



# I S P R 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 261

# LUCCA

**A cura di:**

**A. Cerrina Feroni<sup>(1)</sup>, A. Puccinelli<sup>(2)</sup>, G. D'Amato Avanzi<sup>(2)</sup>**

*Con contributi di:*

**A. Ellero<sup>(3)</sup>, Y. Galanti<sup>(2)</sup>, R. Gianecchini<sup>(2)</sup>, G. Molli<sup>(2)</sup>, D. Nannini<sup>(2)</sup>**

Biostratigrafia: **R. Catanzariti<sup>(3)</sup>**

(1) Centro di GeoTecnologie, Università degli Studi di Siena.

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa;

(3) Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa.

Enti realizzatore



*Regione Toscana*

*Servizio Geologico Regionale*

*Direzione Generale delle Politiche Territoriali ed Ambientali*

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

**Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia:**

**F. Galluzzo**

**Responsabile del Progetto CARG per la Regione Toscana:**

**G. Lavorini**

Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia -  
ISPRA:

**M.T. Lettieri**

Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Toscana:

**G. Lavorini**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

**F. Capotorti, C. Muraro**

Coordinamento cartografico:

**D. Tacchia (coord.), V. Pannuti †**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

**L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)**

Coordinamento editoriale:

**D. Tacchia, V. Pannuti**

PER IL LA REGIONE TOSCANA

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:

**Laboratorio Cartografia Digitale e GIS**, Centro di GeoTecnologie,  
Università degli Studi di Siena

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

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE</b> .....	Pag.	7
<b>II</b>	<b>- CENNI STORICI</b> .....	»	9
1.	- ANOMALIE DI SOVRAPPOSIZIONE E LACUNE STRATIGRAFICHE NELLA FALDA TOSCANA: I CONTRIBUTI DELLA “SCUOLA DI PISA”.....	»	15
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	»	19
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA</b> .....	»	23
1.	- DOMINIO LIGURE.....	»	24
1.1.	- DOMINIO LIGURE INTERNO.....	»	25
1.1.1.	- <i>Unità tettonica Gottero</i> .....	»	25
1.1.1.1.	- Arenarie di Monte Gottero ( <b>GOT</b> ).....	»	26
1.1.1.2.	- Argilliti di Giaiette ( <b>GTT</b> ).....	»	27
1.2.	- DOMINIO LIGURE INTERMEDIO.....	»	27
1.2.1.	- <i>Unità tettonica inferiore del Flysch a Elmintoidi</i> .....	»	29
1.2.1.1.	- Argilliti e calcari di Poggio Rocchino ( <b>RCH</b> ).....	»	29
1.2.1.2.	- Flysch di Ortonovo ( <b>OVN</b> ).....	»	29
1.3.	- DOMINIO LIGURE ESTERNO.....	»	31
1.3.1.	- <i>Unità Tettonica di Monte Morello</i> .....	»	31
1.3.1.1.	- Formazione di Sillano ( <b>SIL</b> ).....	»	32
1.3.1.2.	- Formazione di Monte Morello ( <b>MLL</b> ).....	»	32
2.	- DOMINIO SUBLIGURE.....	»	33
2.1.	- DOMINIO SUBLIGURE ESTERNO.....	»	35
2.1.1.	- <i>Unità tettonica Marra-Coli</i> .....	»	35
2.2.1.1.	- Litofacies a breccie ( <b>MRR<sub>a</sub></b> ).....	»	35
2.2.1.2.	- Marne di Marra ( <b>MRR</b> ).....	»	36
3.	- DOMINIO TOSCANO.....	»	37
3.1.	- DOMINIO TOSCANO INTERNO.....	»	38
3.1.1.	- <i>Unità tettonica della Falda Toscana</i> .....	»	40
3.1.1.1.	- Calcare Cavernoso ( <b>CCA</b> ).....	»	40
3.1.1.2.	- Calcari e marne a <i>Rhaetavícula contorta</i> ( <b>RET</b> )...»	»	43
3.1.1.3.	- Calcare Massiccio ( <b>MAS</b> ).....	»	45
3.1.1.4.	- Rosso Ammonitico ( <b>RSA</b> ).....	»	46

3.1.1.5.	- Calcare Selcifero di Limano ( <b>LIM</b> ) .....	»	48
3.1.1.6.	- Calcari e marne a Posidonia ( <b>POD</b> ) .....	»	50
3.1.1.7.	- Calcare Selcifero della Val di Lima ( <b>SVL</b> ) .....	»	52
3.1.1.8.	- Diaspri ( <b>DSD</b> ) .....	»	54
3.1.1.9.	- Maiolica ( <b>MAI</b> ) .....	»	54
3.1.1.10.	- Scaglia Toscana ( <b>STO</b> ) .....	»	57
3.1.1.11.	- Marne di Rio Benabbiana ( <b>BBB</b> ) .....	»	65
3.1.1.12.	- Macigno ( <b>MAC</b> ) .....	»	67
3.2.	- DOMINIO TOSCANO INTERMEDIO .....	»	69
3.2.1.	- <i>Unità tettonica di Santa Maria del Giudice</i> .....	»	69
3.2.1.1.	- Scisti di S.Lorenzo ( <b>LOR</b> ) .....	»	70
3.2.1.2.	- Breccie di Asciano ( <b>BSC</b> ) .....	»	70
3.2.1.3.	- Formazione della Verruca ( <b>VEU</b> ) .....	»	71
3.2.1.4.	- Membro degli Scisti violetti ( <b>VEU<sub>2</sub></b> ) .....	»	71
3.2.1.5.	- Membro delle Anageniti minute ( <b>VEU<sub>3</sub></b> ) .....	»	71
3.2.1.6.	- Grezzoni ( <b>GRE</b> ) .....	»	72
3.2.1.7.	- Marmi dei Monti Pisani ( <b>CCE</b> ) .....	»	72
3.2.1.8.	- Metacalcari con selce ( <b>CLF</b> ) .....	»	73
3.2.1.9.	- Calcescisti e marne a Posidonia ( <b>APU</b> ) .....	»	74
3.2.1.10.	- Metacalcari a entrochi ( <b>ENT</b> ) .....	»	75
3.2.1.11.	- Metaradiolariti ( <b>MDI</b> ) .....	»	76
3.2.1.12.	- Scisti Sericitici ( <b>SSR</b> ) .....	»	76
3.2.1.13.	- Pseudomacigno ( <b>PSM</b> ) .....	»	77
3.2.2.	- <i>Autoctono</i> Auctt. ....	»	77
3.2.2.1.	- Grezzoni ( <b>GRE</b> ) .....	»	78
3.2.2.2.	- Marmo cipollino ( <b>SSR<sub>1</sub></b> ) .....	»	78
3.2.2.3.	- Pseudomacigno ( <b>PSM</b> ) .....	»	78
3.3.	- DOMINIO TOSCANO ESTERNO .....	»	79
3.3.1.	- <i>Unità tettonica di Monte Serra</i> .....	»	79
3.3.1.1.	- <i>Quarziti di Monte Serra</i> ( <b>QMS</b> ) .....	»	79
4.	- SUCCESSIONE CONTINENTALE DELLE CERBAIE E DELLA PIANA DI LUCCA (PLIOCENE INFERIORE-PLEISTOCE MEDIO) .....	»	80
4.1.	- FORMAZIONE DI MARGINONE-MASTROMARCO ( <b>MNG</b> ) .....	»	80
4.2.	- CONGLOMERATI DI MONTECARLO ( <b>MNE</b> ) .....	»	82
4.3.	- CONGLOMERATI DELLE CERBAIE ( <b>BCE</b> ) .....	»	83
5.	- DEPOSITI CONTINENTALI DEL PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE .....	»	84
5.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI ANTICHI ( <b>b<sub>b</sub></b> ) .....	»	84
5.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI ( <b>b<sub>n</sub></b> ) .....	»	85

5.3.	- COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE ( <b>b<sub>2</sub></b> ).....	»	86
5.4.	- DEPOSITO DI FRANA ANTICA ( <b>a<sub>1b</sub></b> ).....	»	86
5.5.	- DEPOSITO DA <i>DEBRIS FLOW</i> ( <b>b<sub>4</sub></b> ).....	»	87
5.6.	- DEPOSITO DI FRANA ( <b>a<sub>1a</sub></b> ).....	»	87
5.7.	- DEPOSITI ALLUVIONALI ( <b>b<sub>a</sub></b> ).....	»	88
5.8.	- DEPOSITO DI VERSANTE ( <b>a</b> ).....	»	88
5.9.	- DETRITO DI FALDA ( <b>a<sub>3</sub></b> ).....	»	89
5.10.	- DEPOSITI LACUSTRI E PALUSTRI ( <b>e</b> ).....	»	89
<b>V</b>	<b>- TETTONICA</b> .....	»	91
1.	- INTRODUZIONE.....	»	91
2.	- L'EVOLUZIONE STRUTTURALE.....	»	93
2.1.	- LE FASI ESTENSIONALI <i>PRE-SIN RIFTING</i> OCEANICO (TRIASSICO MEDIO-?CRETACICO SUPERIORE).....	»	93
2.2.	- LA FASE LIGURE (PALEOCENE SUPERIORE - EOCENE MEDIO).....	»	96
2.3.	- L'OROGENESI APPENNINICA (MIOCENE INFERIORE - PLIO-PLleistocene).....	»	98
2.3.1.	- <i>La Fase Oligo-Aquitaniiana (Fase Appenninica 1)</i> .....	»	98
2.3.2.	- <i>La Fase Aquitaniiana (Fase Appenninica 2 - D1)</i> .....	»	99
2.3.3.	- <i>La tettonica post Fase Aquitaniiana</i> .....	»	110
2.3.3.1.	- <i>La fase plicativa di direzione NW-SE (D2)</i> .....	»	110
2.3.3.2.	- <i>La fase plicativa trasversale (D3)</i> .....	»	114
2.4.	- LE FASI ESTENSIONALI (D4).....	»	116
2.4.1.	- <i>La tettonica estensionale a basso angolo</i> .....	»	116
2.4.2.	- <i>Le Faglie ad alto angolo di direzione (NW-SE)</i> .....	»	120
2.4.2.1.	- <i>La Faglia di Pescaglia (F1)</i> .....	»	121
2.4.2.2.	- <i>La Faglia Montemagno-Ponte S. Pietro (F2)</i> .....	»	123
2.4.2.3.	- <i>La Faglia Nocchi-Casone-Mutigliano (F3)</i> .....	»	124
2.4.2.4.	- <i>Le Faglie della Brancoleria (F6, F7, F8)</i> .....	»	125
2.4.2.5.	- <i>La Faglia di Cune (F9)</i> .....	»	126
2.4.3.	- <i>Considerazioni conclusive</i> .....	»	126
3.	- L'UNITÀ DI MASSA. CONSIDERAZIONI CRITICHE.....	»	128
<b>VI</b>	<b>- IL PALEOSERCHIO E LA PIANA DI LUCCA</b> .....	»	141
1.	- INTRODUZIONE.....	»	141
2.	- L'INTERPRETAZIONE "STORICA".....	»	142
3.	- LA NUOVA INTERPRETAZIONE.....	»	150
3.1.	- IL PALEOSERCHIO.....	»	150

3.2.	- LA PIANA DI LUCCA.....	» 162
<b>VII</b>	<b>- CENNI DI GEOMORFOLOGIA .....</b>	<b>» 165</b>
<b>VIII</b>	<b>- GEOLOGIA APPLICATA .....</b>	<b>» 167</b>
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE .....	» 167
2.	- FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE .....	» 169
2.1.	- FRANE .....	» 170
2.1.1.	- <i>Le frane del novembre 2000</i> .....	» 172
2.2.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE .....	» 174
3.	- IDROGEOLOGIA.....	» 176
3.1.	- LE CLASSI DI PERMEABILITÀ DELLE ROCCE E DELLE COPERTURE.....	» 176
3.1.1.	- <i>Caratteri idrogeologici delle coperture</i> .....	» 179
3.2.	- IDROGEOLOGIA DEL SETTORE D.....	» 180
3.3.	- IDROGEOLOGIA DEL SETTORE E .....	» 183
3.4.	- IDROGEOLOGIA DEL SETTORE F .....	» 185
3.4.1.	- <i>Disponibilità idriche nei settori D, E, F</i> .....	» 187
3.4.1.1.	- Bilanci idrogeologici del settore E (Piana di Lucca) .....	» 188
4.	- LE CAVITÀ DI PAGANICO (LUCCA).....	» 190
	BIBLIOGRAFIA.....	» 195

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio 261 “Lucca” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000, realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 671/1988), è regolato da una Convenzione tra il Servizio Geologico Nazionale e la Regione Toscana e dalla Regione Toscana affidato, tramite convenzione di secondo grado, al Centro di GeoTecnologie (CGT) dell’Università di Siena. La realizzazione del Foglio 261 “Lucca” è stata curata da un gruppo di coordinamento misto CGT-UNIFI-CNR costituito da due Coordinatori (A. Cerrina Feroni per il CGT e A. Puccinelli per UNIFI) e da due Direttori di rilevamento (A. Ellero per il CNR e G. D’Amato Avanzi per UNIFI).

Il Foglio 261 “Lucca” è compreso nel tratto medio-basso della valle del F. Serchio.

In destra orografica i rilievi nordoccidentali (M. Matanna. M. Nona e M. Procinco) si affacciano con la loro cornice calcarea sul panorama delle Alpi Apuane del distretto Stazzemesse e degradano progressivamente verso sud nel sistema collinare dei Monti d’Oltre Serchio.

I rilevamenti di base sono stati eseguiti, in scala 1:10.000 da un gruppo consistente di geologi (si veda il quadro rilevatori nel campo cornice del Foglio) già impegnati, in tempi diversi, nel Progetto di cartografia geologica della Regione Toscana avviato e concluso nel primo decennio degli anni 2000.

Per i rilevamenti è stato adottato il tradizionale criterio litostratigrafico nella convinzione, pienamente condivisa dall’intero gruppo di coordinamento, che la contrapposizione con il principio concettuale delle UBSU, su cui si sono accesi sterili dibattiti, sia in larga misura frutto di equivoci e di malintesi.

Il criterio litostratigrafico è infatti per lo più confuso da parte dei suoi detrattori con il criterio litologico, che soltanto nella sua accezione più povera di connotazioni (conglomerato, sabbia, argilla), peraltro del tutto irreali nella pratica di terreno, condurrebbe effettivamente alla mancata distinzione di unità geologiche di significato diverso.

