONER (1868)  
*Sus* cf. *strozzii* MENEGHINI (1863)

PROGETTO

CARG

## BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1966) – *Nuovi dati sull'età degli Scisti Policromi e del Macigno della Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 655-666.
- ABBATE E. (1969) - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro "Auctt.") ed i terreni sovrastanti (Appennino modenese e bolognese)*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 637-644.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1961) - *Tentativo di interpretazione dei livelli di "Argille Scagliose" intercalate nella parte alta del "Macigno" lungo l'allineamento M. Prado-Chianti (Appennino Settentrionale) mediante colate sottomarine*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 335-342.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1980) - *Apennine Ophiolites; a peculiar oceanic crust*. Ofioliti, Spec. Issue 1: 59-96.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. Sediment. Geol., **4**: 207 - 249.
- ABBATE E. & BRUNI P. (1987) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 19-33.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.): "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedim. Geol., **4**: 251-340.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1982) - *Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 115-126.
- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (1978) - *Espansioni laterali (lateral spreads) nella Sicilia occidentale*. Geol. Appl. e Idrogeol., **13**: 231-238.
- AMADESI E. (1966) - *Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale tra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli*. Giorn. Geol., **34**: 411-446.
- AMADESI E. & MARABINI F. (1967) - *Lineamenti strutturali e tettonici dell'Appennino Settentrionale fra l'Abetone e Fanano*. Giorn. Geol., **34** (1966): 1-13.
- ANDREOZZI M. (1992) - *Stratigrafia fisica delle Arenarie di M. Cervarola nel settore nord-occidentale dell'Appennino settentrionale tra la Val Secchia (RE) e la Val Panaro (MO)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 269-285.
- ANDREOZZI M. & DI GIULIO A. (1994) - *Stratigraphy and petrography of the Mt. Cervarola Sandstones in the type area, Modena Province*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 351-360.
- ANDREOZZI M., DINELLI E. & TATEO F. (1996) - *Volcanoclastic key beds and megaturbidites in an early-Miocene turbidite system, Mt. Cervarola Fm. (Northern Apennines)*. Giornale di Geologia Ser 3, **57** (1995): 159-178.
- ANDREOZZI M., FORNACIARI E., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1991) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei ed età dell'Unità Cervarola nell'Appennino reggiano-bolognese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., riass., **46**: 185.
- ARIAS C., BIGAZZI G. & BONADONNA F.P. (1981) - *Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia Appenninica*. Contr. Prel. Carta Neotett. It., Pubbl. **356**: 1441-1448.
- ARUTA G., BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1998) - *The siliciclastic turbidite sequences of the Tuscan Domain in the Val di Chiana-Val Tiberina area (Eastern Tuscany and North-Western Umbria)*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 579-593.
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO (1994) – *L'attività estrattiva nel bacino dell'Arno*. Autorità di Bacino del Fiume Arno, Quaderni, **4**: 274 pp.
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO (2001) - *Bilancio idrogeologico nel bacino dell'Arno*. Autorità di Bacino del Fiume Arno, Quaderni, **10**: 256 pp.
- AZZAROLI A. (1948) - *Osservazioni sulla tettonica dell'alta val di Nievole e delle zone adiacenti alla catena del M. Albano*. Boll. Soc. Geol. It., **67**: 143-149.
- AZZAROLI A. (1955) - *L'Appennino Tosco-Emiliano dal Passo Pradena al Passo delle Forbici e i nuclei mesozoici di Corfino e Soraggio*. Boll. Soc. Geol. It., **74**: 1-72.
- BALDACCI F., CECCHINI S., LOPANE G. & RAGGI G. (1993) - *Le risorse idriche del Fiume Serchio e*

- il loro contributo all'alimentazione dei bacini idrografici adiacenti.* Mem. Soc. Geol. It., **49**: 365-391.
- BALDACCI 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.
- BALESTRIERI M.L., ABBATE E. & BIGAZZI G. (1996) - *Insights on the thermal evolution of the Ligurian Apennines (Italy) through fission-track analysis.* Journ. Geol. Soc., London, **153**: 419-425.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana.* Torino: 951 pp.
- BARSOTTI G., FEDERICI P.R., GIANNELLI L., MAZZANTI R., SALVATORI G. (1974) - *Studio del Quaternario livornese, con particolare riferimento alla stratigrafia ed alle faune delle formazioni del bacino di carenaggio della Torre del fanale.* Mem. Soc. Geol., It., **13**: 425-495.
- BARTOLINI C. (1980a) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino Settentrionale (prov. di Lucca e Pistoia).* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**: 42-60.
- BARTOLINI C. (1980b) - *Sulle variazioni dei parametri fisici e chimici nelle acque minerali di Monsummano.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **87**: 31-37.
- BARTOLINI C. (2004) - *Superfici relitte.* In: "Italia. Atlante dei tipi geografici". Istituto Geografico Militare, Firenze: 179-183.
- 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 illustrative.* Boll. Soc. Geol. It., **101** (1982): 523-549.
- BARTOLINI C., BIDINI D., FERRARI G.A. & MAGALDI D. (1984) - *Pedostratigrafia e morfostratigrafia nello studio delle superfici sommitali situate fra Serchio e Ombrone Pistoiese.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **7**: 3-9.
- BARTOLINI C. & NISHIWAKI N. (1985) - *Uplift model by analysis of an Apennine region lying south of the Lima river (Northern Tuscany).* Geogr. Fis. Din. Quat., **8**: 14-22.
- BARTOLINI C. & PRANZINI G. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 97 (S. Marcello Pistoiese), 105 (Lucca) e 106 (Firenze).* Contr. Prelim. Realizz. Carta Neotett. It., Prog. Fin. Geodin. CNR, Pubbl. **251**: 481-523.
- BARTOLINI C. & PRANZINI G. (1981) - *Plio-Quaternary evolution of the Arno basin drainage.* Z. Geomorph., Suppl. **40**: 77-91.
- BARTOLINI C. & PRANZINI G. (1984) - *L'antecedenza dei corsi d'acqua che attraversano la dorsale M. Albano - Poggiona nel quadro dell'evoluzione plio-quadernaria del Valdarno.* Boll. Soc. Geol. It., **103**: 271-278.
- BERGGREN W., KENT D.V. & FLYNN J.J. (1985b) - *Paleogene: geochronology and chronostratigraphy.* In: SNELLING (Ed.): "The Chronology time of the Geological Record". London, Geological Society of London Memoir, **10**: 141-145.
- BERGGREN W., KENT D.V., SWISCHER C.C. III & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy.* In: BERGGREN W., KENT D.V., AUBRY M. P. AND HANDBOL J. (Eds.): "Geochronology time scales and global stratigraphic correlation". Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **54**: 212 pp.
- BERGGREN W., KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985a) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy.* In: SNELLING (Ed.): "The Chronology time of the Geological Record". London, Geological Society of London Memoir, **10**: 211-260.
- BERNINI M., DALL'ASTA M., HEIDA P., LASAGNA S. & PAPANI G. (1991) - *The upper Magra valley extensional basin: a cross section between Orsaro Mt. and Zeri (Massa province).* Boll. Soc. Geol. It., **110**: 451-458.
- BERNINI M. & LASAGNA S. (1989) - *Rilevamento geologico e analisi strutturale del bacino dell'alta*