La combinazione del criterio litologico con il criterio stratigrafico, da cui deriva il criterio litostratigrafico, non può generare al contrario, sia sul piano concettuale che a livello operativo, alcun tipo di confusione o semplificazione.

Non è in particolare dalla adozione del criterio litostratigrafico che può derivare il rischio, di solito evocato, del mancato riconoscimento delle discontinuità interne ad una successione sedimentaria, ma unicamente dalle difficoltà del geologo (per ragioni diverse, soggettive ed oggettive) di utilizzare correttamente, nella pratica di terreno, i criteri diagnostici derivanti dalla litofacies di una roccia, dalla sua posizione geometrica nella successione e dalla natura dei suoi rapporti con le rocce adiacenti.

Nel caso del Foglio 261 “Lucca” l’adozione del criterio litostratigrafico classico non ha affatto impedito il riconoscimento all’interno del sistema deposizionale continentale del Plio-Pleistocene delle discontinuità stratigrafiche che dividono unità litostratigrafiche clastiche, litologicamente affini, ma tra loro diverse per posizione geometrica e significato stratigrafico e sedimentologico.

Benché i due progetti di cartografia geologica, nazionale e regionale, sviluppandosi in parallelo, abbiano beneficiato della stessa struttura di coordinamento, le 16 sezioni 1:10.000 del Foglio 261 “Lucca”, scaricabili dal sito della Regione Toscana, presentano non poche differenze rispetto alle soluzioni adottate nelle quattro sezioni in scala 1:25000 che costituiscono gli originali d’autore del Progetto CARG.

I contrasti dipendono in larga misura dal modello strutturale elaborato in particolare nei quadranti occidentali del Foglio 261 (Sezioni 1:25.000 III Masarosa e IV Pescaglia) che, a posteriori rispetto alla fase di realizzazione delle sezioni 1:10.000 del progetto regionale, ha sviluppato soluzioni più avanzate e più integrate.

In queste soluzioni, evidenziate dalle sezioni geologiche in calce al Foglio e puntualmente commentate nel capitolo della Tettonica, risiedono sul piano scientifico gli elementi di maggior novità di questo Foglio.

In chiusura di questa paragrafo introduttivo proponiamo una riflessione sulla necessità di assicurare alla Carta Geologica Nazionale, in proiezione futura, non un inizio e una fine, secondo lo schema tradizionale imposto dalla rigidità del prodotto cartaceo, ma all’opposto un processo produttivo “permanente” reso possibile oggi dalla duttilità e modulabilità del prodotto digitale.

## II - CENNI STORICI

L'area del Foglio 261 "Lucca" si colloca a cavallo delle due "singolarità geologiche" che caratterizzano l'Appennino Settentrionale a nord del Fiume Arno ; le Alpi Apuane a nord-ovest e il Monte Pisano a sud-est, riconosciute dalla letteratura geologica "moderna" come le principali finestre tettoniche nel settore interno della catena (ELTER, 1960).

Per la presenza di queste "singolarità geologiche" l'area del Foglio 261 "Lucca" è stata oggetto di attenzione e investigazione fin dalla metà dell'800: queste ricerche hanno permesso di dettagliare e discutere gli assetti stratigrafici e tettonici di primo ordine attraverso la comprensione dei quali si è sviluppata la conoscenza geologica della catena.

Per quanto riguarda il settore nord occidentale, "apuano", ricordiamo, in queste Note, la figura straordinaria di D. Zaccagna che alla regione apuana dedicò la parte forse più importante della sua infaticabile attività di geologo e che si distinse, in particolare , tra la fine dell '800 e i primi decenni del '900, per la produzione di innumerevoli carte geologiche di dettaglio e di sintesi, ricchissime di informazioni analitiche di carattere sia stratigrafico sia strutturale.

La monumentale opera di D. ZACCAGNA (1932) fa riferimento in molti suoi capitoli alla geologia dell'Alpe di Pescaglia alla quale sono dedicati anche alcuni profili geologici che rappresentano, con eleganza grafica, le strutture plicative

rovesciate verso occidente (le pieghe della “*Fase Eocenica*”) tra le quali spicca la sinclinale del Monte Pigiione.

L’assenza dei moderni strumenti biostratigrafici e in parallelo le resistenze ad accogliere i concetti faldisti che si andavano intanto affermando nella comunità scientifica alpina, condussero molti valenti geologi italiani di quella generazione, e in primis proprio D.Zaccagna, a “forzare” la stratigrafia, per dare ragione dei rapporti geometrici primari tra le formazioni della successione toscana che andavano progressivamente disvelandosi attraverso lo svolgimento delle complesse architetture apuane alla cui soluzione, per paradosso, proprio il talento di geologo di terreno di D. Zaccagna dava un decisivo contributo.

Misurandosi, nelle Apuane, in uno dei territori di maggiore complessità dell’intera catena appenninica, D. Zaccagna riconobbe lucidamente nelle Alpi Apuane una grandiosa finestra di erosione di forma ellittica, in cui il processo di smantellamento della catena, aveva messo a nudo l’insieme di rocce metamorfiche in facies toscana al di sotto dei Calcari del Trias alla base della successione toscana non metamorfica.

Il ritardo rispetto al momento, peraltro non lontano, di affermazione, anche in Italia, dei concetti alloctonisti e faldisti, non consentì a D. Zaccagna di cogliere in pieno, e fino in fondo, i risultati del suo straordinario lavoro analitico, negandogli la possibilità di identificare nella finestra di erosione delle Alpi Apuane, così abilmente riconosciuta, una finestra tettonica.

Colpisce così nella memoria di D. ZACCAGNA (1932) sulla Geologia delle Apuane, il confinamento “forzato”, nel sistema Triassico, della successione toscana metamorfica, dai Grezzoni fino allo Pseudomacigno, coeva della soprastante successione toscana non metamorfica, la cui base, e la cui età, veniva correttamente identificata, anche attraverso i fossili in questo caso, nei Calcari a Rhatavica contorta.

Rimane intatto, da parte di D. Zaccagna lo straordinario contributo scientifico, espresso in particolare, attraverso l’ineusaribile produzione di carte, e tavole di profili geologici, che assumono oggi il significato di preziosi documenti di ingegneria geologica.

In epoca moderna alla geologia della regione di Pescaglia è dedicato, in particolare, il lavoro specialistico di CAROSI et Alii, 2005 che analizza il processo di deformazione polifasica della Falda Toscana riconoscendo la sovrapposizione di tre distinti eventi a carattere compressivo. Il più antico e anche più rilevante evento deformativo, corrispondente alla fase di messa in posto della Falda Toscana sul sottostante Autoctono apuano, è espresso secondo gli Autori, da sviluppo di scistosità pervasiva ma non da altre macrostrutture contrazionali. In questo interrogativo risiede come vedremo uno dei punti di maggiore difformità rispetto alle soluzioni strutturali proposte in queste Note.

Il settore sud occidentale dell'area del Foglio 261 "Lucca" comprende i Monti di Massarosa e i Monti d'Oltre Serchio, dove è sviluppata la successione toscana non metamorfica (Unità della Falda Toscana) e la parte terminale nord del Monte Pisano, dove è esposta nella sua completezza la successione toscana metamorfica dell'Unità di S. Maria del Giudice. Sono invece appena rappresentati i terreni continentali di pertinenza del Verrucano della Unità di Monte Serra che costituiscono più a sud ovest, l'ossatura del Monte Pisano.

Con riferimento al settore sud occidentale, la letteratura geologica di maggior interesse è quella che registra il confronto dialettico tra le visioni autoctoniste tradizionali e le teorie faldiste in progressiva, crescente affermazione.

Di minore significato invece, in rapporto alle caratteristiche geologiche di questo settore del Foglio 261 "Lucca", la letteratura relativa alle problematiche stratigrafiche del Verrucano per le quali si rinvia alla ricchissima e puntuale documentazione di RAU & TONGIORGI (1974).

Anche se ci sono notizie di studi compiuti tra il XVI e il XVIII secolo a carattere mineralogico, termale, orografico e idrologico, è con Savi che iniziano i primi studi geologici organici in questa regione; tra il 1829 e il 1830 l'Autore affermava che l'Appennino era costituito superiormente da un'unica formazione ("Arenaria Macigno"), inferiormente dal "Calcere compatto" e ancora più in basso dal "Talcischisto". Al tetto dell'edificio appenninico, testé descritto, si trovano i terreni terziari o "subappenninici". Nelle rocce carbonatiche l'Autore affermava, risentendo fortemente delle correnti di pensiero "plutoniste", che si sarebbero poi intruse grandi masse di rocce ignee trasformandole, al contatto, in "Dolomiti". Contemporaneamente grazie alla scoperta di fossili nei calcari da parte di Guidoni (1827, 1830), si dovette considerare tali calcari di origine "nettuniana". Anche Savi fece lo stesso tipo di scoperta nei Monti di San Giuliano, per cui nel 1832 ammise l'origine sedimentaria di quelle rocce metamorfiche ("calcari plutonizzati"); adottò poi il termine Verrucano per le rocce detritiche sottostanti il "Calcere compatto".

Successivamente si allargò la schiera dei geologi che con ricerche a carattere paleontologico precisarono meglio le età delle formazioni; il lavoro più importante risultò essere ancora quello di SAVI (1846), il quale, dopo aver redatto la prima carta geologica dei Monti Pisani (1833), pubblicò una monografia di sintesi di tutti gli studi precedenti, dove riconobbe l'esistenza di una "serie toscana" non metamorfica nei Monti d'Oltre Serchio riferendola ad un periodo di tempo compreso tra il Lias e il Cretacico; riconobbe inoltre l'età postcarbonifera del Verrucano, precisandola meglio poi nel 1837 con la sua attribuzione al Trias.

MENEGHINI & SAVI (1851), in una sintesi estesa della geologia della Toscana, non furono completamente convinti di assegnare l'età del Verrucano al Carbonifero, dopo il ritrovamento di fossili vegetali nel "Verrucano" di Jano. Sempre

in questa sede venne avanzata l'ipotesi che "l'Arenaria Macigno" avesse un'età eocenica, perché era stato osservato a Porretta un passaggio stratigrafico tra il tetto del Macigno e le rocce, in prevalenza argilliti, corrispondenti agli attuali complessi liguri; in tempi molto più recenti questo passaggio ebbe un'altra interpretazione dopo l'introduzione del concetto di olistostroma. Per quanto riguarda lo stile deformativo si faceva riferimento al sollevamento a cupola dell'Appennino, che aveva dato luogo a degli "ellissoidi".

Mentre la visione autoctonista delle Alpi Apuane, propugnata soprattutto da Zaccagna, lasciava spazio a interpretazioni diverse, nei Monti Pisani invece le osservazioni di LOTTI (1888, 1910) avrebbero portato a una diversa interpretazione della struttura, individuando l'esistenza di raddoppi tettonici. Anche se ancora non erano state invocate teorie faldiste, tuttavia queste nuove osservazioni ne aprirono la strada. Iniziarono così gli studi per determinare l'età del Calcare Cavernoso alla base della successione toscana non metamorfica (l'attuale Falda Toscana) e del tetto della successione metamorfica sottostante.

Dal momento che per i Calcari ceroidi di San Giuliano Terme (PI), così come per i Marmi gialli della Montagnola Senese, era stata accertata un'età liassica, per gli "autoctonisti" doveva necessariamente essere ringiovanita l'età del Calcare Cavernoso: VINASSA DE REGNY (1908a, b), considerò la formazione appartenere al Lias; FUCINI (1905) al Waldeano (Cretacico); DE STEFANI (1908) e UGOLINI (1908) ad un'età post titonica.

In base alle relazioni tra il Calcare Cavernoso e il Verrucano, Fucini attribuì anche quest'ultima formazione al Cretacico. Queste idee, che furono tenacemente avversate da Lotti, trovarono il loro definitivo declino con lo studio degli stessi "fossili cretacei" inviati dal Fucini a Von Huene, che attribuì con certezza le impronte dei vertebrati al Keuper e i Lamellibranchi dubitativamente al Trias (1940 a e b, 1941).

VINASSA DE REGNY (1932) contestò l'età cretacea del Verrucano e le teorie faldiste che si andavano delineando. Tentando di risolvere il problema dell'età delle formazioni sovrastanti la serie metamorfica, in rapporto all'età del Calcare Cavernoso, lo stesso Autore (1932, 1933 a e b), "invecchiò" l'età del Calcare ceroidi attribuendolo al Trias con la manipolazione delle Ammoniti, suscitando di conseguenza l'indignazione di ARTHABER (1935, 1937).

Redini nei suoi numerosi lavori sull'argomento (1932, 1933, 1935, 1938, 1943, 1952, 1957, 1960, 1962, 1966), dopo aver revisionato i fossili della successione autoctona, partorì l'idea che tutte le formazioni di questa successione fossero triassiche, compreso il "Verrucano tipico" di Fucini e la base della Falda Toscana.

Anche nell'Appennino, sulla base degli studi compiuti nella catena alpina a partire dagli ultimi anni dell'800 e dai primi del '900 (BERTRAND, 1884; SCHARDT,

1893; LUGEON, 1902; TERMIER, 1904; ARGAND, 1924) cominciarono a farsi strada le teorie faldiste (DE LAUNY, 1907; STEINMANN, 1907) in contrapposizione con i fautori dell'autoctonia, tra cui si distinse LOTTI (1910), che individuava due lacune stratigrafiche, una tra il Lias superiore e il Titoniano, l'altra tra il Neocomiano e il Senoniano.

La struttura a falde dell'Appennino fu sostenuta, oltre che dai già citati LUGEON, TERMIER e ARGAND, anche da TILMANN (1926, 1930) con risultati sorprendenti. Quest'Autore riconosceva nei monti d'Oltre Serchio due successioni tettonicamente sovrapposte: una metamorfica (Toscanide I) e una non metamorfica (Toscanide II). Veniva così risolto l'annoso problema dell'età del Calcere Cavernoso (base della Toscanide II), per il quale, diventava ora ammissibile un'età più antica delle formazioni poste al tetto della Toscanide I. Tilmann sostenne anche la corrispondenza tra la serie inferiore dei Monti Pisani e l'Autoctono apuano. Questa corrispondenza non fu poi riconosciuta né da KOBER (1931) né da STAUB (1932, 1951). TEICHMUELLER & SELZER (1931) proposero per la struttura dei Monti Pisani un sollevamento a cupola, responsabile di un piegamento con immersione assiale verso NO e verso SE.

IPPOLITO (1950), nelle note a corredo di una carta geologica alla scala 1:25.000, confermò l'ipotesi faldista di Tilmann; non riconobbe alcuna differenziazione stratigrafica all'interno del Verrucano; i depositi carboniferi della Valle del Guappero furono ritenuti i più recenti della serie; venne inoltre fornito un nuovo e valido contributo alla definizione dell'ambiente di sedimentazione del Verrucano.

GIANNINI (1950) nello studio dei Monti d'Oltre Serchio evidenziò l'assenza delle trasgressioni batoniana e cenomaniana e sostenne l'esistenza di uno stile tettonico caratterizzato da scivolamenti gravitativi.

GIANNINI & NARDI (1965a), nel loro pregevole studio corredato da una carta geologica alla scala 1:25.000, documentarono inconfutabilmente nel lembo NO dei Monti Pisani, e nei Monti d'Oltre Serchio, la presenza di terreni riferibili alla serie toscana non metamorfica, sovrascorsi sulla serie toscana metamorfica (Autoctono); affermarono inoltre che il complesso metamorfico del Monte Pisano si trova nella stessa situazione dell'Autoctono delle Alpi Apuane (GIANNINI & NARDI, 1965b), su cui è sovrascorsa la serie toscana non metamorfica.

A questi Autori si deve anche il riconoscimento nei Monti d'Oltre Serchio di una fase di destrutturazione del sistema di pieghe che deforma la Falda Toscana, secondo superfici di taglio piate, sottrattive che costituiscono oggi uno dei motivi di carattere strutturale di maggior interesse alla scala dell'intero Appennino Settentrionale. Le "anomalie stratigrafiche" prodotte da queste superfici di taglio generarono, in tempi successivi (DALLAN NARDI & NARDI, 1969) la convinzione che si trattasse di *unconformity* accompagnate da lacune stratigrafiche. A questo argomento è dedicato, per l'interesse che riveste anche sul piano metodologico,

il paragrafo che segue.

I numerosi studi compiuti da RAU & TONGIORGI (1966a e b, 1968a e b, 1969, 1970) trovarono la loro sintesi nella eccellente e ponderosa Memoria prodotta nel 1974 dove, da parte degli Autori, furono affrontati i molteplici aspetti riguardanti la geologia del Monte Pisano. Furono individuate due fasi tettoniche duttili (1° e 2° fase etrusca) e una fase tettonica distensiva; furono evidenziati anche relitti di deformazioni erciniche. Furono infine riconosciute varie unità tettoniche (Unità tettonica del M. Monte Serra, Unità tettonica di Santa Maria del Giudice, Unità tettonica della Falda Toscana), separate tra loro da importanti superfici di sovrascorrimento.

Dopo una sosta negli studi, durata oltre dieci anni, nei Monti Pisani ripresero le ricerche indirizzate alla definizione della loro evoluzione tettono-metamorfica (FRANCESCHELLI et alii, 1986, 1987); CAROSI et alii (1993) hanno stimato la temperatura raggiunta dai Marmi dei Monti Pisani della Unità tettonica di Santa Maria del Giudice durante l'evento metamorfico, mentre DINI et alii (1998) e MONTOMOLI (2002) hanno precisato le condizioni di pressione rilevate precedentemente.

Nel paragrafo VI.2 di queste Note Illustrative è ampiamente riepilogata e commentata la letteratura relativa alla geologia del sistema collinare delle Cerbaie che, insieme alla Piana di Lucca, ospita la parte occidentale di un vasto sistema deposizionale continentale plio-pleistocenico ed olocenico.

Evitiamo quindi di anticipare in questi Cenni Storici la trattazione dello sviluppo storico delle conoscenze in questo settore riguardo a questa tematica.

Ci limitiamo qui a ricordare i due lavori che più di altri hanno probabilmente favorito lo sviluppo delle idee.

Il meno recente (DALLAN NARDI, 1988), per il ritrovamento di un resto fossile di un bovide del Pliocene inferiore (Rusciniano Auctt.) nei sedimenti argillosi della formazione di Marginone-Mastromarco nei dintorni di Ceppato, nella parte settentrionale del sistema collinare.

Il più recente (SARTI *et Alii*, 2001) per la revisione del significato sedimentologico delle argille della formazione di Marginone - Mastromarco, fino a quel momento attribuite ad un ambiente deposizionale lacustre e da questi Autori attribuite, in contrapposizione a precedenti interpretazioni, ad un ambiente di piana alluvionale.

Entrambi i lavori forniscono dati decisivi per vincolare la nuova interpretazione esposta nel capitolo VI.3 di queste Note.

## 1. ANOMALIE DI SOVRAPPOSIZIONE E LACUNE STRATIGRAFICHE NELLA FALDA TOSCANA (a cura di G. Molli)

Una tematica di particolare interesse che caratterizza la geologia nell'area del Foglio 261 "Lucca" è quella relativa al significato, stratigrafico o tettonico, delle anomalie di sovrapposizione e lacune dei termini litostratigrafici osservabili nella successione toscana non metamorfica. Questo soggetto, inquadrabile a scala regionale nella problematica della "Serie ridotta della Toscana" costituisce ancora oggi oggetto di attenzione e investigazione come dimostra il lavoro di CARMIGNANI *et alii* (1995) che riprende una sezione geologica di GIANNINI & NARDI (1965a) tratta da uno dei principali lavori relativi all'area del Foglio.

Dopo le pubblicazioni che rientrano nella fase "storica" legata ai lavori pionieristici di cartografia geologica di ZACCAGNA (1898; 1932), UGOLINI (1905), FUCINI (1924-1925) e MASINI (1932) l'inizio delle ricerche moderne sulla geologia dei Monti d'Oltre Serchio e di Massarosa si deve ricondurre a GIANNINI (1950). Al lavoro di GIANNINI (1950) va ricondotto, come si è appena visto, l'inizio delle ricerche moderne sulla geologia dei Monti d'Oltre Serchio e di Massarosa. Il contributo originale di questo autore è incentrato sui caratteri della successione stratigrafica di cui viene evidenziata "...l'assoluta continuità.." nei termini che vanno dai calcari retici al Macigno e la conseguente assenza delle due discontinuità di trasgressione (batoniana e cenomaniana) descritte nella letteratura precedente (e.g. LOTTI, 1910; ZACCAGNA, 1932). Dal punto di vista dell'assetto tettonico, l'Autore rimarca la presenza di faglie ad alto angolo non cartografate e descritte in precedenza e raffigura per la prima volta un contatto tettonico a basso angolo che porta il Macigno (con andamento sub-orizzontale) su vari termini della successione pre-Macigno, introducendo di fatto una problematica strutturale di primo ordine che successivamente comparirà in diversi contributi.

Nel successivo lavoro di GIANNINI *et alii* (1962) viene riportata una colonna stratigrafica relativa alla zona di Vecchiano e soprattutto all'area dei Monti d'Oltre Serchio che viene descritta come in continuità diretta attraverso la zona di Pescaglia e di Camaione con i "terreni metamorfici" appartenenti alla "serie sovrascorsa" della regione Apuana. Questo argomento è usato come prova per considerare l'elemento del M. Maggiore, sovrascorso al di sopra del metamorfico del Monte Pisano, come appartenente alla Falda toscana, attribuzione fino a quel momento oggetto di discussione.

Il successivo lavoro di GIANNINI & NARDI (1965a) è senza dubbio il lavoro più completo relativo alla geologia dell'area del Foglio. In questo lavoro, che include una carta geologica alla scala 1:25.000 e relative sezioni geologiche seriate, la zona nord-occidentale del Monte Pisano e i Monti d'Oltre Serchio vengono correttamente considerati come l'area di raccordo tra le due terminazioni periclinali delle Alpi Apuane a nord e del Monte Pisano a Sud/Sud-Est.

Nel lavoro vengono descritti in dettaglio i caratteri della successione metamorfica del Monte Pisano e quella della Falda Toscana ed effettuate correlazioni e comparazioni tra le due successioni.

Per quello che riguarda gli assetti tettonici viene enfatizzata la presenza di laminazioni e scagliature che suddividono la Falda toscana nell'area in tre unità tettoniche principali:

- l'unità inferiore si caratterizza per la presenza di Calcere cavernoso (totalmente costituito da breccie tettoniche) che ne può costituire localmente l'elemento esclusivo;
- un'unità intermedia che ha per base i Calcari grigi con liste di selce nera, i Diaspri e la Maiolica (in aree molto limitate anche le Marne a Posidonia); un'unità superiore in genere costituita da Macigno con localmente porzioni di Scaglia rossa e calcareniti associate.

DALLAN NARDI & NARDI (1969) in un successivo lavoro riaprono la discussione interpretando in termini di discordanze stratigrafiche i contatti precedentemente considerati tettonici tra i diversi elementi che scompongono la Falda toscana. Questi Autori segnalano l'esistenza di una lacuna stratigrafica "... databile al Neocomiano, con erosione parziale della serie toscana dalla "Maiolica" fino per lo meno ai "calcari massici" del Lias ....". La lacuna stratigrafica è documentata per gli Autori da:

- una notevole discordanza angolare (di circa 60°), esistente tra la formazione della "maiolica superiore" e la serie toscana sottostante piegata a monoclinale;
- dalle caratteristiche del contatto;
- dalla presenza di sedimenti clastici alla base della formazione sovrastante;
- dalle differenze nei caratteri litologici, sedimentologici sia macroscopici che microscopici esistenti tra la "maiolica superiore" e quella della serie piegata a monoclinale.

È interessante osservare come ognuno di questi caratteri portati a prova della natura stratigrafica del contatto corrisponda a dati oggettivi realmente osservabili nell'area ma reinterpretabili, più correttamente, in chiave tettonica.

A questo proposito è illuminante la descrizione del contatto posto a nord di C. La Prata (Filettole) riportata dagli Autori (pag. 229).

Nella zona di passaggio tra le due formazioni (ndr. "maiolica superiore" del Neocomiano al di sopra dei "calcari massici" liassici) si possono distinguere i

seguenti livelli, dal basso:

- livello 1 rappresentato da “calcare massiccio” in continuità con l’affioramento di Sassigrossi;
- orizzonte brecciato, rosso (spessore cm 120);
- livello 3: calcare selcifero con Calpionellidi (maiolica superiore).

Il “calcare massiccio” del livello 1 presenta i caratteri tipici di questa formazione; inoltre in questo affioramento la roccia è interessata da un fitto reticolato di vene, generalmente di materiale rosso, che suddividono il calcare in losanghe minute, più o meno irregolari, specialmente in vicinanza del contatto con il livello 2.

Quest’ultimo si presenta come un banco compatto, di colore rosso scuro a volte giallo, costituito da frammenti del calcare massiccio sottostante, immersi in abbondante matrice rossa. Al contatto con il calcare massiccio (...) si notano “iniezioni” del materiale rosso dentro il calcare.

Al microscopio il livello 2 si presenta come una breccia ad elementi angolosi, non orientati, monogenici, di micriti e micriti dolomitizzate con matrice calcareo-ferruginosa abbondante, che talora penetra nei clastici, dividendoli in frammenti più minuti.

Questa descrizione rappresenta un bell’esempio d’illustrazione di una zona di faglia analizzata dal dominio periferico di danneggiamento (*damage zone*) fino al suo nucleo (*fault core*). La zona di danneggiamento, collegata al contatto tettonico principale mostra un incremento della densità di fratturazione al letto della faglia con tipica fratturazione sintetica ed antitetica che suddivide il volume di roccia in sistemi anastomizzati che passano in transizione al nucleo della faglia (zona dove si è concentrato il massimo dello spostamento) associata ad una breccia cataclastica (clasti angolosi immersi in una matrice carbonatica rossa o gialla). La zona cataclastica è stata manifestamente sede di un flusso di fluidi localizzati con forte interazione fluido-roccia responsabile dell’arrossamento e delle caratteristiche chimiche riportate nel lavoro.

Questo tipo di architettura dei contatti è caratteristica del sistema di faglie principali nell’area anche a sud del Foglio. Tra gli esempi più didattici si ricorda qui la zona di faglia (sintetica alla Faglia principale) che caratterizza la zona di transizione tra il calcare massiccio ed il sottostante Calcari e marne a *Rheatavicularia contorta*. Questo contatto è osservabile nella cava abbandonata di Avane, ora trasformata in discarica (fig. 1).

La Figura 6 riportata nel lavoro di DALLAN & NARDI (1969), “Schema dei rapporti stratigrafici...”, mette in ulteriore evidenza le caratteristiche geometriche e l’architettura del sistema di faglia che mostra a scala chilometrica (lungo la direzione di trasporto tettonico) delle relazioni di “taglio verso il basso” (*cut-down section*) e dei locali caratteri di sovrapposizione di tipo sottrattiva (es. Maiolica su Calcare Massiccio).



Fig. 1 - *La faglia sottrattiva a basso angolo, mette a contatto il Calcere Massiccio (hangingwall) con il Calcere a R.contorta (footwall). Monti d'Oltre Serchio, dintorni di Avane (Foto G. Molli).*

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino settentrionale è una complessa catena a falde di ricoprimento del sistema alpino-himalaiano che si struttura a partire dall'Oligocene terminale essenzialmente a carico del margine della placca Adria nel corso dell'evoluzione post collisionale dell'interazione con la placca europea. Nei suoi livelli strutturali elevati, tuttavia, l'Appennino settentrionale contiene unità tettono-stratigrafiche in parte almeno di crosta oceanica (Liguridi), strutturate nel corso dell'evoluzione pre e sin collisionale del sistema interattivo Europa-Adria culminata con l'evento noto in letteratura come Fase ligure (Eocene medio).

L'Appennino settentrionale è quindi una catena tipicamente polifasica che nei suoi livelli strutturali elevati cumula deformazioni di due distinti cicli orogenetici (alpino ed appenninico) e non soltanto, come nei livelli strutturali inferiori e ancor più nelle unità di avampaese, deformazioni di più fasi tettoniche di un unico ciclo (ciclo appenninico).

Per tutti i geologi l'Appennino settentrionale è attraversato, all'altezza del crinale tra Toscana ed Emilia, da un lineamento strutturale longitudinale di primo ordine (Fronte della Falda Toscana *Auctt.*) che divide la catena in un settore occidentale (ligure-tirrenico) e in un settore orientale (padano-adriatico).