- Val di Magra tra M. Orsaro e Pontremoli (Appennino Settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, **95**, (1988): 139-183.
- BERNINI M. & PAPANI G. (2002) – *La distensione della fossa tettonica della Lunigiana nord-occidentale (con Carta Geologica alla scala 1:50.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 313-341.
- BERTOLLI A. & NARDI R. (1966) - *Geologia delle valli del Dolo e del Dragone (Appennino toscano-emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (2): 139-164.
- BERTOLDI R. (1988) – *Una sequenza palinologica di età rusciniense nei sedimenti basali lacustri del bacino di Aulla-Olivola (Val di Magra)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 105-138.
- BETTELLI G., BOCCALETTI M., CIBIN U., PANINI F., POCCIANI C., ROSSELLI S. & SANI F. (2002) - *Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000. Note illustrative del Foglio 252 Barberino di Mugello*. Servizio Geologico Nazionale: 130 pp.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R. & PANINI F. (1989b) - *Nota illustrativa alla Carta geologica schematica dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 487-498.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989a) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 1-17.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989c) – *Schema introduttivo alle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 91-126.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., CIONI R., LEONE G., SBRANA A., & ZANCHETTA G. (1994) - *Nuovi dati geochimici, metrologici e geocronologici su alcune cineriti plio-pleistoceniche del Lazio e della Toscana meridionale*. Mem. Ser. Geol. It., **49**: 135-150.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1973) - *Fission track ages of zircons and apatites from northern Apennine ophiolites*. Fortschr. Mineral., **50**: 51-53.
- BISCI C., DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1996) - *Rock flow (Sackung)*. In: DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M.L. (Eds.): "Landslide recognition. Identification, movement and causes". J. Wiley & Sons (UK): 150-160.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. First Int. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva 1967, **1**: 199-422.
- BOCCALETTI M. & BORTOLOTTI V. (1965) - *Lacune della Serie Toscana. 1) Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 271-356.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F. A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Carta strutturale dell'appennino settentrionale: Note illustrative*. C.N.R.- Prog. Fin. Geodin., pubbl. n. **429** (1982): 212 pp.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F. A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**: 7-38.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 847-922.
- BOCCALETTI & GUAZZONE (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 201-216.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1964) - *Sulla presenza di una breccia alla base del complesso Scaglia-Nummulitico in Val di Lima (Provincia di Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 339-348.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della Serie Toscana. 2) Breccie e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima*. Boll. Soc. Geol. It., **5**: 19-66.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967a) - *Lacune della Serie Toscana. 3) Stratigrafia del Mesozoico*

- nella zona di Equi Terme (Lunigiana). Boll. Soc. Geol. It., **86**: 503-524.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967b) - *Olistostromi ed olistoliti di maiolica negli Scisti Policromi della val di Lima (Prov. di Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 525-536.
- BORTOLOTTI V. (1960) - *Sulla stratigrafia del passaggio Pietraforte-Alberese nell'Appennino sentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, Atti Conv. "Il Paleogene": 269-274.
- BORTOLOTTI V. (1962a) - *Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 225-314.
- BORTOLOTTI V. (1962b) - *Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (Ofioliti e Alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano (Arezzo)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 257-306.
- BORTOLOTTI V. (1962c) - *Sulla giacitura della serie ofiolitifera dei Monti Rognosi (Arezzo)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 313-322.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Nota illustrativa della carta della distribuzione geografica della Formazione di Monte Morello (Alberese)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 155-190.
- BORTOLOTTI V. (1983) - *Stratigrafia, tettonica ed evoluzione geodinamica delle ofioliti della Toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 63-74.
- BORTOLOTTI V. (Ed.) (1992) - *Guide Geologiche regionali: Appennino Tosco-Emiliano*. Soc. Geol. It., Ed. BE-MA: 331 pp.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The miogeosynclinal sequences*. Sediment. Geol., **4**: 341-444.
- BORTOLOTTI V. & PIRINI C. (1965) - *Nota preliminare sull'età della base del Macigno*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 29-36.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. Ist. Naz. di Geofisica - SGA, Bologna: 973 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. Ist. Naz. di Geofisica - SGA, Roma: 644 pp.
- BOTTI F. (2003) - *Studio stratigrafico, petrografico e strutturale della successione delle Arenarie del M. Cervarola e rapporti con le successioni ed unità limitrofe (Appennino modenese-bolognese)*. Tesi Dottorato ined., Univ. Pisa.
- BOTTI F., PALANDRI S. & PLESI G. (2002) - *The Mt. Cervarola sandstones in the T. Fellicarolo and T. Dardagna Valleys (Northern Apennines): petrographic and biostratigraphic features, regional correlation*. Proc. Meet. "Geological and geodynamic evolution of the Apennines". Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec., **1**: 305-317.
- BOUSQUET J.C. & PHILIP H. (1986) - *Neotectonics of the Calabrian arc and Apennines (Italy): an example of plio-quadernary evolution from island arcs to collisional stages*. In: WEZEL F.C. (Ed.): "The origin of arcs". Urbino, 22-25/9/1986. Developments in Geotectonics, **21**: 305-326.
- BOWN P.R. (1998) - *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 314 pp.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1989) - *Calcareous Nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous Boundary interval and correlation with Geomagnetic Time Scale*. Marine Micropaleont., **14**: 153-235.
- BRANDI G.P., FRITZ P., RAGGI G., SQUARCI P., TAFFI L., TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1967) - *Idrogeologia delle Terme di Montecatini*. Collana scient. Terme di Montecatini, **39**: 58 pp.
- BRUNI P., DE LIBERO C., PANDELI E. & PERILLI N. (1992) - *La successione oligo-miocenica Macigno - Arenarie di M. Modino*. In: Guida alle escursioni post-congresso. Esc. B3. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 135-196.
- BRUNI P. & FAZZUOLI M. (1981) - *Facies association in the Limano Cherty Limestone (Upper Jurassic), Northern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 319-322.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1980) - *Torbidity carbonatiche nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (App. Settentrionale)*. Mem. Soc. It., **21**: 217-230.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1992) - *Il Macigno e le Arenarie di M. Modino nell'area dell'Abetone*. In:



- Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 139-161.
- BUKRY D. (1973) - *Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., **15**: 685-703.
- BUKRY D. & PARCIVAL S.F. (1971) - *New Tertiary calcareous nannofossils*. Tulane Studies in Geology and Paleontology, **8**: 123-146.
- BURCHIETTI G. (1991) - *Geologia della Val di Lima nord-occidentale da Ponte a Gaio al Torrente Scesta*. Tesi Laurea ined., Univ. Firenze.
- CANAVARI M. (1923) - *Le sorgenti di Montecatini di fronte alla geologia*. Giornale di Geologia pratica, Pavia, **18**.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new Geomagnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res., **97**: 917-951.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revise calibration of geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res., **100**: 93-95.
- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 93-166.
- CANUTI P., FOCARDI R., NARDI R., PUCCINELLI A., BERTOCCI R., CASAGLI N., CHELI P., D'AMATO AVANZI G., FANTI R., GARZONIO C.A., SARGENTINI M., SPICCHI R., TRIVELLINI M. & TURRINI G. (2000) - *Atlante dei Centri Abitati Instabili della Toscana*. CNR-GNDICI. Stab. Poligr. Fiorentino, FI: 208 pp.
- CAPECCHI F., GUAZZONE G. & PRANZINI G. (1976) - *Il bacino lacustre di Firenze-Prato-Pistoia. Geologia del sottosuolo e ricostruzione evolutiva*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (1975): 637-660.
- CAPECCHI F. & PRANZINI G. (1986) - *Studi geologici e idrogeologici nella pianura di Pistoia*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (1985): 601-620.
- CAREDIO F., ESU D. & TESTA G. (1995) - *Il margine orientale del bacino plio-pleistocenico di Lucca-Montecarlo-Vinci: evoluzione stratigrafica e tettonica*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. **1995/1**: 235-253.
- CAREDIO F. & VERANI M. (1995) - *L'incidenza dell'intervento antropico sull'evoluzione dei dissesti nel Colle di Monsummano Terme (Pistoia)*. Atti I Conv. Gruppo Naz. Geologia Applicata, Giardini Naxos (ME), 11-15/6/1995. Geol. Appl. e Idrogeol., Bari, **30**: 1-12.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle Unità Formazionali Italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1984) - *"Autoctono Apuano" e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti*. In: "Cento anni di geologia italiana", Vol. giub. I Cent. S.G.I.: 199-214.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Journ. Geol., **86**: 487-504.
- 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. & CIPRIANI C. (1954) - *Ricerche geochimiche sulle acque minerali di Montecatini Terme (Pistoia)*. Rend. Soc. Mineralogica It., **10**: 29 pp.
- CARRARA A., D'ELIA B., SEMENZA E. (1987) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. e Idrogeol., **20** (1985): 223-243.
- CARTA STRUTTURALE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE A SCALA 1:250.000 (1982) - CNR, P.F. Geodin., pubbl. n. **429**. SELCA, Firenze.