Questa divisione di significato più fisiografico che strutturale per chi ritenga la catena unitaria e attribuisca al lineamento il significato di un *thrust* con senso di trasporto verso NE, assume un peso strutturale ben più rilevante se nel lineamento si identifica il binario principale, a carattere transpressivo destro, della evoluzione postcollisionale (CERRINA FERONI, 1988; CERRINA FERONI *et alii*, 2002; 2004).

Al di là delle diverse interpretazioni di questo fondamentale lineamento, spostandosi in direzione NW a partire dalle Alpi Apuane è possibile ricostruire lo *stacking* strutturale, completo, del settore occidentale dalle unità tettoniche più profonde (Unità Toscane metamorfiche della culminazione apuana) alle unità stratigrafiche del Bacino Terziario Piemontese (BTP).

Sembra quindi condivisibile il concetto che l'edificio strutturale del settore ligure-tirrenico deve essere letto spostandosi parallelamente piuttosto che trasversalmente alla catena per rimontare dal basso l'edificio stesso dalle unità più profonde alle unità più superficiali sfruttandone, telescopicamente, l'immersione assiale verso NW.

L'area del Foglio 261 "Lucca" (fig. 2) appartiene al settore occidentale ligure-tirrenico ma, collocandosi immediatamente a S-SE delle Alpi Apuane, non cade sull'asse caratterizzato da immersione assiale dello *stacking* verso NW.

Al di fuori di questa traiettoria le geometrie che regolano le relazioni tra le

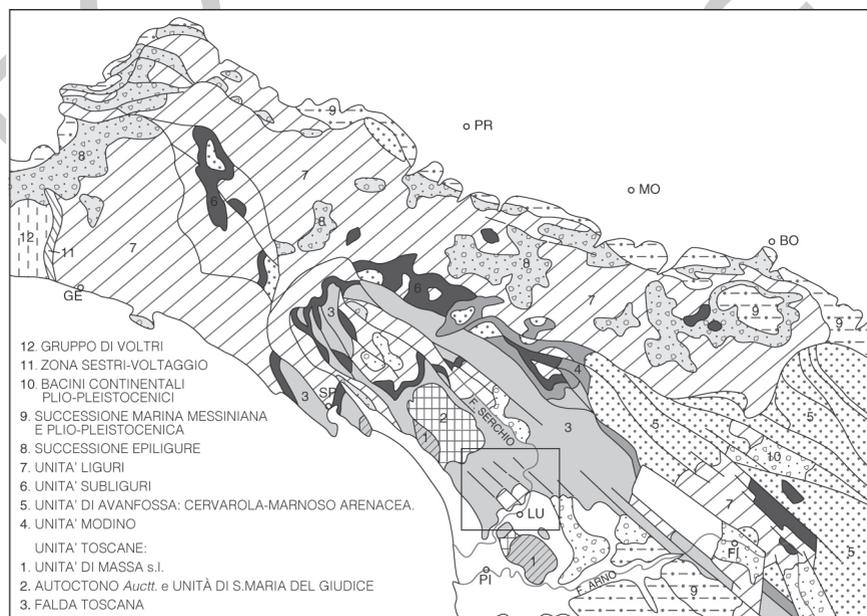


Fig. 2 - Il Foglio 261 Lucca nel quadro dell'Appennino settentrionale a nord del Fiume Arno.

unità tettoniche sono più complesse cosicché nella parte occidentale del Foglio 261 “Lucca” le unità metamorfiche profonde riemergono a sud al di sotto della Falda Toscana in corrispondenza di una seconda culminazione assiale (i Monti Pisani) dell’edificio strutturale.

Questa collocazione del Foglio 261 “Lucca” è poi ulteriormente complicata, come cercheremo di chiarire meglio nel capitolo sulla Tettonica, dal contrasto fra la parte occidentale del Foglio che ricade appunto nella depressione strutturale tra le due culminazioni e la parte orientale caratterizzata da progressivo approfondimento verso SE, senza inversioni, dell’edificio strutturale.

È probabile che il contrasto di geometrie tra le due parti dell’area del Foglio 261 “Lucca” dipenda dal significato cinematico di un altro lineamento strutturale di direzione longitudinale (la Faglia di Pescaglia) che replicherebbe così, a scala minore, il motivo strutturale, di primo ordine, discusso all’inizio.

Da questa posizione nel contesto regionale e da queste specifiche condizioni geometriche, deriva la conseguenza che il Foglio 261 “Lucca” presenta un particolare sviluppo dell’Unità Falda Toscana ben conservata nella depressione strutturale tra le due culminazioni assiali delle Alpi Apuane e dei Monti Pisani. È quindi intorno alla stratigrafia e alle deformazioni della Falda Toscana, e naturalmente alle sue relazioni con le unità metamorfiche delle Apuane e dei Monti Pisani, che si sviluppa uno dei principali motivi di interesse del Foglio 261 “Lucca”.

Di nuovo con riferimento alle geometrie fondamentali dello *stacking* tettono-stratigrafico, nel quadrante sud-occidentale del Foglio è rilevante il ruolo dei bacini continentali che si succedono tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene superiore in un regime subsidente estensionale il cui significato geodinamico è ancora da decifrare.

PROGETTO

CARG

#### IV - STRATIGRAFIA

(con contributi di A. Ellero)

Le successioni stratigrafiche affioranti nel Foglio 261 “Lucca” sono descritte di seguito seguendo l’ordine di sovrapposizione geometrica, dall’alto verso il basso, delle diverse unità tettono-stratigrafiche che per la maggior parte degli autori riflette l’organizzazione dall’interno verso l’esterno, dei domini paleogeografici di primo ordine (fig. 3).

- Unità tettoniche Liguri (Dominio Ligure): Unità Gottero, Unità inferiore del Flysch ad Elmintoidi e Unità di Monte Morello
- Unità tettoniche Subliguri (Dominio Subligure): Unità Marra - Coli
- Unità tettoniche Toscane (Dominio Toscano): Unità della Falda Toscana, Unità di Santa Maria del Giudice, Autoctono *Auctt.* e Unità di Monte Serra.

In fig. 3 è rappresentata al tetto dell’edificio strutturale anche l’Unità superiore del Flysch ad Elmintoidi (flysch del Monte Antola) non affiorante nell’area del Foglio 261 “Lucca”.

All’interno di ogni unità tettono-stratigrafica le formazioni sono descritte dalla più antica a quella più recente.

Successivamente saranno descritti i depositi continentali *post Nappe* del Pliocene inferiore - Pleistocene medio (Fluvio-Lacustre *Auctt.*) discordanti sulle varie unità tettono-stratigrafiche e affioranti lungo il margine nordorientale della Piana

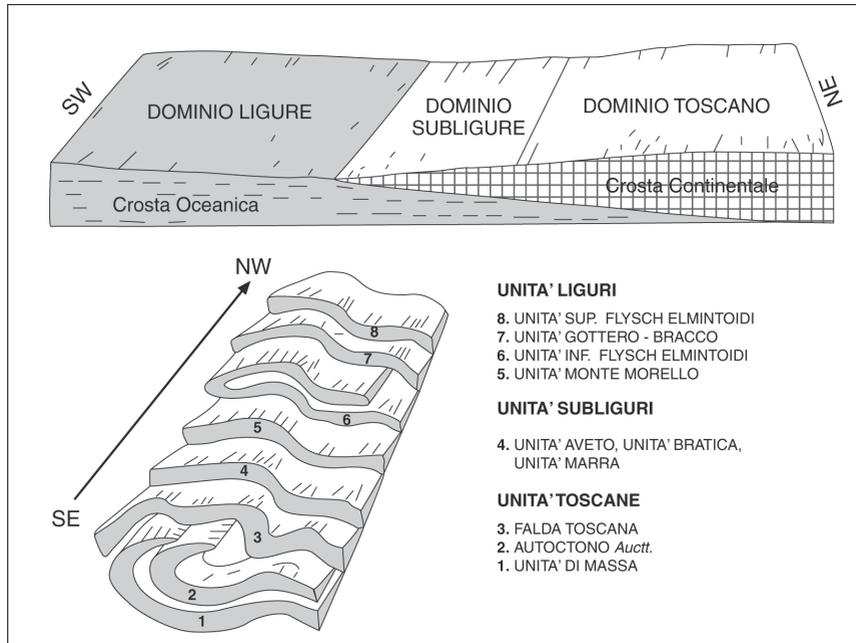


Fig. 3 - Schema della organizzazione strutturale (in basso) e paleogeografica (in alto) delle unità tettoniche e dei domini paleogeografici, di 1° ordine, nel settore occidentale dell'Appennino settentrionale a nord del F.Arno.

di Lucca tra Marlia e Porcari ed infine gli altri sedimenti quaternari, costituiti in prevalenza da depositi alluvionali, depositi di versante e di frana.

Per quanto concerne l'intervallo Pliocene-Pleistocene è stata adottata in queste Note la scala cronostratigrafica proposta dalla Commissione Internazionale di Stratigrafia (GIBBARD *et alii*, 2010).

## 1. DOMINIO LIGURE

Viene adottata in queste Note la tripartizione del Dominio Ligure con l'istituzione di un Dominio ligure intermedio tra il Dominio ligure interno e il Dominio ligure esterno. Si tratta di una soluzione nuova nella letteratura geologica regionale alternativa alla tradizionale divisione del Dominio ligure in Dominio Ligure interno e Dominio ligure esterno.

La tripartizione del Dominio Ligure, con istituzione di un Dominio intermedio corrispondente al Dominio dei Flysch ad Elmintoidi (fig. 4) è sostenuta da un modello geodinamico, che verrà commentato nel capitolo della Tettonica.

### 1.1. - DOMINIO LIGURE INTERNO

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" il Dominio ligure interno è rappresentato dalla Unità tettonica Gottero.

#### 1.1.1. - Unità tettonica Gottero

È costituita da due sole formazioni (argilliti di Giaiette e arenarie di Monte Gottero) in successione stratigrafica. Non è stata quindi riconosciuta l'esistenza del segmento di successione precedente alle arenarie del Gottero (scisti della Val Lavagna e argille a palombini), che nei settori più a nord ovest completano verso il basso la successione stratigrafica.

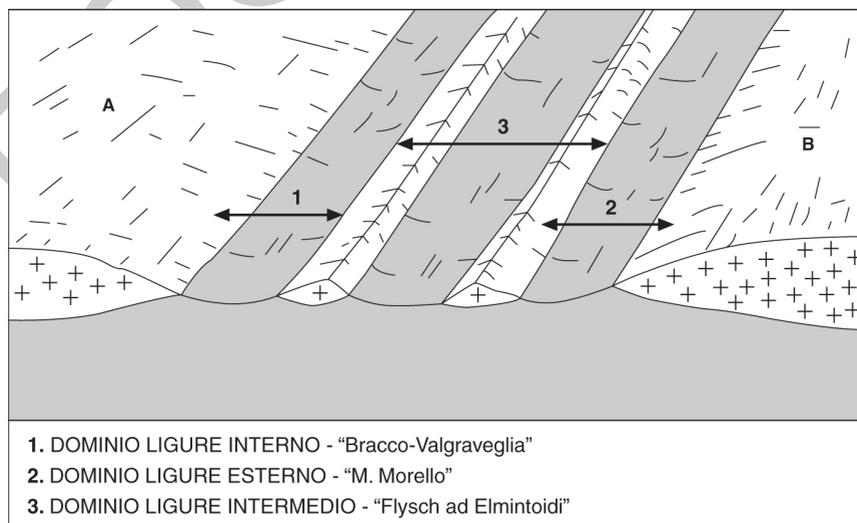


Fig. 4 - Schema della tripartizione del Dominio Ligure nel Cretacico superiore - Paleocene inferiore tra i margini passivi delle placche Corso-Europea (A) e Adria (B). In grigio i domini a crosta oceanica.

### 1.1.1.1 - Arenarie di Monte Gottero (GOT)

La formazione è costituita da arenarie torbiditiche di composizione arkosica in strati spessi e medi, gradati, separati da interstrati di peliti scure, di spessore decimetrico. Le arenarie di questa formazione sono di solito abbastanza agevolmente distinguibili, sul terreno, dalle torbiditi arenacee del Macigno della Falda Toscana anche nel caso di affioramenti isolati di cui non risulti immediatamente chiara la posizione geometrica. Le arenarie di Monte Gottero, di colore bianco-giallastro, hanno scarsa matrice pelitica e medio grado di cementazione e producono al disfacimento un detrito abbastanza caratteristico, anche al calpestio, per la ricchezza di quarzo.

Lo spessore della formazione è stimabile intorno a 150 metri. L'unità sottostante, rappresentata in Liguria dagli scisti della Val Lavagna, non è presente.

Anche per la formazione delle arenarie di Monte Gottero si pone il problema della sua prosecuzione verso SE, a sud del F. Arno, dove strutturalmente si prolunga l'Appennino ligure (settore occidentale ligure-tirrenico). Un solo affioramento è stato attribuito alle arenarie di Monte Gottero nella media Val di Cècina (arenaria di Montecatini Val di Cècina), in un contesto non dei più chiari per le discontinuità di affioramento connesse alla diffusione delle successioni del Miocene superiore e del Pliocene.

Per le arenarie di Monte Gottero non sono disponibili dati relativi agli affioramenti della Toscana. Dalla parte inferiore delle arenarie di Monte Gottero della zona di Monte Ramaceto e Monte Zatta, provengono associazioni povere e mal conservate in cui sono presenti *Calculites obscurus*, *Eiffellithus eximius*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Micula staurophora*, *Quadrum gothicum*. Questi dati indicano un'età campaniana per la base della formazione, mentre nella porzione superiore associazioni poco significative (*Cretarhabdus crenulatus*, *Eiffellithus turriseiffeli*, *Eiffellithus eximius*, *Micula staurophora*, *Parabdolithus erhembergi*, *Watznaueria barnesae* segnalate anche da MONECHI & TREVES, 1984), si arricchiscono di forme riferibili al Paleocene inferiore (*Taracosphaera saxea*, *Taracosphaera operculata*, *Chiasmolithus* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Biantolithus* sp.), al passaggio con le argilliti di Gaiette soprastanti.

*Campaniano-Paleocene inferiore*

### 1.1.1.2 - Argilliti di Giaiette (GTT)

Sono riferibili a questa formazione limitati affioramenti di argilliti scure al nucleo di sinclinali rovesciate a carico delle arenarie di Monte Gottero. In assenza di caratteri litologici e sedimentologici peculiari, e soprattutto di vincoli bio e cronostratigrafici, questi affioramenti sono stati attribuiti alla formazione delle argilliti di Giaiette per la posizione geometrica al tetto delle arenarie del Gottero.