- CARTON A., CASTALDINI D., MANTOVANI F., PANIZZA M. & SPINA R. (1987) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 11 (M. Marmolada) e 97 (San Marcello Pistoiese)*. CNR, PF Geodin., pubbl. n. **155**: 227-246.
- CATANZARITI R. (1993) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei dell'Eocene superiore-Oligocene inferiore dell'Appennino Settentrionale*. Univ. Padova, Tesi di Dott. ined.: 150 pp.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1996) - *Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra il Dominio subligure e il Dominio toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione stazio-temporale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **103**: 1-30.
- CATANZARITI R., OTTRIA G. & CERRINA FERONI A. (2002) - *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo, scala 1:250.000. Tavole Stratigrafiche*. Tip. SELCA, Firenze.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2004) - *Nannobiohorizons recognized in Eocene Formations from Northern Apennines (Italy)*. 10th Int. Nannofossil Assoc. Conf. Lisbon, 28/9-4/10/2004, **26**. Cambridge Univ. Press.: 16.
- CATANZARITI R., PERILLI N. & CASCELLA A. (2004). *Età del Macigno e delle Arenarie di Monte Modino nell'Appennino Tosco-Emiliano: certezze e dubbi. La Geologia del Sedimentario nella ricerca di base e nelle sue applicazioni*. Atti II Congr. GeoSed, 2004: 50.
- CATANZARITI R., RIO D., CHICCHI S. & PLESI G. (1991) - *Età e biostratigrafia a nannofossili calcarei delle Arenarie di M. Modino e del Macigno nell'alto Appennino reggiano-modenese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., riass., **46**: 187.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstones*. Mem. Sc. Geol., **49**: 207-253.
- CERRINA FERONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del dominio toscano interno tra il Trias superiore ed il Miocene medio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, **82**: 43-54.
- CHANNELL J.E.T., GRANDESSO P. & BRALOWER T.J. (1987) - *Biostratigraphic correlation of Mesozoic polarity chrons CM1 to CM23 at Capriolo and Xausa (Southern Alps, Italy)*. Earth and Planetary Science Letters, **85**: 203-221.
- CHIARI M., CORTESE G. & MARCUCCI M. (1994) - *Radiolarian biostratigraphy of the Jurassic Cherts of the Northern Apennines*. Ofioliti, **19** (2a): 307-312.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991a) - *Sedimentary and tectonic lineations as marker of regional deformation: an example from the Oligo-Miocene arenaceous flysch of Northern Apennine*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 601-616.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991b) - *Sovrascorimenti e strutture associate dell'alto Appennino emiliano fra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 1990: 99-108.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino -M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo di Lagastrello e il Monte Cimone) e i suoi rapporti con la Falda Toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi*. Mem Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 139-163.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1995) - *La struttura della finestra di Gazzano (Val Dolo, Appennino Reggiano-Modenese)*. Acc. Naz. delle Scienze, Scritti e Documenti, **14**: 195-227.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1980) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografica a livello del Trias nella Toscana a nord dell'Arno e sue implicazioni tettoniche*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 41-49.
- CIBIN U. (1992) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo. Sezione 250040 - Fiumalbo (scala 1:10.000)*. Regione Emilia-Romagna.
- CIPRIANI C. & MALESANI P.G. (1964) - *Ricerche sulle arenarie. 9. Caratterizzazione e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 339-374.
- CIPRIANI N., MALESANI P.G. & VANNUCCI S. (1985) - *Distribuzione e rapporti dei sedimenti*

- oligocenici e miocenici nell'Appennino settentrionale*. Miner. Petrogr. Acta, **39**: 191-210.
- CLIVE G. (1898) - *La bonificazione del padule di Fucecchio e della adiacente Valdinievole*. Firenze. CNR - REGIONE TOSCANA (1986) - *Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana*. Ed. La Mandragora, Firenze: 151 pp.
- COCCHI I. (1907) - *Su di una trivellazione a Montecatini Bagni*. Giorn. di Geologia Pratica, **5**.
- COCCIONI R. & PERILLI N. (1997) - *Litho and biostratigraphy of the Cretaceous Scaglia toscana in Val Gordana (Tuscany, Italy)*. Riunione Paleopelagos, **1**: 10.
- COCCIONI R. & WEZEL F.C. (1980) - *Nuovi dati micropaleontologici sull'Unità Modino-Cervarola e sul Macigno*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 73-83.
- CONSORZIO DI BONIFICA PADULE DI FUCECCHIO (2004) - *Il Padule di Fucecchio*. Sito web: [www.padulefucecchio.it](http://www.padulefucecchio.it).
- CONTI M., MARCUCCI M. & PASSERINI P. (1985) - *Radiolarian cherts and ophiolites in the Northern Apennines and Corsica: age correlations and tectonic frame of siliceous deposition*. Ofioliti, **10**: 201-225.
- CORTESE G. (1991) - *Radiolarian biostratigraphy of Tuscan Cherts (Tuscan Sequence) from the Lima Valley, Northern Apennines*. Interrad **6**, Abstract. 29 pp.
- CORTESE G. (1993) - *Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines*. Paleopelagos, **3**: 165-185.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1992) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Val Gordana-M. Sillara (Appennino settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. CROP **01-1A**: 229-248.
- COSTA E., PIALLI G. & PLESI G. (1998) - *Foreland basin of the Northern Apennine: relationship with passive subduction of the Adriatic lithosphere*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 595-606.
- CREMONINI G. & ELMI C. (1971) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Note illustrative del Foglio 98 Vergato*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 51 pp.
- CRESCENTI U. & SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1995) - *Atti IV Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 1-185.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: "Landslide: Investigation and Mitigation", Transp. Res. Board, Nat. Acad. of Sciences, Washington Spc. Rept. **247**: 36-75.
- CURCIO M. & SESTINI G. (1965) - *Posizione stratigrafica e sedimentologica delle calcareniti della Formazione di Monte Morello*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 253-276.
- DAINELLI G. (1936) - *Il bacino di Firenze e il suo antico lago*. Melangé de Géographie, Firenze: 637-660.
- DAINELLI L. (1955) - *Geologia del Monte Cimone (scala 1:50.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **72**: 7-24.
- DALLAN L. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino Tosco-Emiliano. 2. - Ricerche micropaleontologiche nei flysch dei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 1-38.
- DALLAN NARDI L. (1968) - *I microforaminiferi del "macigno" di Calafuria (Monti Livornesi)*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (4): 611-621.
- DALLAN L. (1988) - *Ritrovamento di *Alephis lyrix* nelle argille della serie lacustre di Montecarlo (Lucca) e considerazioni stratigrafiche sui depositi continentali dell'area tra il Monte Albano e il Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **95**: 203-219.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc. "G. Capellini", **42** (1972): 1-212.
- DALLAN L., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1981) - *Geologia dell'Appennino settentrionale tra l'alta Val di Lima e Pistoia*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 567-586.
- DALLAN L. & RAGGI G. (1961) - *Sull'età delle formazioni dell'Alberese e dell'Arenaria superiore nell'Appennino Settentrionale (Val di Taro e Alta Valle dello Scoltenna)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 151-174.

- D'AMATO AVANZI G., PIERONI A. & PUCCINELLI A. (1995) - *La pericolosità da frana della Garfagnana (Lucca) nell'area compresa tra S. Romano e Pontecosì*. - Atti 1° Conv. Gruppo Naz. Geologia Applicata. Giardini Naxos (ME), 11-15/6/1995. Geol. Appl. e Idrogeol., Bari, **30**: 225-240.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1997) - *Deep-seated gravitational slope deformations in north-western Tuscany (Italy): remarks on typology, distribution and tectonic connections*. Atti V Seminario Deformazioni Gravitative Profonde di Versante. Chieti, 2-4/5/1996. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **19** (1996): 325-334.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A. & VERANI M. (2000) - *Progress in methods in the studies on slope instability in north-western Tuscany (Italy)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **106** (1999), 125-133.
- DECANDIA F. A., FEDERICI P.R. & GIGLIA G. (1968) - *Contributo alla conoscenza della serie Toscana: la zona di Castelpoggio e Tenerano (Carrara, Alpi Apuane)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Ser. A, **75**: 102-124.
- DECANDIA F.A. & LAZZAROTTO A. (1972) - *Ritrovamento di macroforaminiferi oligocenici nella parte inferiore del Macigno del Chianti in località Farnetelle (Siena)*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 511-521.
- DE GIULI C., FICCARELLI G., MAZZA P. & TORRE D. (1973) - *Confronto tra successioni marine continentali del Pliocene e Pleistocene inferiore in Italia e nell'area mediterranea*. Boll. Soc. Paleont. It., **22**: 323-328.
- DE LIBERO C. (1992) - *Terreni caotici nell'olistostroma di M. Modino: distinzione di alcune strutture sedimentarie e tettoniche*. In: Guida alle escursioni post-congresso, Esc. B3. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 171-177.
- DE STEFANI C. (1887a) - *Lias inferiore ad Arieti dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **8**: 9-76.
- DE STEFANI C. (1887b) - *Le ligniti del bacino di Castelnuovo di Garfagnana*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **18**: 212-241.
- DE STEFANI C. (1889) - *Il lago pliocenico e le ligniti del bacino di Barga nella valle del Serchio*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **20**: 278-287.
- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 681-687.
- DRAMIS F., MAIFREDI P. & SORRISO-VALVO M. (1987) - *Deformazioni gravitative profonde di versante. Aspetti geomorfologici e loro diffusione in Italia*. Geol. Appl. e Idrogeol., **20**: 1985, 377-390.
- DRAMIS & SORRISO-VALVO (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Eng. Geology, **38**: 231-243.
- ECOGEO S.r.l. (1983a) - *Indagine conoscitiva sull'idrogeologia superficiale del campo idrotermale*. Relazione tecnica inedita per il Comune di Montecatini Terme, Pistoia.
- ECOGEO S.r.l. (1983b) - *Studio preliminare sulla utilizzazione delle risorse idriche del Comune di Buggiano*. Relazione tecnica inedita per il Comune di Buggiano, Pistoia.
- ELTER P. (1973) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In: Atti Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, Quad., **183**: 97-118.
- ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 956-962.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **17**: 3-18.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 121-138.
- ELTER P. & SCHAWAB K. (1959) - *Nota illustrativa della Carta Geologica all'1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 157-187.

- FAZZINI P. & GARDIN S. (1994) - *Hypothesis for the evolution of the External Ligurids in the Southern Tuscany and Northern Latium*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 289-293.
- FAZZINI P., PAREA G.C. & MANTOVANI M.P. (1968) - *Ricerche sul Mesozoico della Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **7**: 129-193.
- FAZZUOLI M. (1980) - *Frammentazione e "annegamento" della piattaforma carbonatica del Calcarea Massiccio (Lias inferiore) nell'area toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 181-191.
- FAZZUOLI M. (1992) - *Il Mesozoico della Falda Toscana e del Nucleo Metamorfico Apuano: carbonati di mare sottile e sistemi alto-scarpata-bacino nel Triassico superiore-Giurassico della Successione Toscana e della Successione Metamorfica Apuana*. In: Guida alle escursioni post-Congresso, 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze 24-26/9/1992: 84-100.
- FAZZUOLI M. (Ed.) (1998) - *Il colle di Monsummano alto. Le pietre e le acque*. Comune di Montecatini, Pacini Ed., Pisa: 100 pp.
- FAZZUOLI M., BECARELLI S., BURCHIETTI G., FERRINI G., GARZONIO C.A., MANNORI G., SANI F. & SGUAZZONI G. (1998) - *Geologia del Nucleo Mesozoico della Val di Lima (Province di Pistoia e Lucca, Appennino Settentrionale). Note Illustrative della Carta Geologica (scala 1:25.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 479-535.
- FAZZUOLI M., BURCHIETTI G. & MANNORI G. (1999) - *La geologia: stratigrafia e tettonica*. In: "Il colle di Monsummano Alto: le pietre e le acque", Pacini Ed., Pisa: 63-78.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONE G. (1985) - *Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a Nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 159-201.
- FAZZUOLI M. & MAESTRELLI MANETTI O. (1973) - *I nuclei mesozoici di Monsummano, Montecatini Terme e Marliana (Prov. di Pistoia)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 39-79.
- FAZZUOLI M. & SANI F. (1992) - *Esame dei caratteri stratigrafici e strutturali del Nucleo Mesozoico della Val di Lima*. In: Guida alla traversata dell'Appennino settentrionale. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 139-185.
- FAZZUOLI M. & SGUAZZONI G. (1986) - *Jurassic and Cretaceous isopic zones in the Tuscan domain*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 59-84.
- FEDERICI P.R. (1967a) - *Un esemplare di Ammonite delle Marne a Posidonia di Campiglia nei monti occidentali della Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 367-374.
- FEDERICI P.R. (1967b) - *Prima segnalazione di Lias medio nel calcarea rosso ammonitico dell'Appennino Ligure e considerazioni cronologiche sulla stessa formazione in Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 269-286.
- FEDERICI P.R. (1973) - *La tettonica recente dell'Appennino: I - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-ovest delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 287-301.
- FEDERICI P.R. (1978) - *La tettonica recente dell'Appennino: 2 - Il bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (Alta val di Magra) e le sue implicazioni neotettoniche*. Quad. Gruppo St. Quat. Pad., **4**: 121-132.
- FEDERICI P.R. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 95 - La Spezia e del margine meridionale del Foglio 84 - Pontremoli*. CNR, P.F. Geodin., pubbl. n. **356**: 1348-1364.
- FEDERICI P.R. (1987) - *Il territorio del Bientina: dalla geologia alla storia*. In: *Il Padule del Bientina. Aspetti naturalistici ed agronomici*, Pacini, Pisa: 27-54.
- FEDERICI P.R. & MAZZANTI R. (1988) - *Paleogeographic features of the drainage pattern in the lower Arno Valley and the Serchio Valley in Tuscany (Italy)*. J. Meeting on Geom. Hazard, I.G.U. Boll. Soc. Geogr. It., ser. XI, **5**: 573-615.
- FEDERICI P.R. & RAU A. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 104 Pisa*. Contr. Prelim. Realizz. Carta Netett. It., Pubbl. **356** Prog. Fin. Geodin. CNR: 1383-1398.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- FRANCALANCI G.P. (1959) - *Contributo per la conoscenza delle manifestazioni idrotermali della*

- Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **64** (1958): 372-425.
- FUCINI A. (1891) – *Il Pliocene dei dintorni di Cerreto Guidi e di Limite ed i suoi molluschi fossili*. Boll. Reg. Com. Geol. It., **10**: 49-87.
- FUCINI A. (1905) - *Cefalopodi liassici del Monte Cetona*. Palaeont. It., **11**: 93-146.
- FUCINI A. (1908) - *La Pania di Corfino*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: 91-123.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3): 277-290.
- GHELARDONI R., GIANNINI E. & NARDI R. (1968) - *Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari della bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici*. Mem. Soc. Geol. It., **7**: 91-106.
- GHELARDONI R., LUCCHETTI L., PIERI M. & PIRINI C. (1962) – *I rapporti tra “Macigno” e “Marnoso-arenacea” tra le valli del Dolo e dell’Idice (Appennino Tosco-Emiliano)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 195-230.
- GHELARDONI R., PIERI M. & PIRINI C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche dell’area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo nei Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 297-416.
- GIANNECCHINI G. & VERANI M. (2006) - *L'evento alluvionale del novembre 2000 nell'area di Pescia (Italia - Toscana settentrionale): caratteristiche del fenomeno pluviometrico ed effetti indotti*. Ital. Journ. Eng. Geol. and Env., **1** (2006):19-34.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965) - *Geologia della zona nord occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 197-250.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 17-98.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.G., OGG J.G., HARDENBOL J., THIERRY J. & HUANG Z. (1994) – *A Mesozoic time scale*. Journal Geophysical Research, **99**: 51-74.
- GRAZI S. (2004) - *Bonifiche di pianure interne*. In: “Italia. Atlante dei tipi geografici”. Istituto Geografico Militare, Firenze: 360-361.
- GROSCURTH J. & GÜNTHER K. (1971) - *Theorien zur geodynamischen Entwicklung des Nordapennins : eine ubersicht*. Zbl. Geol. Pal., **1**: 463-505.
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1979) - *Deformazioni gravitative profonde del tipo “Sackung” nei monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **14**: 13-22.
- GÜNTHER K. (1966) – *Zur Geologie der Zonezwischen der nordlichen Apuanen Alpen und dem Apennin-Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin: 181 pp.
- GÜNTHER K. & REUTTER K.J. (1985) - *Il significato delle strutture dell’Unità di M. Modino-M. Cervarola tra il Passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell’Appennino settentrionale*. Giornale di Geologia, Ser. 3, **47**: 15-34.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: WILGUS C. K., HASTINGS B. S., KENDALL C. G. ST. C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): “Sea-Level Changes: An Integrated Approach”. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **42**: 72-108.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1989) - *A geologic time scale*. Cambridge University Press, Cambridge: 263 pp.
- HAY W.W., MOHLER. H.P. & WADE M. (1966) - *Calcareous nannofossils from Nalchik (northwest Caucasus)*. Eclogae Geol. Helv., **59**: 379-399.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proc. 5th Int. Symposium on Landslides, Losanna, 10-15/7/1988, Vol. **1**: 3-35.
- ISTITUTO “A. CHECCHI” FUCECCHIO (2001) - *Storia del degrado ambientale, economico e sociale del padule di Fucecchio*. Sito web: [www.scuola.it/istituto-heckchi/padule.htm](http://www.scuola.it/istituto-heckchi/padule.htm).
- JAHN A. (1964) - *Slope morphological features resulting from gravitation*. Z. Geomorph., Suppl. B, **5**: 59-72.
- KAENEL DE E. & VILLA G. (1996) - *Oligocene-Miocene calcareous Nannofossil biostratigraphy*