In questi affioramenti la litofacies detritica grossolana (*debris flow* ofiolitico) che la letteratura registra nelle aree tipo dell'Appennino ligure è presente sporadicamente, con sottili livelli di breccie matrice sostenute costituite da clasti centimetrici di calcilutiti immersi in una matrice pelitica. Per questa litofacies non sembra ancora risolto in modo del tutto convincente il problema della sua distinzione da altre unità paleoceniche a detritismo ofiolitico (formazione di Colli-Tavarone *Auctt.*), il cui ruolo e la cui posizione nell'ambito del Dominio ligure interno non appaiono ancora del tutto chiari.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" la formazione non supera le poche decine di metri di spessore.

In base ai foraminiferi planctonici *Globorotalia cf. angulata* e *Globorotalia aequa* (PASSERINI & PIRINI, 1964) e ai nannofossili calcarei *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia* sp., *Sphenolithus* sp., *Chiasmolithus* sp., *Biantholithus* sp. (MONECHI & TREVES, 1984 e MARRONI & PERILLI, 1990), la formazione è riferibile al Paleocene inferiore.

*Paleocene inferiore*

## 1.2. - DOMINIO LIGURE INTERMEDIO

Nell'Appennino settentrionale il Flysch ad Elmintoidi del Cretacico superiore (Campaniano superiore-Maastrichtiano) costituito da sequenze torbiditiche calcareo-marnose più o meno arenacee è presente con molte denominazioni diverse (M. Antola, M. Cassio, Bettola, Solignano, Ottone, S. Stefano, M. Caio, M. Venere, Monteverdi Marittimo, ed altre ancora), che generano non poca confusione nei geologi non specialisti dell'argomento.

Per tentare di fare chiarezza in questa complicata situazione occorre muovere, a nostro avviso, da due dati che riteniamo condivisibili dalla maggior parte dei geologi dell'Appennino settentrionale e come tali possono rappresentare una base comune del ragionamento collettivo.

L'area di sedimentazione dei Flysch ad Elmintoidi costituiva probabilmente nel Cretacico superiore un unico grande bacino tra Europa ed Adria.

Nel corso della Fase mesoalpina (Fase ligure) il Flysch ad Elmintoidi si scompone in due unità tettoniche di primo ordine, una alla sommità dello *stacking* e un'altra in posizione basale o prossima alla base dello *stacking*. Adottando la terminologia introdotta nella letteratura dalla Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo (1:250.000), indicheremo in queste Note Illustrative le due unità con le denominazioni di Unità superiore e Unità inferiore del Flysch ad Elmintoidi.

Facendo qui riferimento alle sole unità tettono-stratigrafiche del settore occidentale dell'Appennino settentrionale (settore ligure-tirrenico) il bacino del Flysch ad Elmintoidi doveva interpersi paleogeograficamente tra il bacino dell'arenaria di Monte Gottero ad ovest (in direzione del margine europeo) e il bacino della formazione della Pietraforte ad est (in direzione del margine Adria).

Ancora con riferimento al solo settore ligure-tirrenico, all'Unità superiore del Flysch ad Elmintoidi appartiene la sola formazione del Monte Antola, cosicché la stessa unità è identificabile senza ambiguità come Unità tettonica Antola. All'Unità inferiore del Flysch ad Elmintoidi appartiene nella Toscana meridionale il flysch calcareo-marnoso di Monteverdi M.mo (cfr. la Formazione di Monteverdi Marittimo del Foglio 295 - "Pomarance"), mentre nei fogli settentrionali del settore ligure-tirrenico (Foglio 233 "Pontremoli", Foglio 234 "Fivizzano", Foglio 250 "Castenuovo Garfagnana") è stata adottata la denominazione di flysch di Ottone.

Il flysch di Ottone affiora in realtà nel settore orientale (settore padano-adriatico) dell'Appennino settentrionale e non nel settore ligure-tirrenico, quindi in corrispondenza di quest'ultimo tale denominazione non ha ragione di essere preferita rispetto a quella di altri Flysch ad Elmintoidi del settore orientale (M. Caio, M. Venere, Bettola ecc.), anch'essi di pertinenza dell'Unità tettonica inferiore e in parte anche più noti (flysch del Monte Caio).

Per l'opportunità di una denominazione simmetrica a quella in uso nella Toscana meridionale (Formazione di Monteverdi Marittimo), si è scelto di adottare nell'area del Foglio 261 "Lucca" quella di flysch di Ortonovo, affiorante con belle esposizioni sul versante occidentale delle Apuane tra Castelnuovo Magra (SP) e Massa-Carrara.

### 1.2.1 - Unità tettonica inferiore del Flysch a Elmintoidi

Nel Foglio 261 “Lucca” l’Unità tettonica inferiore del flysch a Elmintoidi è rappresentata dal Flysch di Ortonovo e dal suo “complesso di base” (formazione delle argilliti e calcari di Poggio Rocchino).

#### 1.2.1.1. - Argilliti e calcari di Poggio Rocchino (RCH) (*cf.*: complesso di Monte Veri del Foglio 260 “Viareggio”)

Questa unità si discosta dal complesso di Monte Veri, cui sono stati attribuiti gli affioramenti contigui del Foglio 260 “Viareggio”, per l’assenza del detritismo ofiolitico tipico del complesso stesso. I suoi caratteri corrispondono invece a quelli delle argilliti di Poggio Rocchino alla base del flysch calcareo-marnoso di Monteverdi M.mo, nella Toscana sud-occidentale. (*cf.* Formazione di Monteverdi M.mo del Foglio 284 “Rosignano Marittimo” e del Foglio 295 “Pomarance”).

La formazione è da pochi affioramenti in mediocri condizioni di esposizione costituiti da argilliti scure talvolta con striature color mattone, che spesso includono clasti subdecimetrici e subarrotondati di calcilutiti argillose, sempre piuttosto profondamente alterate. Lo spessore è di poche decine di metri.

Manca per questo deposito una sezione sufficientemente estesa che consenta osservazioni sul suo sviluppo verticale né è risultato possibile raccogliere dati biostratigrafici per definirne l’età. Per analogia con la Toscana meridionale (Fogli 285 “Volterra” e 295 “Pomarance”) si può ipotizzare anche nell’area del Foglio 261 “Lucca” un’età corrispondente al Cretacico superiore pre-Campaniano (biozona dalla CC9 alla CC12), stabilita in base alla presenza dei nannofossili calcarei: *Eiffelithus turriseiffelii*, *Prediscosphaera columnata*, *Corollithion kennedyi*, *Helenea chiaasia*, *Lithraphidites alatus*, *Quadrum gartneri*, *Eiffelithus eximius* (MARINO & MONECHI, 1994; COSTANTINI *et alii*, 1993; LAZZAROTTO *et alii*, 2002; COSTANTINI *et alii*, 2009).

?Cenomaniano-Santoniano

#### 1.2.1.2. - Flysch di Ortonovo (OVN)

(*cf.*: flysch di Ottone del Foglio 260 “Viareggio”)

Correlazioni:

Foglio 217 “Neviano degli Arduini. Flysch di Monte Caio

Foglio 284 “Rosignano Marittimo” Formazione di Monteverdi

La denominazione di “Flysch di Ortonovo” adottata in queste Note si aggiunge a molte altre con cui, in ambito CARG, vengono indicati i Flysch ad Elmintoidi dell’Unità strutturale inferiore dei Flysch ad Elmintoidi, direttamente soprastante all’Unità di Canetolo. Non si è ritenuto di dover adottare la denominazione di flysch di Ottone, in uso nel Foglio 260 “Viareggio”, per l’assenza del detritismo ofiolitico che caratterizza il flysch di Ottone e il suo complesso di base nella sua zona tipo di affioramento.

Il flysch di Ortonovo è un classico deposito torbiditico carbonatico, non prosimale, costituito da strati gradati di calcari marnosi e marne a base calcarenitica dello spessore di diversi metri, separati da interstrati pelitici di spessore decimetrico.

Il colore delle marne è grigio-scuro al taglio fresco, grigio-biancastro all’alterazione. Il colore della calcarenite alla base degli strati, ha tonalità giallastre all’alterazione e grigio al taglio fresco. L’intervallo calcarenitico è sempre nettamente subordinato alla porzione calcareo-marnosa e marnosa degli strati e presenta correntemente l’organizzazione in lamine piano-parallele e convolute tipiche della sequenza di Bouma che di norma non è mai completa. Alla base degli strati calcarenitici sono frequenti *flute casts* e *groove casts*.

Il flysch di Ortonovo ha nell’area del Foglio 261 “Lucca” uno spessore massimo di circa 300-400 m, forse inferiore a quello originario, peraltro difficile a stimarsi a causa della tettonica che, qui come in tutto l’Appennino settentrionale, ha determinato nel corso della Fase mesoalpina la strutturazione in sinclinale coricata di tutti i Flysch ad Elmintoidi dell’Unità inferiore. Di questa struttura è conservato, qui come in molti altri settori, soprattutto il fianco inverso, mentre nell’Appennino i valori di spessore più affidabili provengono dal fianco dritto, straordinariamente ben esposto in Val Cèdra, nel medio Appennino parmense, dove il flysch del Monte Caio supera i 1000 metri di spessore.

La sezione di M. Caio in Val Cèdra riveste un’importanza particolare anche perché è conservato, con limitati disturbi tettonici, il passaggio stratigrafico dal Flysch ad Elmintoidi alle marne ed arenarie del membro di Bersatico della formazione delle Marne Rosate (Paleocene inferiore-Eocene inferiore), che evolvono verticalmente nelle torbiditi carbonatiche del membro di Castelmozzano, documentando così la continuità del processo sedimentario nel bacino del Flysch fino all’Eocene inferiore. Di questo segmento di età paleocenico-eocenica al tetto del Flysch ad Elmintoidi dell’Unità Inferiore non c’è traccia nell’area del Foglio 261 “Lucca”, così come più in generale in tutto il settore ligure-tirrenico con l’eccezione di una segnalazione di Paleocene basale nell’alta Val di Cècina (MARINO & MONECHI, 1994).

Poiché è difficile immaginare che in un settore così vasto l’assenza dei termini terziari sia da imputare a cause tettoniche, ne consegue la concreta possibilità

che la sedimentazione in questo settore del bacino del Flysch ad Elmintoidi si sia arrestata ben prima dell'Eocene medio, analogamente a quanto sembra verificarsi nella parte del bacino in cui si sono depositi il flysch di Monte Antola e il flysch del Monte Cassio, il cui tetto (argilliti di Pagliaro e formazione di Viano) non supera il Paleocene (NP5 Selandiano).

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" l'analisi dei nannofossili calcarei eseguita su pochi campioni fossiliferi ha fornito associazioni campaniane riferibili alle biozone CC20 e CC21, caratterizzate rispettivamente da *Ceratolithoides aculeus* e *Quadrum gothicum* in concomitanza con *Calculites obscurus*, *Aspidolithus parvus*, *Reinhardtites antophorus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *L. maleformis*, *Eifellithus eximius*, *E. turriseiffelii*, *Micula* spp., *Watznaueria* spp.

I dati a nannofossili calcarei disponibili in letteratura permettono di attribuire i flysch ad Elmintoidi affioranti nel settore ligure-tirrenico (flysch di Monte Antola, flysch di Monte Verdi M.mo) all'intervallo Campaniano superiore-Maastrichtiano superiore, documentando tutte le biozone di SISSINGH (1977), dalla CC20 alla CC26 (MANIVIT & PROUD'HOMME, 1990; MARINO & MONECHI, 1994; CATANZARITI & PERILLI, 2006; CATANZARITI *et alii*, 2007; CAPPONI *et alii*, 2007; CAPPONI G. & CRISPINI L. (2008); PUCCINELLI *et alii*, 2010a, b, c).

#### *Campaniano-Maastrichtiano*

### 1.3 - DOMINIO LIGURE ESTERNO

Il Dominio ligure esterno è rappresentato nell'area del Foglio 261 "Lucca" dall'Unità tettonica di Monte Morello.

#### 1.3.1 - Unità Tettonica di Monte Morello

Questa unità strutturale è rappresentata nell'area del Foglio 261 "Lucca" quasi esclusivamente dalla formazione di Sillano, che nella successione stratigrafica più completa, precede il Flysch calcareo, di età terziaria, della formazione di Monte Morello. Mancano del tutto nell'area del Foglio 261 "Lucca" affioramenti riferibili al segmento di successione del Giurassico superiore-Cretacico superiore (Diaspri, Calcari a Calpionella, Argille a palombini, Pietraforte, formazione di Villa a Radda) che nell'area tipo completano in basso la successione stratigrafica e che, per la ricorrente associazione alle rocce ofiolitiche, sollevano interrogativi di grande interesse riguardo all'esistenza nell'Appennino settentrionale di un dominio a crosta oceanica esterno (adiacente al margine Adria), separato, per l'interposizione del bacino dei Flysch ad Elmintoidi, dal bacino oceanico da cui deriva l'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia (Dominio ligure interno).

### 1.3.1.1. - Formazione di Sillano (SIL)

Si tratta di un'unità litostratigrafica costituita da argilliti e argilliti marnose, di colore grigio-bruno, talvolta verdastro, cui si intercalano calcisiltiti spesso alterate e più raramente calcareniti gradate e marne, in strati di spessore sottile e medio.

Le argilliti di questa unità sono intensamente deformate e, quando più consolidate, sviluppano spesso frattura aciculare. Presenti, ma non così sviluppati come nel vicino Foglio 262 "Pistoia" (PUCCINELLI *et alii*, 2010b), le facies di breccie matrice sostenute (*mud flow*) e anche i blocchi e clasti maggiori interpretabili come olistoliti piuttosto che come *boudins* di natura tettonica.

Non c'è evidenza nell'area del Foglio 261 "Lucca" di un significativo detritismo ofiolitico che, come si è detto poco sopra, costituisce l'elemento di maggior interesse in rapporto alla posizione paleogeografica molto esterna del bacino della formazione di Monte Morello.

Mancano nell'area del Foglio 261 "Lucca" sezioni sufficientemente sviluppate e bene esposte per consentire osservazioni sulla stratigrafia interna alla formazione la cui definizione è complicata dalla intensa tettonizzazione comune a tutte le unità pelitiche delle Liguridi.

La formazione presenta non poche difficoltà di separazione dalla formazione delle argilliti e calcari di Poggio Rocchino, anch'essa costituita da argilliti e in posizione geometrica più profonda rispetto al Flysch ad Elmintoidi (flysch di Ortonovo).