- and paleoecology from the Iberia abyssal plain. In: WHITMARSH R. B., SAWYER D. S., KLAUS A. & MASSON D.G. (Eds.). Proc. ODP Sci. Results, **149**: 79-145.
- KALIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) - *Jurassic pelagic deposits from south, eastern Tuscany: aspect of sedimentation and new biostratigraphic data*. Ecl. Geol. Helv., **72**: 715-762.
- KENT D.V. & GRADSTEIN F.M. (1985) - *A Cretaceous and Jurassic geochronology*. Geological Society of America Bulletin, **96**: 1419-1427.
- KRAMPE K. D. (1964) - *Zur geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin: 161 pp.
- LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes françaises et de Sicile*. Thèse d'Etat, Montpellier: 475 pp.
- LONG G. & CAMISA A. (1959) - *Contributo per la conoscenza delle manifestazioni idrotermali della Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **64** (1958): 433-461.
- LOSACCO U. (1953) - *La struttura dell'Appennino modenese tra la Foce delle Radici e il Passo dell'Abetone*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (2): 490-512.
- LOSACCO U. (1963) - *Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena di Pratomagno*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2): 291-404.
- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **13**: pp. 484.
- LOTTI B. (1927) - *Il regime sotterraneo delle acque basse di Montecatini Bagni*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **10**: 52 pp.
- LOTTI B. & ZACCAGNA D. (1908) - *Carta geologica al 100.000. F°105 "Lucca"*. A cura del R. Comit. Geol. d'It., Roma
- LOTTI G. & ZACCAGNA D. (1913) - *Carta Geologica d'Italia. F. 97 (S. Marcello Pistoiese)*. Roma.
- MAGALDI D., BIDINI D., CALZOLARI C. & RODOLFI G. (1983) - *Geomorfologia, suoli e valutazione del territorio tra la piana di Lucca e il padule di Fucecchio*. Annali Ist. Sper. St. Difesa del Suolo, Firenze, **14**: 21-108.
- MAHR T. & NEMCOK A. (1977) - *Deep-seated creep deformations of high mountain slopes*. Bull. Int. Assoc. of Engineering Geology, **16**: 121-127.
- MARCOLINI F., BONADONNA, F.P., KOTSAKIS T., MAZZA P. & ZANCHETTA G. (2000) - *Preliminary data on the micro- and macromammals remains from Casa Sgherri, Lower Valdarno (Tuscany, Italy)*. Boll. Soc. Pal. It., **392**: 243-252.
- MARRONI M. (1995) - *Deformation path of the Internal Ligurid Units (Northern Apennine, Italy): record of shallow-level underplating in the alpine accretionary wedge*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1994): 179-194.
- MARRONI M., CERRINA FERONI A., DI BIASE D., OTTRIA G., PANDOLFI L. & TAINI A. (2002) - *Polyphase folding at upper structural levels in the Borbera Valley (Northern Apennine, Italy): implications for the tectonic evolution of the linkage area between Alps and Apennines*. C. R. Geosciences, **334**: 565-573.
- MARRONI M., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia delle Colline Pisane*. Suppl. Quad. Mus. Storia Nat. di Livorno, **11**: 1-40.
- MARRONI M., MONECHI S., PERILLI N., PRINCIPI G. & TREVES B. (1992) - *Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines, Italy; age of inception of orogenesis-controlled sedimentation*. Cretaceous Research, **13**: 487-504.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati sull'età del Complesso di M. Penna/Casanova (Unità liguri esterne, Appennino settentrionale)*. Rend. Soc. Geol. It., **13** (1990): 139-142.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1992) - *Biostratigrafia a nannofossili calcari del Flysch ad Elmintoidi di Ottone/S. Stefano (Appennino Ligure-Emiliano)*. Riass. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 21-23/9/1992: 54-55.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.), Proc. 2nd Planktonic Conf., Roma, 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte del complesso di M. Modino e trascinate*

- alla base delle unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino Reggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 171-191.
- MARTINI G. & SAGRI M. (1977) - *Sedimentary fillings of ancient deep-sea channels: two examples from Northern Apennines*. Jour. Sedim. Petrol., **47**: 1542-1553.
- MASINI R. (1936) - *I due laghi pliocenici di Barga e di Castelnuovo Garfagnana e i loro rapporti con le direttrici di frattura e le aree sismiche*. Atti R. Acc. Lucch. Sc. Lett. Arti, **4**: 1-55.
- MASINI R. (1955) - *L'idrografia del Serchio nell'epoca preistorica e storica*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **63**: 41-70.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Thetyan lower and middle Jurassic succession*. Rivista Italiana di Stratigrafia e Paleontologia, **105**: 347-376.
- MAXWELL J. C. (1964) - *Structural Geology of the Ottone area, Piacenza and Genova*. Mem. Soc. Geol. It., **102**: 419-456.
- MAZZANTI R. (1983) - *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'arcipelago di Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **4** (1): 69-92.
- MENEGHINI G. (1880) - *Resti di Tapiro e d'Istrice nella Lignite di Ghivizzano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **2**: 23.
- MENEGHINI G. (1881) - *Ammoniti del Lias medio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **4**: 188-189.
- MERLA G. (1949) - *Le argille scagliose della Zona di Firenze e la tettonica del macigno da S. Donato in Collina a M. Scalari*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 207-231.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1951): 95-382.
- MERLA G. (1969) - *Macigno del Mugello*. In: "Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia". Serv. Geol. d'It., Formazioni geologiche, **2**: 79-85.
- MERLA G. & ABBATE E. (1969) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Note illustrative del Foglio 97 S. Marcello Pistoiese*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 54 pp.
- MERLA G. & BORTOLOTTI V. (1969) - *Note illustrative alla Carta Geologica alla scala 1:100.000 Foglio 107 (M. Falterona)*. Servizio Geologico d'Italia, Ercolano (NA): 52 pp.
- MERLA G., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1967) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Note illustrative del Foglio 106 Firenze*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 61 pp.
- MIGLIORINI C.I. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **67**: 29-142.
- MONTECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1985) - *Late Cretaceous-Eocene nannofossil and magnetostratigraphy correlation near Gubbio, Italy*. Marine Micropaleontology, **9**: 419-440.
- MOCHI E., PLESI G. & VILLA G. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei della parte basale della successione del M. Modino (nell'area dei Fogli 234 e 235) ed evoluzione strutturale dell'unità omonima*. Studi Geol. Camerti, **13** (1995): 39-73.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1985) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nord Appennino. 2 Macigno s.s. e Pseudomacigno. Nuovi dati cronostatigrafici e loro implicazioni*. Mem. Soc. Geol. It., **25** (1983): 185-217.
- MOROZZI F. (1784) - *Carta Geografica del Granducato di Toscana*. Archivio di Stato Generale di Praga ([www.zoneumidetoscane.it](http://www.zoneumidetoscane.it)).
- MUCCHI A.M., PELLEGRINI M. & MANTOVANI M.P. (1968) - *Le serie mesozoiche di Spezia e dei Monti d'Oltre Serchio*. Mem. Soc. Geol. It., **7**: 195-226.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones*. Agip Spa- S. Donato Milanese: 165 pp.
- MUTTI E., PAREA G.C., RICCI LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. & IACCARINO S. (1975) - *Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of the Northern Apennines*. 9th Int. Congr. Sedim., Exc. Guidebook, Field Trip A-11, Modena: 120 pp.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI E. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.
- NARDI R. (1961) - *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2): 257-334.
- NARDI R. (1964a) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 3 - I rapporti tra le*