Lo spessore della formazione è di poche decine di metri.

Le età attribuite in letteratura a questa formazione, sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei, vanno dal Maastrichtiano al Paleocene, in particolare dalla biozona CC25 alle biozone NP1 o NP4, per la presenza di *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus primus*, *Sphenolithus* sp., *Toweius* sp., *Prinsius* sp. (PLESI *et alii*, 2002; COSTANTINI *et alii*, 2009; PIALLI *et alii*, 2009); questa attribuzione cronologica è stata di recente confermata dall'analisi delle associazioni a nannofossili calcarei di alcuni campioni raccolti nel Foglio 262 "Pistoia" (PUCCINELLI *et alii*, 2010b).

*Cretacico superiore-Paleocene*

### 1.3.1.2. - Formazione di Monte Morello (MLL)

Appartengono alla formazione di Monte Morello pochi e scadenti affioramenti del settore sud occidentale (Pieve a Elici) di torbiditi calcarei, costituite da strati di spessore intorno al metro di calcareniti gradate di colore grigio chiaro sulle superfici alterate e grigio scuro al taglio fresco. La parte alta degli strati è costituita da calciliti con interstrati pelitici di colore scuro. La posizione di

questo orizzonte, che risulta geometricamente compreso tra le marne di Marra dell'Unità tettonica subligure esterna, al di sotto, e il flysch di Ortonovo al di sopra, è compatibile sia con l'Unità tettonica di Monte Morello sia con le Unità tettoniche Subliguri più interne della Unità tettonica Marra. Tuttavia, per la facies e l'età eocenica inferiore (NP12-13 Ypresiano), questi affioramenti si accordano meglio con i livelli basali della formazione di Monte Morello.

Lo spessore della formazione è nell'area estremamente ridotto per cause tettoniche.

In letteratura la formazione di Monte Morello è stata attribuita all'Eocene inferiore, medio e superiore con associazioni riferibili all'intervallo di tempo che copre le biozone a nannofossili calcarei dalla NP10 alla NP19 per la presenza di *Sphenolithus radians*, *Tribrachiatos ortostylus*, *Discoaster lodoensis*, *D. sublo-doensis*, *Dictyococcites hesslandii*, *D. bisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Cribrocentrum reticulatum*, *Istmolithus recurvus*, (PLESI *et alii*, 2002; PUCCINELLI *et alii*, 2010b).

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" pochi campioni provenienti da litologie attribuibili alla formazione di Monte Morello hanno fornito associazioni riferibili alle biozona NP12-13 per la presenza di *Discoaster kuepperi*, *D. lodoensis*, *D. barbadiensis*, *S. radians*, *Ericsonia formosa*.

*Eocene inferiore-medio*

## 2. - DOMINIO SUBLIGURE

Le Unità Subliguri nel settore ligure-tirrenico sono storicamente meno conosciute rispetto al settore padano-adriatico dell'Appennino emiliano e in particolare rispetto ai settori piacentino (Val Trebbia e Val d'Aveto), parmense (Val Parma e Val Cèdra) e reggiano (Val d'Enza), dove le ricerche geologiche e biostratigrafiche condotte negli ultimi vent'anni hanno definito un'organizzazione interna al Dominio che sembra avere validità regionale.

Queste conoscenze sono sintetizzate nel lavoro di CATANZARITI *et alii* (1996), in cui viene sostenuta la ripartizione del Dominio Subligure in tre zone paleogeografiche rappresentate, dall'interno verso l'esterno, da: Zona Aveto-Petrignacola, Zona Bratica-Salsominore e Zona Marra-Coli (fig. 5).

Queste tre zone paleogeografiche si differenziano per la natura e per l'età delle coperture oligoceniche che ringiovanisce dall'interno verso l'esterno. Attraverso l'analisi biostratigrafica dei nannofossili calcarei è risultato così possibile attribuire le Arenarie di Petrignacola alla biozona MNP23 (Rupeliano), le arenarie di Ponte Bratica alle biozone MNP23-MNP25 (Rupeliano-Chatiano) e le marne di Marra all'intervallo MNP21-MNN1 (Rupeliano-Aquitano). Questi dati con-

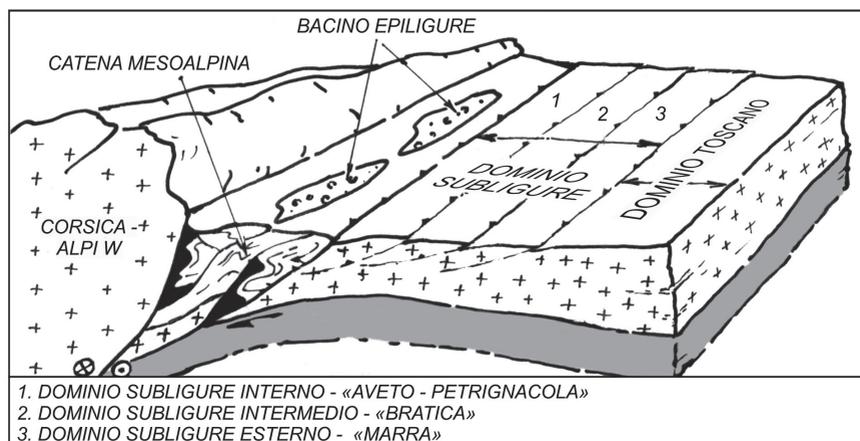


Fig. 5 - La tripartizione del Dominio Subligure tra la catena mesoalpina all'interno e il Dominio Toscano all'esterno (Oligocene - Aquitaniense inf.). In nero le ofioliti delle unità liguri.

sentono di ipotizzare che la messa in posto dello *stacking* ligure sul Dominio Subligure, nel settore orientale, sia diacrona e si realizzi appunto nell'arco di tempo compreso tra un momento imprecisato della biozona MNP23 e la biozona MNN1, con progressiva disattivazione delle zone paleogeografiche dall'interno all'esterno e poco prima della messa in posto sull'avanfossa silico-clastica del Dominio Modino-Cervarola.

Nel settore occidentale ligure-tirrenico, le conoscenze sono più frammentarie e anche meno sicure. Tra le diverse situazioni, quella che al momento sembra presentare i maggiori elementi di analogia con la strutturazione dell'Appennino emiliano, è rappresentata dalla organizzazione delle Unità Subliguri in Val Gordana (Foglio 233 "Pontremoli"). La presenza di Arenarie dell'Aveto al tetto dello *stacking* subligure è stata successivamente confermata (dati inediti degli Autori di queste Note) così come la presenza di un'unità di marne siltose massive sterili alla base dello *stacking* tettonicamente soprastante il Macigno della Falda Toscana, correlabili per facies e posizione alle marne di Marra-Coli.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" non abbiamo raccolto documentazione delle Unità tettoniche Aveto-Petrignacola e Bratica-Salsominore mentre sono stati riconosciuti limitati affioramenti riconducibili alla unità più esterna (Unità tettonica Marra-Coli).

## 2.1. - DOMINIO SUBLIGURE ESTERNO

### 2.1.1. - *Unità tettonica Marra-Coli*

Essa comprende due unità litostratigrafiche, di cui la più significativa ai fini della identificazione dell'Unità tettono-stratigrafica, è rappresentata dalle marne siltose, massive, di età oligocenica (marne di Marra).

#### 2.1.1.1. - Litofacies a brecce (**MRR<sub>a</sub>**)

(*cf.*: Argille e calcari di Canetolo del Foglio 260 "Viareggio")

Un solo affioramento riferibile a questa unità litostratigrafica non è evidentemente in alcun modo sufficiente per definirne i caratteri e il significato. Con questa necessaria premessa, l'affioramento di cui si tratta, di pochi metri quadrati di superficie, ubicato in corrispondenza della scarpata autostradale della Bretella Viareggio-Lucca nei pressi di località Miglianello, è caratterizzato da blocchi e clasti di dimensioni ridotte, di natura litologica diversa, immersi in una matrice argillosa. Tra i clasti e gli spezzoni di strato sono presenti calcari marnosi e arenarie.

Lo spessore non è valutabile.

Non abbiamo dati di natura biostratigrafica che possano ulteriormente vincolare l'attribuzione di questo affioramento, che per la sua posizione sottostante a marne grigie massive di età oligocenica (marne di Marra) e la sua struttura caotica, sembra riferibile ad un deposito da *debris flow*, di cui le marne di Marra nell'Appennino parmense e le marne di Coli in Val Trebbia e in Val di Taro (M. Zuccone) sono ricche sia alla base sia all'interno della litofacies marnosa.

I pochissimi campioni raccolti sono risultati sterili o hanno fornito associazioni monogeneriche caratterizzate dalla presenza di *Watznaueria* sp., forma ad ampia distribuzione stratigrafica e forte resistenza alla dissoluzione.

Questa unità non presenta nell'unico affioramento del Foglio 261 "Lucca" i caratteri tipici delle Argille e calcari di Canetolo cui sono stati attribuiti gli affioramenti limitrofi del Foglio 260 "Viareggio".

*Eocene (?)*

### 2.1.1.2. - Marne di Marra (MRR)

Anche questa unità stratigrafica è rappresentata da un solo affioramento di modeste dimensioni nei pressi di Pieve a Elici, la cui attribuzione alla formazione delle marne di Marra è però in questo caso sostenuta non solo dai caratteri litologici e dalla posizione nell'edificio strutturale, ma anche dai dati biostratigrafici. L'affioramento è costituito da marne siltose massive di colore grigio. L'associazione a nannofossili calcarei indica un'età oligocenica (MNP25a-MNP25b) compatibile con l'attribuzione alle marne di Marra.

In merito a questa attribuzione va rilevato che le marne di Marra, la cui area tipo è rappresentata dal medio Appennino parmense, non sono ben conosciute nel settore occidentale ligure-tirrenico. A nord del F. Arno sono state identificate in associazione a tipiche Argille e calcari di Canetolo, nei dintorni di Carrara (CATANZARITI *et alii*, 1996) circa 20 km a nord ovest dell'affioramento di Massarosa, e al M. Zecchino nell'area di La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005). Riteniamo probabile, anche in base a nostri dati inediti relativi alla Val Gordana, che marne oligoceniche riferibili al Dominio Subligure, e quindi identificabili con le Marne di Marra, possano essere più diffuse di quanto si sappia al momento.

Lo spessore della formazione risulta di poche decine di metri.

Non soltanto le marne di Marra ma più in generale tutte le unità oligoceniche del Dominio Subligure istituite sul versante emiliano dell'Appennino settentrionale (Arenarie di Petriagnicola, arenarie di Ponte Bratica) sono ancora mal conosciute nel settore ligure-tirrenico, dove le Unità Subliguri sovrascorse al Macigno sono rappresentate soprattutto dalla formazione delle Argille e calcari di Canetolo di età eocenica.

Associazioni a nannofossili calcarei, contenenti *Sphenolithus ciperoensis*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Dictyococcites bisectus* e *D. scrippsae*, permettono di attribuire alle biozone MNP25a e MNP25b del Chattiano gli affioramenti di marne siltose di Pieve a Elici, litologicamente compatibili con le marne di Marra affioranti in Appennino settentrionale dell'Oligocene superiore (zone MNP25-MNN1a in CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

*Oligocene superiore*

### 3. - DOMINIO TOSCANO

Il Dominio Toscano è rappresentato nell'area del Foglio 261 "Lucca" da quattro unità tettono-stratigrafiche: Unità tettonica della Falda Toscana, Unità tettonica di Santa Maria del Giudice, Unità tettonica di Monte Serra e Autoctono *Auctt.*.

L'Unità della Falda Toscana (non metamorfica o anchimetamorfica) è presente in tutta l'area del Foglio 261 "Lucca". Unità tettonica di Santa Maria del Giudice e Unità tettonica di Monte Serra (metamorfiche) sono presenti nel Monte Pisano al di sotto della Falda Toscana. L'Autoctono *Auctt.* affiora in finestra tettonica, al di sotto della Falda Toscana, nella sola regione di Pescaglia nel settore nordoccidentale del Foglio.

In queste Note, come verrà illustrato nel capitolo della Tettonica, viene sostenuta su base stratigrafica e strutturale la correlazione dell'Unità tettonica di Santa Maria del Giudice con l'Autoctono *Auctt.* e la correlazione della Unità tettonica di Monte Serra con l'Unità tettonica di Massa. Viene inoltre proposta una inter-

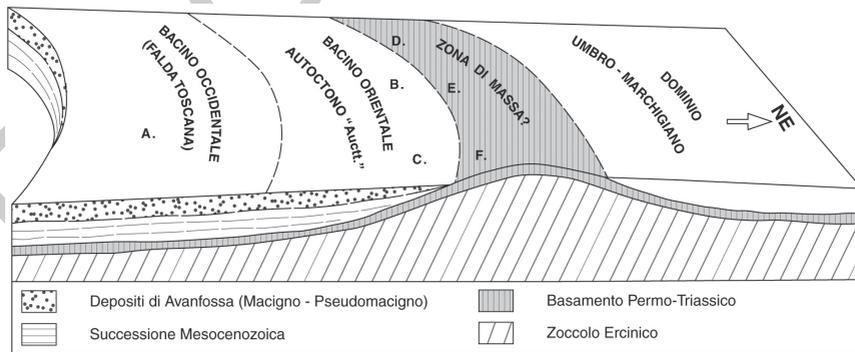


Fig. 6 - Lo schema paleogeografico (Oligocene sup. - Aquitaniano inf.) prevede contiguità tra il bacino della Falda Toscana (bacino occidentale) e il bacino dell'Autoctono (Auctt.) (bacino orientale). La Zona di Massa è ipotizzata all'esterno del bacino dell'Autoctono (Auctt.). In A, B, C, D, E, F la posizione delle colonne stratigrafiche di Fig. 64.

pretazione strutturale che conduce ad ammettere per l'Unità di Massa una posizione paleogeografica esterna e non interna rispetto al bacino di sedimentazione dell'Autoctono *Auctt.*.

Questa soluzione si accorda con le posizioni reciproche nell'edificio strutturale delle Unità tettoniche di Santa Maria del Giudice e di Monte Serra e con la loro correlazione alle unità metamorfiche del massiccio apuano (rispettivamente Autoctono *Auctt.* e Unità tettonica di Massa).

Da questa correlazione e dal modello strutturale adottato deriva una posizione paleogeografica dell'Autoctono apuano più interna e non più esterna rispetto alla successione della Unità di Massa (fig. 6).

### 3.1. - DOMINIO TOSCANO INTERNO

Dal Dominio toscano interno deriva l'Unità tettonica della Falda Toscana.

Il Dominio toscano interno si caratterizza per la contrapposizione tra successioni bacinali di elevato spessore e successioni condensate e lacunose (fig. 7). Il rapporto tra lo spessore della successione condensata e lo spessore della successione bacinale può raggiungere il valore di 1 a 10 ed è imputabile allo sviluppo

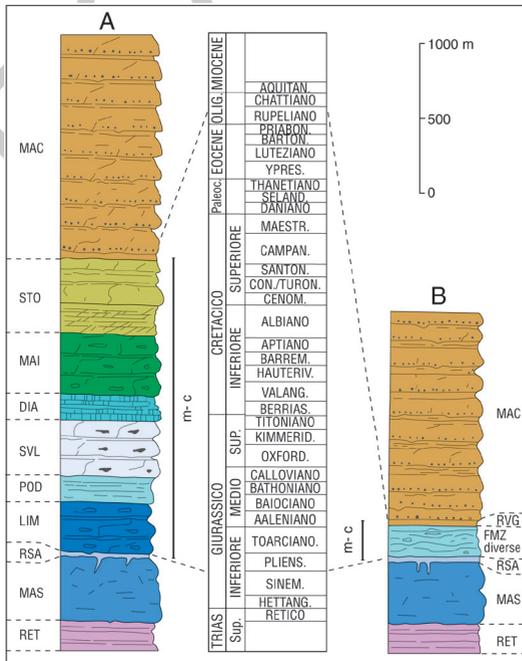


Fig. 7 - Nella Falda Toscana è molto marcato il contrasto tra lo spessore del segmento meso-cenozoico (post annegamento della piattaforma carbonatica e pre avanfossa) nell'area di accumulo delle torbiditi carbonatiche rispetto alle zone esterne all'area (vedi anche Fig 9).

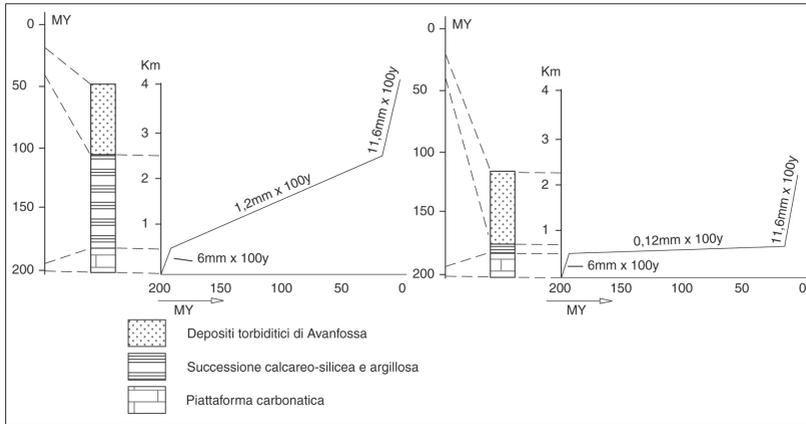


Fig. 8 - Il grafico quantifica tentativamente il rapporto (fino a 10 : 1) tra le velocità di sedimentazione del segmento meso-cenozoico (post annegamento della piattaforma carbonatica e pre avanfossa) delle successioni torbiditiche bacinali rispetto alle successioni condensate (vedi anche Figg. 7 e 9).

nelle seconde di unità carbonatiche torbiditiche nell'intervallo Giurassico medio-Eocene (fig. 8).

Nel Dominio toscano interno le successioni bacinali caratterizzano una fascia della larghezza di circa 40 km che si sviluppa in direzione SW-NE (fig. 9). Questa fascia è stata interpretata come un bacino trasversale subsidente in cui si inca-

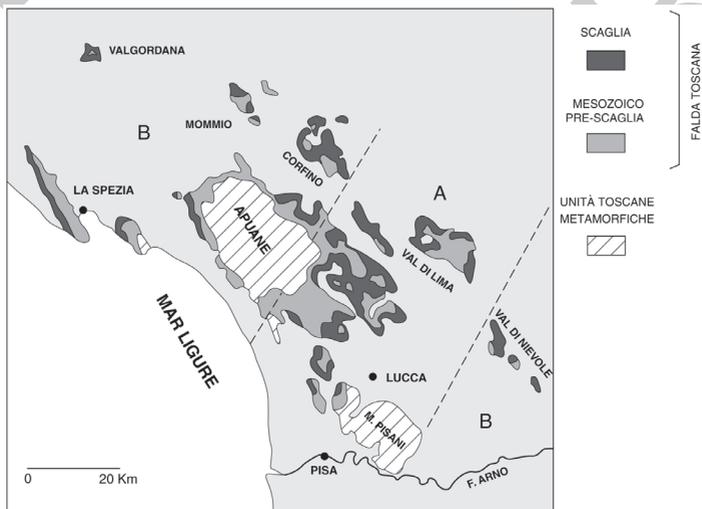


Fig. 9 - In A la zona di accumulo delle torbiditi carbonatiche meso-cenozoiche, pre avanfossa, cui si deve l'elevato valore della velocità di sedimentazione (fino a 1.2 mm per 100a) tra il Sinemuriano e l'Oligocene nella Falda Toscana (da CERRINA FERONI & PATACCA, 1976).

nalavano, probabilmente con provenienza da NE, i flussi torbiditici derivanti da una piattaforma carbonatica esterna al Dominio toscano attiva per circa 80 Ma (CERRINA FERONI & PATACCA, 1975).

Sviluppando le strutture di raccorciamento nella Falda Toscana si può stimare in poco meno di 50 km la larghezza minima, in direzione SW-NE, del Dominio Toscano Interno.

### 3.1.1. - Unità tettonica della Falda Toscana

L'unità tettono-stratigrafica della Falda Toscana è la più rappresentata nell'area del Foglio 261 "Lucca", dove sormonta le unità tettoniche toscane metamorfiche ed è in parte ricoperta da lembi delle unità tettoniche Subliguri e Liguri s.l. La parte inferiore e media della successione è costituita da depositi carbonatici di piattaforma (calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* e Calcare Massiccio) e da depositi calcareo-siliceo-marnosi, bacinali, spesso torbiditici (Rosso Ammonitico, Calcare Selcifero di Limano, Calcari e Marne a Posidonia, Calcare Selcifero della Val di Lima, diaspri e Maiolica); la parte superiore è costituita da una successione argilloso-calcareo bacinale in buona parte torbiditica (Scaglia Toscana) e da un potente deposito torbiditico, silico-clastico, di avanfossa (Macigno).

#### 3.1.1.1 - Calcare Cavernoso (CCA)

Nella sua facies "classica" il Calcare Cavernoso (Calcare Cavernoso s.s.) è costituito da un calcare di colore grigio cenere a struttura vacuolare (calcare a cellette) privo di evidente stratificazione (fig. 10) che fa transizione progressiva ai soprastanti calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*.

Il Calcare Cavernoso s.s. costituisce l'unità litostratigrafica di base della Falda Toscana che sormonta tettonicamente le unità più profonde, metamorfiche, dello *stacking* miocenico nord appenninico (fig. 11).

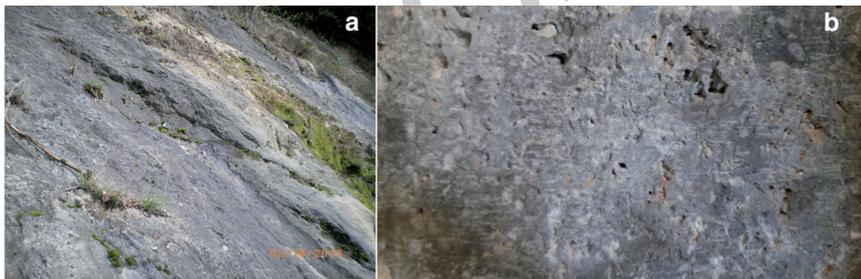


Fig. 10 - In a e in b il Calcare Cavernoso nella sua facies classica (calcare a cellette).



Fig. 11 - Il Calcare Cavernoso costituisce la base della Falda Toscana che sormonta tettonicamente le unità metamorfiche dei domini più esterni (nella foto gli Scisti sericitici dell'Unità di S.Maria del Giudice, M.ti Pisani, Convento di Rupe Cava).

Nelle carte geologiche il Calcare Cavernoso include quasi sempre, accanto alla facies classica, anche volumi più o meno rilevanti di breccie sia monogeniche sia poligeniche di natura sia tettonica sia paleocarsica (Calcare Cavernoso s.l.).

Nel Foglio 261 "Lucca" le due facies non sono state distinte e quindi la denominazione di Calcare Cavernoso va intesa nella sua accezione più ampia (Calcare Cavernoso s.l.), comprensiva delle breccie poligeniche ad elementi sia di rocce sedimentarie della successione della Falda Toscana sia di metamorfiti derivanti dalle sottostanti unità toscane metamorfiche .

La soluzione corretta, anche se non facilmente praticabile, sarebbe rappresentata dalla distinzione cartografica, oltre che concettuale, del calcare a cellette dalle breccie e dalla attribuzione alle stesse del rango di unità tettonica indipendente dalla Falda Toscana quando ne venga riconosciuto il carattere di breccie tettoniche.

Per il Calcare Cavernoso s.s è stata formulata da tempo una spiegazione genetica, molto condivisa in letteratura (BURCKHARDT, 1946; MERLA, 1951; TREVISAN, 1955; VIGHI, 1958; TREVISAN *et alii*, 1971; CIARAPICA & PASSERI, 1976; GANDIN *et alii*, 2000), che ipotizza una originaria alternanza di anidrite e dolomia e successiva cataclasi della dolomia per aumento di volume del solfato di calcio nel passaggio, per idratazione, dalla fase anidra (anidrite) alla fase biidrata (gesso). I vucooli, o cellette, corrisponderebbero quindi ai volumi “svuotati” dalla dissoluzione del gesso derivante dalla trasformazione dell’anidrite.

Nell’area del Foglio 261 “Lucca” il sondaggio ENEL di Pontetetto (GHELARDONI *et alii*, 1968) sembrerebbe avvalorare l’originaria presenza di importanti volumi di evaporiti alla base della Falda Toscana. Il sondaggio intercetta al di sopra, delle quarziti e filladi del Verrucano (s.l.) della Unità tettonica di Santa Maria del Giudice (o della Unità tettonica di Monte Serra), circa 350 metri di anidriti con intercalazioni di calcari dolomitici scuri interpretate dagli Autori citati come roccia madre del Calcare Cavernoso e base della Falda Toscana.

Lo spessore della formazione è compreso tra 50 e 500 m.

Questa interpretazione è discussa criticamente nelle Note Illustrative del Foglio 249 “Massa Carrara” (CARMIGNANI *et alii* in allestimento) e a queste Note rinviamo per l’approfondimento del problema relativo alla esistenza di un ciclo evaporitico di età medio-triassica nel Dominio toscano interno.

Le breccie del Calcare Cavernoso s.l. costituiscono un problema geologico intorno al quale alla fine degli anni ’70 si è sviluppato, nella letteratura dell’Appennino settentrionale, un dibattito inizialmente interno alla scuola di Pisa e successivamente esteso alla comunità dei geologi toscani, che ha visto contrapporsi posizioni assai divergenti.

Da parte di autori diversi (DALLAN & NARDI, 1973; PATACCA *et alii*, 1973; FEDERICI & RAGGI 1975; SANI, 1985; PAGLIAZZI *et alii*, 1994) sulla base di osservazioni di terreno e dati di laboratorio, tutti centrati intorno al carattere sedimentario (stratificazione e organizzazione in lamine del materiale clastico fine) di una litofacies diffusa nel corpo delle breccie, fu sostenuta una interpretazione che, con sfumature diverse, tendeva a negare per le breccie il significato di unità tettonica alla base della Falda Toscana assegnando viceversa alle stesse il significato di un deposito di mare basso che nel Miocene avrebbe incrostatato in trasgressione, in un ambiente deposizionale marino poco profondo, le unità toscane metamorfiche prima della messa in posto della Falda Toscana.

A questa interpretazione, che presentava come maggiore ostacolo, la necessità di correlare il metamorfismo delle unità tettoniche toscane inferiori (Unità tettonica di Massa e Autoctono *Auctt.*) ad un carico diverso da quello delle unità attualmente impilate sulle unità metamorfiche (Falda Toscana, Unità tettoniche Subliguri, Unità tettoniche Liguri e, forse, Successione Epiligure), si contrap-

pose in quegli anni una soluzione alternativa (CERRINA FERONI *et alii*, 1976; REUTER & GROSCURTH, 1978). In questa soluzione la facies sedimentaria che spesso è presente in associazione alla facies più diffusa, priva di caratteri sedimentari, veniva ricondotta a fenomeni di paleocarsismo confinati all'interno del corpo delle brecce tettoniche.

Il problema, discusso con grande partecipazione collettiva dai geologi toscani, venne poi abbandonato e quasi evitato dalla comunità scientifica senza peraltro aver raggiunto un vero accordo e lasciando in verità senza una soddisfacente spiegazione, non tanto la diffusa presenza di caratteri di deposito sedimentario della facies clastica più fine, cui l'ipotesi "carsica" sembrava poter fornire una ragionevole spiegazione, quanto la presenza di strutture stromatolitiche (PATACCA *et alii*, 1973) e di resti di foraminiferi planctonici nella matrice calcarea della breccia stessa (DALLAN & NARDI, 1973; DALLAN, 1979; SANI, 1985). Riproponiamo in questa sede il problema nei termini in cui lo stesso fu dibattuto più di trenta anni fa rinviando al capitolo della Tettonica l'analisi delle condizioni strutturali che possono aver controllato la genesi di questa tettofacies.

Il Calcere Cavernoso (s.s.) è attribuito al Norico superiore per il rinvenimento di *Triasina hantkeni* (dintorni di Roggio sul margine sud orientale del massiccio apuano) e per i rapporti con la soprastante formazione dei calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* (RET), attribuibile al Retico fin dalla base (CARMIGNANI *et alii*, in allestimento).

#### *Norico superiore*

#### 3.1.1.2. - Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* (RET)

Costituisce nell'area del Foglio 261 "Lucca", così come del resto in tutta la Toscana, l'unità sedimentaria di base della Successione della Falda Toscana che, attraverso l'interposizione di volumi più o meno rilevanti di Calcere Cavernoso, sormonta tettonicamente la successione toscana metamorfica dei Monti Pisani.