- Arenarie del M. Cervarola e il Macigno lungo la valle dello Scoltenna (prov. di Modena)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 361-372.
- NARDI R. (1964b) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 4 - La Geologia della valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino modenese)*. Boll. Soc. Geol. It. **83**: 353-400.
- NARDI R. (1965) - *Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il M. Cusna e il M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 35-92.
- NARDI R., POCHINI A., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1986) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca). 1): Carta geologica e carta della franosità degli elementi "Gragnana", "Piazza al Serchio", "Casciana" e "Ceserana" (scala 1:10.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (1985): 585-599.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1987) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca). 2) : Carta geologica e carta della franosità degli elementi "Sillico", "Castelnuovo di Garfagnana", "Cascio", "Castelvechio Pascoli", "Galliciano", "Barga", "Fornaci di Barga" e "Ghivizzano" (scala 1:10.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 819-832.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1981) - *Carta geologica e geomorfologica con indicazioni di stabilità della provincia di Pistoia (scala 1:25.000)*. Tip. SELCA, Firenze.
- NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano: stratigrafia e tettonica nei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 1-76.
- NENCINI C. (1983) - *Il passaggio Plio-Pleistocene e i sedimenti pilocenici e pleistocenici delle Colline di Monte Castello (Pisa)*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 391-398.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphy Zonation*. Mar. Micropaleont., **5**: 321-32.
- PANDELI E., FERRINI G. & LAZZARI D. (1994) - *Lithofacies and petrography of the Macigno Formation from the Abetone to the Monti del Chianti areas (Northern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 321-329.
- PAREA G.C. (1965) - *Caratteri sedimentologici delle torbiditi pre-oligoceniche dell'Appennino centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 223-265.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. Il Quaternario, **3**: 131-140.
- PATACCA E. (1973) - *Microfacies dei conglomerati della "Scaglia" e del "Macigno" di alcune serie toscane*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 187-225.
- PERCH-NIELSEN K. (1979) - *Calcareous nannofossils from the cretaceous between the North Sea and the Mediterranean*. IUGS Series A, **6**: 223-272.
- PERCH-NIELSEN K. (1983) - *Recognition of boundaries by means of calcareous nannofossils*. In: "Cretaceous stage boundaries", Copenhagen, Abstracts: 152-156.
- PERCH-NIELSEN K. (1985a) - *Mesozoic calcareous nannofossil*. In: BOLLII H., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy". Cambridge University Press: 329-426.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Cenozoic calcareous nannofossil*. In: BOLLII H., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy", Cambridge University Press: 426-554.
- PERILLI N. (1992) - *Stratigrafia dell'olistostroma di M. Modino - M. Maggiore*. In: Guida alle escursioni post-congresso, Esc. B3. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 161-171.
- PERILLI N. (1994) - *The Mt. Modino Olistostrome Auctorum (Appennino Modenese): stratigraphical and sedimentological analysis*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 343-350.
- PERILLI N. (1997) - *Latest Jurassic-earliest Cretaceous deposits of the Tuscan Succession; new biostratigraphic data from calcareous nannofossils*. Riun. Paleopelagos, **1**: 12.
- PERILLI N. & REALE V. (1998) - *Jurassic calcareous nannofossil assemblages of the Marne a Posidonia Fm. of the Tuscan Succession, Northern Apennines (Italy)*. Riun. Paleopelagos, **1**: 10.

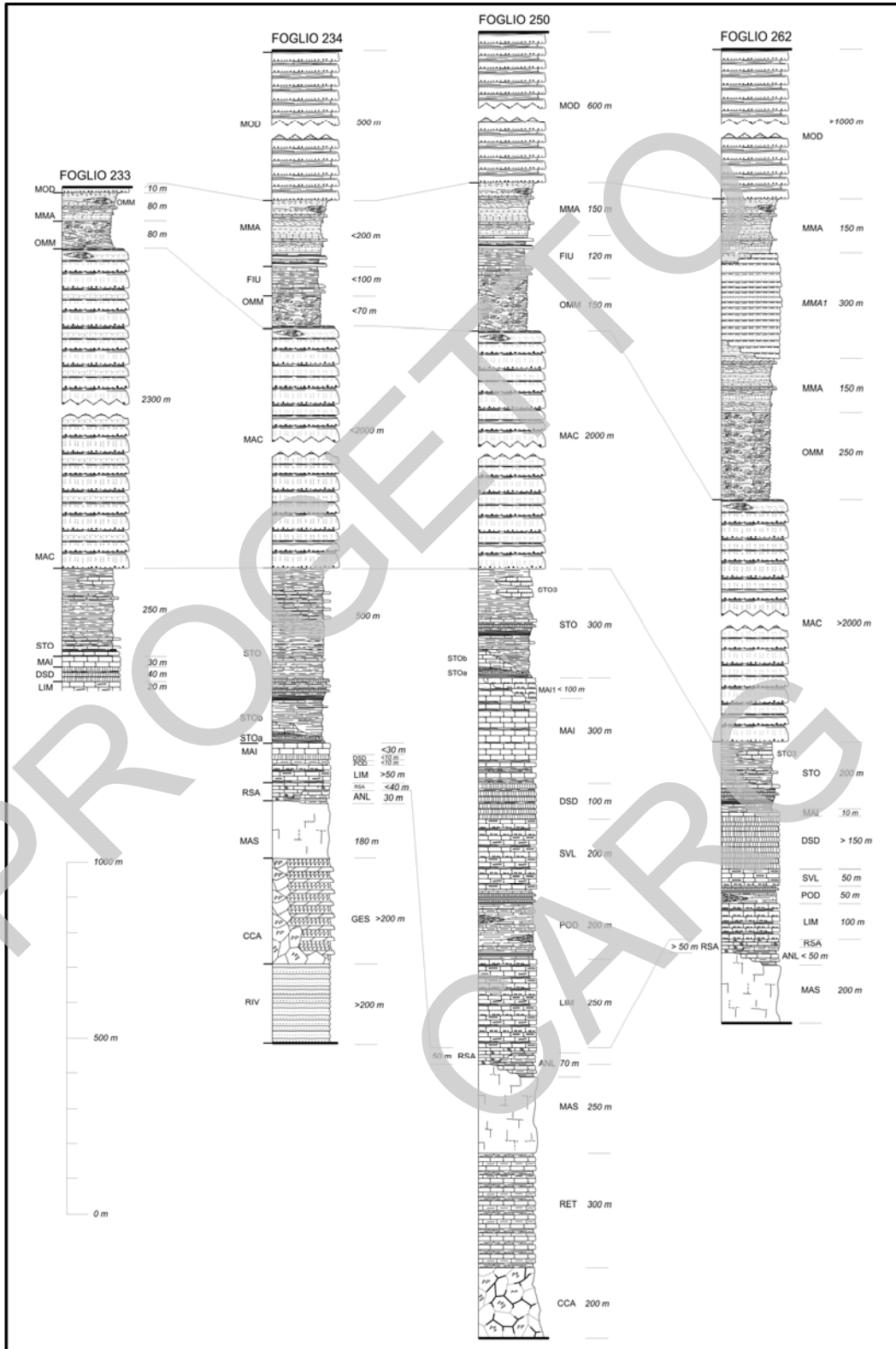
- PERILLI N., REALE V. & VEIGA DE OLIVEIRA L.C. (2008) - *Ages of the onset of marly sedimentation and of the black shales in Tuscan basin (Northern Apennines, Italy)*. Riv. It. Paleont. e Strat., **114**: 125-139.
- PLESI G. (2002) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 235 Pievepelago e Note Illustrative*. Tip. SELCA; Firenze.
- PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G. & PALANDRI S. (1998) - *Processi e tempi di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi oligo-mioceniche: l'esempio della finestra di Pracchiola (biostratigrafia, petrografia e analisi strutturale, con Carta Geologico-Strutturale a scala 1: 20.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 841-894.
- PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G. & PALANDRI S. (2000) - *La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso*. Boll. Soc. Geol. It.: **119**, 267-296.
- PLESI G., GALLI M. & DANIELE G. (2002) - *The Monti Rognosi Ophiolitic Unit paleogeographic position in the External Ligurian Domain, relationships with tectonic units derived from Adriatic margin*. Proc. Meet. "Geological and geodynamic evolution of the Apennines". Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec **1**: 273-284.
- POSTPISCHL D. (Ed.) (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR - Prog. Fin. Geodin., Graficoop Bologna: 239 pp.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema Corso-Appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576.
- PRINCIPI G. & DE LUCA CARDILLO M. (1975) *Nuovi dati preliminari sulla coltre alloctona a nord di Prato (Firenze)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1199-1270.
- PROSPERI A. (Ed.) (1995) - *Il padule di Fucecchio. La lunga storia di un ambiente «naturale»*. Ed. Storia e Letteratura, Roma: 291 pp.
- PUCCINELLI A. (1992) - *Nuovi aspetti dell'evoluzione paleogeografica e tettonica al Plio-Quaternario della piana di Lucca (Toscana)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14** (1991): 171-177.
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2009a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 233 Pontremoli e Note Illustrative* (in stampa).
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2009b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 234 Fivizzano e Note Illustrative* (in stampa).
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2009c) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana e Note Illustrative* (in stampa).
- PUCCINELLI A., VERANI M. & ROSSINI V. (2000) - *Nuovi dati sull'assetto idrogeologico dell'area termale di Montecatini Terme (Pistoia) e loro implicazioni nella pianificazione territoriale*. Quad. Geologia Applicata, **7**: 33-48.
- RADBRUCH-HALL D.H. (1978) - *Gravitational creep of rock masses on slopes*. In: VOIGHT B. (Ed.): *Rockslides and avalanches - Natural phenomena*. Developments in Geotechnical Engineering, **14A**, Elsevier, Amsterdam: 607-658.
- RAMSAY J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mc. Graw-Hill: 568 pp.
- REINHARDT P. (1964) - *Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deschlands*. Monatsber. Dt. Akad. Wiss., Berlin, **6**: 769-759.
- RENTZ K. (1971) - *Zur Geologie der Zone Zwischen der Secchia und dem Apennin Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin: 338 pp.
- REPETTI E. (1841) - *Dizionario Geografico Fisico Storico della Toscana. Vol. 4*. Allegrini e Mazzoni, Firenze: 623 pp.
- REUTTER K.J. (1965) - *Submarine Gleitungs und Resedimentationsvorginge am Beispiegel das Monte Modino (Nord Apennin)*. Berlin.
- REUTTER K.J. (1969) - *La geologia dell'Alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sull'Unità di M. Modino-M. Cervarola*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **5**: 1-88.
- REUTTER K.J. & GROSCURTH J. (1978) - *The pile of nappes in the Northern Apennines, its*

- unravelment and emplacement*. In: H. CLOOS, D. ROEDER & K. SCHMIDT (Eds.): "Alps, Apennines, Hellenides". Schweizerbart, Stuttgart: 239-243.
- RICCIARDI E. (1952) - *Studio geologico del Quaternario della regione di Altopascio-Montecarlo in Lucchesia*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- RIO D., FORNACIARI E. & RAFFI I. (1990) - *Late Oligocene through Early Pleistocene calcareous nannofossils from Western Equatorial Indian Ocean (Leg 115)*. In: DUNCAN R. A., BACKMAN J., PETERSON L. C. *et alii* (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, **115**: 175-235.
- RISTORI E. (1984) - *Studio geologico del Quaternario delle colline di Montecarlo (Lucca). Rilevamento e Paleontologia*. Tesi Laurea ined., Univ. Firenze.
- ROTH P. H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean*. In: W. E. BENSON, R. E. SHERIDAN *et alii* (Eds): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **44**: 731-759.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1979) - *Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation depth*. Journ. Sed. Petrol., **49**: 23-28.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, **15**: 714-717.
- RUGGIERI G. (1958) - *Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia (Appennino Romagnolo)*. Atti Acc. Sc. Lett. e Arti Palermo, **17**: 7-169.
- RUGGIERI G. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 108 "Mercato Saraceno"*. Serv. Geol. d'It., Nuova Tecnica Grafica, Roma: 56 pp.
- SAGGINI F. (1961) - *Grande placca di "arenaria superiore" tra Prunetta e la conca di S. Marcello-Bardalona (Appennino Pistoiese)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 1-23.
- SAGRI M. (1975) - *Ambienti di deposizione e meccanismi di sedimentazione nella successione Macigno-olistostroma-arenarie del M. Modino (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 771-788.
- SAGRI M. & MARRI C. (1980) - *Paleobatimetria e ambienti di deposizione delle unità torbiditiche del Cretaceo superiore dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 231-240.
- SARTI G. ZANCHETTA G., MAZZA P. & GRASSI R. (2001) - *Sedimentological and paleontological features of an ancient alluvial plain in the Lucca Basin (Central Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **94**: 107-117.
- SAUNDERS J.B., BERNOULLI D., MULLER-MERZ E., OBERHANSLI H., PERCH-NIELSEN K., RIEDEL W.R., SANFILIPPO A. & TORRINI R.JR. (1984) - *Stratigraphy of the late middle Eocene to early Oligocene in Bath Cliff section, Barbados, West Indies*. Microp., **30**: 390-425.
- SAVI P. & FEDELI F. (1876) - *Storia naturale e medica delle Acque Minerali dell'Alta Val di Nievole e specialmente di quelle delle RR. Terme di Montecatini*. Nistri, Pisa: 333 pp.
- SCANDONE P. (1979) - *The origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 97-S. Marcello Pistoiese* (1913). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 97-S. Marcello Pistoiese* (1968). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 98-Vergato* (1913). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 98-Vergato* (1971). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 105-Lucca* (1908). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 105-Lucca* (1971). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 106-Firenze*

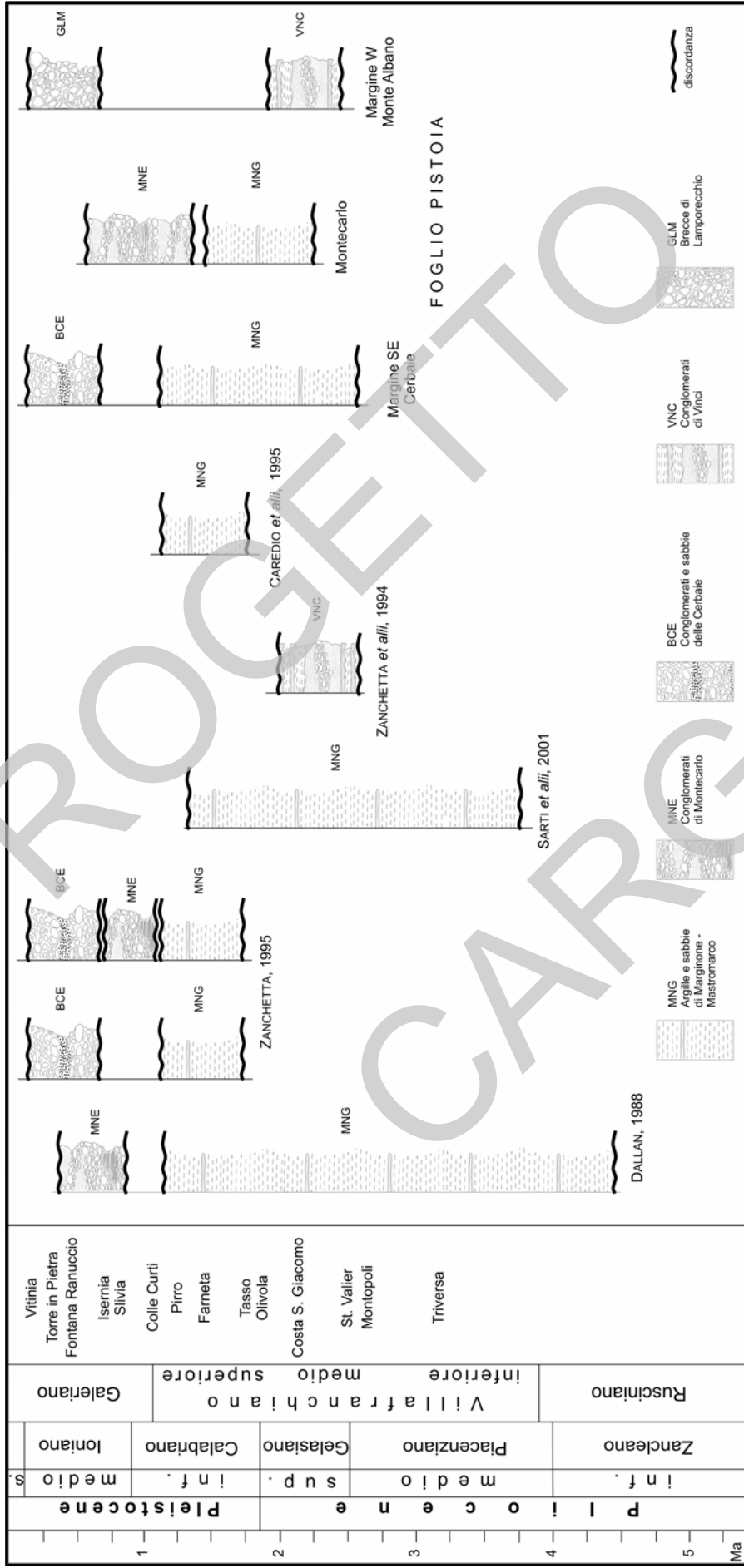
- (1908). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 106-Firenze* (1967). II edizione, Roma.
- SESTINI G. (1959) - *Osservazioni geologiche sui Monti della Calvana*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 207-231.
- SIGNORINI R. (1936) - *Determinazione del senso di sedimentazione degli strati nelle formazioni arenacee dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **55**: 283-294.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56**: 37-65.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1984) - *Atti I Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 667-729.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1987) - *Atti II Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 223-316.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1989) - *Atti III Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 369-451.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 109-121.
- SQUARCI P. & TAFFI (1967) - *Sulla presenza di tufiti in depositi fluvio-lacustri del Valdarno inferiore*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, **74**: 37-42.
- STRADNER H. (1963) - *Catalogne of calcareous nannoplankton from sediment of Neogene age in the eastern North Atlantic and Mediterranean Sea*. DSDP, **13** (2): 1137-99
- TARGIONI TOZZETTI G. (1761) - *Sopra le cause e sopra i rimedi dell'insalubrità d'aria della Val di Nievole*.
- TERRITORIO E AMBIENTE S.R.L., BORGO A BUGGIANO (1995) - *Indagini sulle potenzialità di recupero ambientale delle situazioni di degrado conseguenti l'attività estrattiva presenti sul territorio provinciale*. Relazione tecnica inedita per l'Amministrazione Provinciale di Pistoia.
- THIERSTEIN H. R. (1971) - *Tentative of Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation*. Ecl. Geol. Helv., **64**: 459-488.
- THIERSTEIN H. R. (1973) - *Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy*. Marine Micropaleontol., **1**: 325-362.
- THIERSTEIN H. R. (1976) - *Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments*. Marine Micropaleontol., **1**: 325-362.
- TREVISAN L. (1951) - *Una nuova ipotesi sull'origine della termalità di alcune sorgenti della Toscana*. L'Ind. Min., **2**: 41-42.
- TREVISAN L. (1952) - *Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene della Val di Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 65-78.
- TREVISAN L. (1954) - *La nuova sorgente Leopoldina di Montecatini Terme*. Boll. Ing., **2**: 8-9.
- TREVISAN L. (1955) - *Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **62**: 1-30.
- TREVISAN L. (1959) - *Origine delle acque di Montecatini*. Montecatini e le sue terme, **6**: 11-12.
- TREVISAN L., BRANDI G.P., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., RAU A., SQUARCI P., TAFFI L. & TONGIORGI M. (1971a) - *Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000. Note illustrative del Foglio 105 Lucca*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 52 pp.
- TREVISAN L., DALLAN L., NARDI R., FEDERICI P.R., GIGLIA G., NARDI R. & RAGGI G. (1971b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 96 Massa*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 57 pp.
- VARLECCHI D. (1977) - *Idrologia e freaticimetria del Padule di Fucecchio*. Tesi Laurea ined., Univ. Firenze.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.J. (Eds.): *Landslides analysis and control*. Transp. Research Board, Special Rept. **176**, Nat. Acad.

of Sciences: 11-33.

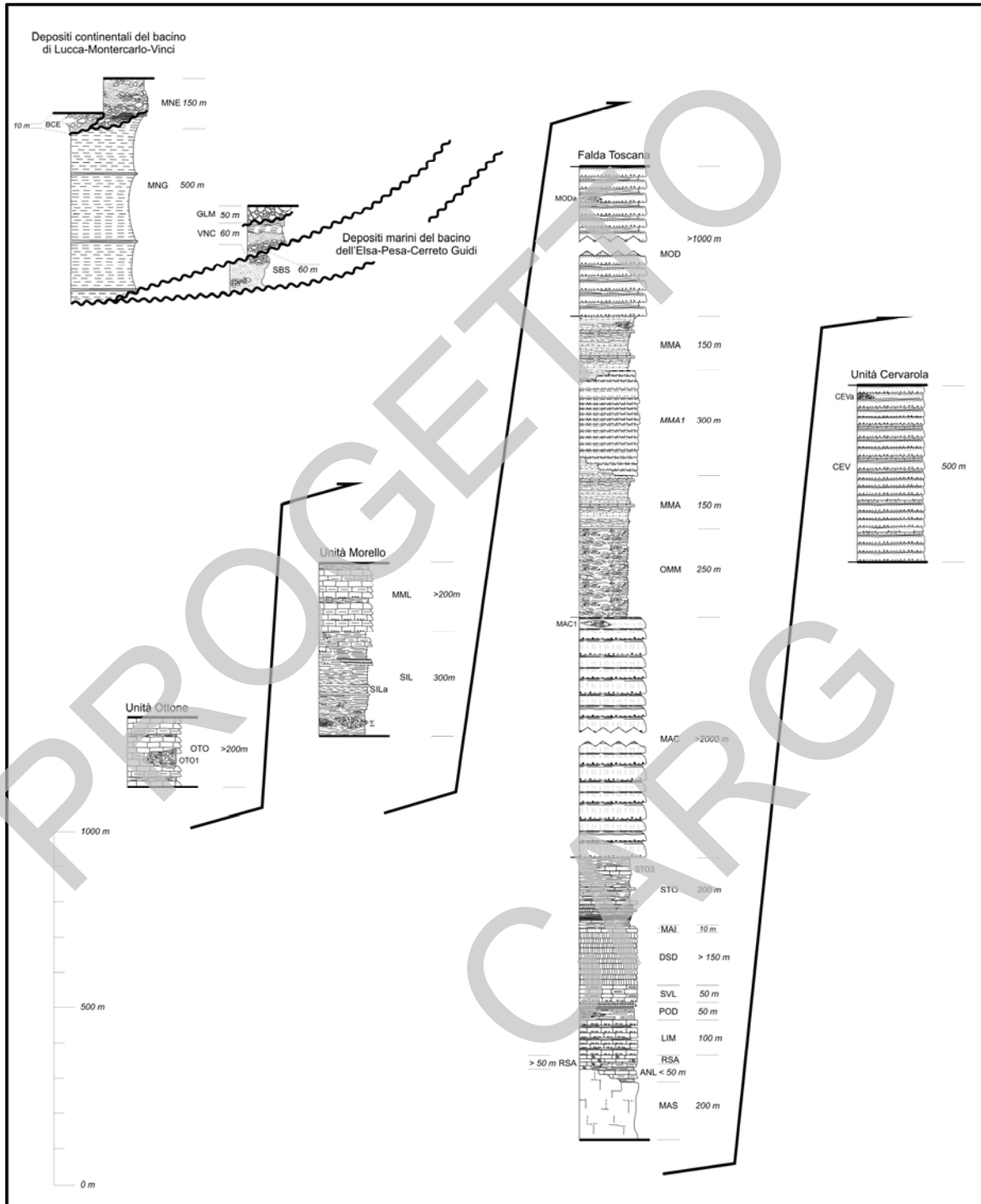
- VERANI M. (1995) – *La vulnerabilità delle falde idrotermali di Montecatini Terme (Pistoia) nell'ambito della pianificazione territoriale del Comune ai sensi della L.R. Toscana 21/84*. Quad. Tecniche protez. ambientale, **49**: 294-302.
- VERANI M. (2003) – *Il termalismo nell'area tra Montecatini e Monsummano*. In: “*La valle del torrente Nievole e le sue terme*”. Centro studi storici “San Pietro a Neure”.
- VERBEEK J. W. (1977) - *Calcareous nannoplankton biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous deposits of Tunisia, Souther Spain and France*. Utrecht Micropaleontol. Bull., **16**: 1-157.
- ZACCAGNA D. (1882) – *I terreni della Val di Nievole tra Monsummano e Montecatini*. Boll. R. Com. Geol. It., Ser. II, **3**: 235-260 e 368-389.
- ZACCAGNA D. (1932) - *Descrizione geologica delle Alpi Apuane*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **25**: pp. 440.
- ZANCHETTA G. (1995) - *Nuove osservazioni sui depositi esposti sul fianco sud-orientale delle colline delle Cerbaie (Valdarno inferiore, Toscana)*. Il Quaternario, **8**: 291-304.
- ZANCHETTA G., PETRUCCI S., MAZZA P. & RUSTIONI M. (1994) *New villafranchian finds from the lower Valdarno*. In: “*Il significato del Villafranchiano nelle successioni plio-pleistoceniche*”, Convegno AIQUA-CNR, Peveragno (CN)-Villafranca (AT), 20-24/6/1994, riass.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Sackungen*. Rock Mechanics, **1**: 30-52.



Tav. 1 – Successioni litostratigrafiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana tra Pontremoli e Pistoia.



Tav. 2 – Età dei depositi continentali del bacino di Lucca-Montercarlo-Vinci, secondo i diversi Autori.



Tav. 3 – Schema delle unità tettoniche del Foglio 262 Pistoia.





Tav. 4 – Schema cronoprogrammatico del Foglio 262. Pistoia