La formazione affiora abbastanza diffusamente nella zona di Pescaglia, al nucleo di anticlinali a vergenza occidentale e nei Monti d'Oltre Serchio, dove è ben esposta in corrispondenza di una grande cava inattiva nei dintorni di Avane.

È costituita da calcari e calcari marnosi di colore grigio scuro fino a nero, fetidi alla percussione, in strati medi e spessi, separati da interstrati marnosi o argillosi di spessore inferiore rispetto ai calcari. Il processo polifasico di dolomitizzazione, cui va ricondotta anche la genesi della litofacies Portoro, ben nota in particolare nel promontorio occidentale di La Spezia per il suo valore giacimentologico, sviluppa localmente nelle sue fasi tardive volumi irregolari di dolomia secondaria biancastra, a struttura massiccia, obliterando così più o meno profondamente anche i caratteri sedimentologici primari del deposito e complicando

localmente sul terreno la separazione dalla soprastante formazione del Calcare Massiccio del Giurassico inferiore.

I calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*, classicamente ricondotti ad un ambiente di sedimentazione riducente (euxinico) forse lagunare (TREVISAN, 1955; DALLAN & NARDI, 1964; PASSERI & PIALLI, 1973) sono oggi interpretati come un deposito di rampa carbonatica scarsamente ossigenato e in condizioni prevalentemente subtidali (CARMIGNANI *et alii*, in allestimento; MANNORI, 1991; CIARAPICA & PASSERI, 1989; ABBATE *et alii*, 2005). A questo ambiente deposizionale sono da riferire le diverse microfacies (prevalentemente *mudstone* e *packstone*) ricorrenti comunemente nella formazione.

La formazione presenta caratteri abbastanza diversi nelle due località citate. Nei dintorni di Avane, dove peraltro la base della formazione non affiora, sono esposti circa 120 metri di calcari neri e marne stratificati che in parete contrastano con la base di colore biancastro del soprastante Calcare Massiccio. Malgrado la favorevole esposizione nel taglio della parete laterale sud della cava, è tutt'altro che agevole la ricostruzione di un *log* stratigrafico a causa soprattutto di un sistema di faglie normali a basso angolo che scompone a gradinata la successione, determinando più volte la ripetizione del passaggio tra i calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* e Calcare Massiccio, rendendo così scarsamente affidabile l'analisi stratigrafica.

Nella regione di Pescaglia, dove la formazione affiora molto più estesamente, sono più rilevanti gli effetti del processo di dolomitizzazione che, come già accennato, nelle sue fasi tardive destruttura più o meno profondamente l'organizzazione primaria del deposito, sostituendo ai calcari, volumi dai limiti spesso irregolari rispetto alla superficie di stratificazione, di dolomie secondarie e sovrapponendo così una stratigrafia secondaria post diagenetica alla stratigrafia primaria sindiagenetica, con conseguenti ambiguità e contraddizioni nella definizione della organizzazione delle unità litostratigrafiche del Triassico superiore della successione toscana. Sia per ragioni dimensionali sia per le difficoltà di tracciarne correttamente i limiti che, non essendo primari, non rispettano necessariamente le regole geometriche del modello deposizionale, i volumi dolomitizzati non sono stati cartografati separatamente nell'ambito della formazione.

Lo spessore massimo della formazione si aggira intorno ai 300 m.

In connessione alle fasi iniziali del processo di dolomitizzazione si ha lo sviluppo della litofacies Portoro che, nei dintorni di Avane, è presente nella parte alta della formazione nelle sue varietà di minor pregio merceologico, per la prevalenza delle vene di calcite chiara (Portoro a macchia bianca e Portorino) sulle vene e stiloliti mineralizzati a dolomite.

I microfossili segnalati nella formazione: *Aghatamina inconstans*, *A. australpina*, *Gandinella appenninica*, *G. falsofriedli*, *Glomospirella* sp., *Aulo-*

*tortus sinuosus*, *A. friedli*, *A. communis*, *Auloconus permodiscoides* e *Triasina hantkeni* sono riferibili alla parte superiore del Norico (BOCCALETTI *et alii*, 1969; CIARAPICA & ZANINETTI, 1984; CIARAPICA, 1985; FAZZUOLI *et alii*, 1988; FAZZUOLI & ORTI, 2009)). La presenza di *Rhaetavicula contorta* e *Pentaporella rhaetica* quest'ultima segnalata nel Foglio 249 "Massa Carrara" (CARMIGNANI *et alii*, in allestimento) riferiscono la formazione al Retico inferiore e medio.

?Norico superiore - Retico

### 3.1.1.3. - Calcare Massiccio (MAS)

Affiora estesamente e con rilevanti spessori (alcune centinaia di metri) nei Monti d'Oltre Serchio e con sviluppo latero-verticale molto inferiore nella zona di Pescaglia, essendo, in entrambe le situazioni, compreso stratigraficamente tra i calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* e il Rosso Ammonitico.

Nei Monti d'Oltre Serchio la formazione affiora con la sua tipica facies di calcare cristallino bianco, di aspetto porcellanaceo alla frattura fresca, a struttura massiccia o molto grossolanamente stratificata cui corrispondono microfacies (da *grainstone* a *packstone* e *wackestone*) tipiche dell'ambiente di piattaforma carbonatica.

Alla base il contatto con i sottostanti calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* non è sempre netto e la parte inferiore del Calcare Massiccio è spesso marcata macroscopicamente da una caratteristica maculazione sui toni del rosso che non sopravvive oltre le prime decine di metri. Al tetto il calcare, di colore grigio-chiaro a frattura scheggiata e tagliente, assume negli ultimi metri, al passaggio con il soprastante Rosso Ammonitico, facies calcilititica e colorazione nocciola con sfumature rosate.

A differenza dei Monti d'Oltre Serchio, nella zona di Pescaglia il riconoscimento del Calcare Massiccio non è sempre agevole e spesso permangono incertezze riguardo alla distinzione dai livelli dolomitizzati della sottostante formazione dei calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*.

Sono diffusi nel Calcare Massiccio sistemi di fratture e diaclasi che favoriscono lo sviluppo di rilevanti processi di carsificazione, chiaramente indicati da sacche anche molto estese di terre rosse residuali spesso evidenti anche panoramicamente tanto da costituire a distanza un vero carattere peculiare della formazione.

L'età del Calcare Massiccio non può dirsi definita con assoluta certezza. In letteratura la formazione è concordemente riferita al Giurassico inferiore e questa attribuzione è stata confermata di recente dalla revisione dei dati stratigrafici relativi alla Toscana meridionale (CARMIGNANI *et alii*, in allestimento).

Anche a nord del F. Arno, in ambito CARG, l'attribuzione al Giurassico inferiore è stata adottata in tutti i Fogli 1: 50000 fin qui prodotti. In particolare ricordiamo il Foglio 251 "Porretta Terme" in cui ricadono in larga misura gli affioramenti della Val di Lima.

Proprio in Val di Lima tuttavia la letteratura (BOCCALETTI *et alii*, 1969) registra, relativamente al Calcere Massiccio, un *set* di dati stratigrafici in parte forse sottovalutati.

Le associazioni fossilifere (Foraminiferi bentonici) nella sezione analizzata a nord est del paese di Cappelle presentano alcune significative differenze tra il tratto superiore e il tratto inferiore della formazione.

Nel tratto inferiore della formazione sono segnalate forme (*Frondicularia* cfr. *woodwardi*, *Aghatamina australpina*, *Aulotortus* (*Glomospirella*) *friedli*, *Triasina* sp., *Aulotortus* (?) sp. assenti nel tratto superiore dove sono sostituite dall'associazione: *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Turrspirillina altissima*, *T. conoidea*, *Trocholina* cfr. *multispira*, *Conicospirillina* sp., *Lasiodocus* sp.

Se l'associazione superiore è indubitabilmente giurassica l'associazione inferiore presenta convergenze con le associazioni della sottostante formazione dei Calcari e marne a *Raethavicula contorta*.

La presenza nel Calcere Massiccio di forme anche triassiche è stata poi confermata in Val di Lima all'interno delle associazioni a foraminiferi bentonici (*Agathammina austroalpina*, *Triasina hantkeni*, *Aulotortus friedli*, *A.* sp., *Spirillina* sp., *Turrspirillina altissima*, *T. conoidea*, *Conicospirillina* sp., *Trocolina* cfr. *multispira*) riconosciute da FAZZUOLI *et alii*, (1998).

Sicuramente giurassiche sono poi le ammoniti indicative delle zone a *planorbis* e *liasicus* (TREVISAN, 1959).

Sulla base di questo insieme di dati biostratigrafici non ci sembra di poter escludere che nel settore Val di Lima - Monti d'Oltre Serchio, e quindi anche nell'area del Foglio 261 "Lucca", la parte inferiore del Calcere Massiccio sia da riferire al Retico superiore.

?*Retico superiore-Hettangiano-Sinemuriano* p.p.

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

Unità litostratigrafica di spessore molto ridotto costituita da calcari nodulari, pervasivamente stilolittizzati, di colore da rosso-violaceo a grigio-rosato, in strati di spessore da decimetrico a metrico, separati da sottilissimi film pelitici color rosso fegato.

Una buona sezione di questa formazione è esposta nel fronte di una cava inattiva nei Monti d'Oltre Serchio, in corrispondenza del tratto terminale della Autostrada A11 in sinistra della stessa.

Nella sezione sono esposti poco più di 8 metri di questa unità, geometricamente e stratigraficamente compresi tra il Calcere Massiccio e il Calcere Selcifero di Limano. Benché il contatto con il Calcere Massiccio sia qui di natura tettonica (faglie destre-inverse), nel *footwall* sembra conservato il passaggio tra le due formazioni, cosicché si può ritenere che lo spessore stratigrafico non sia di molto superiore allo spessore esposto in sezione.

Nella regione di Pescaglia sono noti da tempo (FAZZUOLI *et alii*, 2002) filoni sedimentari di Rosso Ammonitico al tetto del Calcere Massiccio (fig. 12).

Lo spessore della formazione non supera i 10 m.

Questo valore è in sostanziale accordo con i dati di letteratura (GIANNINI & NARDI, 1965; PUCCINELLI *et alii*, 2010a; BOTTI & DANIELE, in BOTTI *et alii*, 2011) e in particolare rientra nel range (6-10 metri) indicato da GIANNINI & NARDI (1965) nei Monti d'Oltre Serchio.



Fig. 12 - Filoni sedimentari di Rosso Ammonitico nel Calcere Massiccio del M. Matanna (Foto G.Molli).

La base della formazione è rappresentata da un banco massiccio di spessore poco superiore a 2 metri di cui la metà inferiore è costituita da bande decimetriche di calcare grigio-rosato alternate a calcare nodulare rosso; la metà superiore è invece caratterizzata da un netto incremento del calcare nodulare rosso in bande di spessore subdecimetrico. Il banco ha struttura massiccia e non suddivisibile alla percussione secondo le superfici ondulate di separazione tra le bande policrome.

Al di sopra del banco massiccio basale, la stratificazione diviene più definita con spessore degli strati compreso tra 10 e 50 cm.

Al tetto della formazione, in corrispondenza del passaggio al soprastante Calcare Selcifero di Limano, la struttura nodulare è meno pronunciata e la tipica colorazione rosso-violacea del calcare è sostituita da una colorazione giallo-crema.

Questa unità litostratigrafica riveste un ruolo importante nel processo deposizionale del Dominio Toscano, in quanto registra la fase di passaggio dall'ambiente di piattaforma carbonatica all'ambiente di bacino. In particolare FAZZUOLI *et alii* (1985) suggeriscono, sulla base dei caratteri sedimentologici e delle biofacies (*packstone* a bioclasti), un ambiente di sedimentazione pelagico e una profondità prossima al limite di compensazione dell'aragonite (ACD).

I frequenti ritrovamenti di ammoniti che caratterizzano la Toscana settentrionale, succedutisi dalla fine dell'ottocento (FUCINI, 1898) e nel corso del tempo (FUCINI, 1908; FEDERICI, 1967), fino a epoca recente (PASSERI & VENTURI, 2005), permettono di riferire il Rosso Ammonitico alle zone ad ammoniti *turneri*, *obtusum*, *oxynotum*, *jamesoni*, *ibex* distribuite tra il Sinemuriano inferiore-medio e il Pliensbachiano inferiore.

*Sinemuriano p.p.-Pliensbachiano inferiore*

### 3.1.1.5. - Calcare Selcifero di Limano (LIM)

La formazione del Calcare Selcifero di Limano costituisce, nell'ambito del bacino trasversale "Val di Lima - Monti d'Oltre Serchio", la prima unità torbидica derivante dall'accumulo di rilevanti volumi di detrito carbonatico organico ed inorganico, risedimentato, proveniente da una piattaforma carbonatica.

La formazione, estesamente affiorante e ben esposta, con uno spessore intorno a 300 metri, nei settori occidentali del Foglio (Monti d'Oltre Serchio e zona di Pescaglia), è costituita nel suo insieme da calcari ben stratificati di colore grigio-chiaro con liste e noduli di selce per lo più anch'essa di colore chiaro.

In corrispondenza di numerose cave di calcare, ubicate su entrambi i lati del tratto terminale della Autostrada A11, nei Monti d'Oltre Serchio, la formazione è esposta, in segmenti, in tutto il suo spessore complessivo, consentendo uno studio di dettaglio.

Il passaggio al sottostante Rosso Ammonitico avviene con gradualità ma in breve spazio e nei primi metri il carattere torbiditico degli strati non è particolarmente evidente, per la mancanza di intervalli calcarenitici e di riflesso l'assenza di laminazione interna allo strato. Tuttavia gli strati calcarei dello spessore tra 10 e 50 cm, presentano un evidente contrasto tra la base calcilitica, dura e a frattura scheggiata, e il tetto nettamente più ricco in argilla, quindi più tenero, e caratterizzato da foliazione subparallela alla stratificazione, assente invece nell'intervallo calcilitico basale (fig. 13). Sembra quindi trattarsi fin dai primi metri di questa unità deposizionale, di torbiditi, a densità molto bassa, le prime a incanalarsi, nel Lias medio, nel bacino trasversale del Dominio Toscano.

Dopo i primi metri dalla base, gli strati calcarei, per incremento della granulometria, che diviene arenitica generalmente fine, presentano frequentemente una fine laminazione piano-parallela che tende a divenire progressivamente e gradualmente sempre più marcata spostandosi dal basso in alto nelle successione degli strati, con progressiva accentuazione anche della gradazione granulometrica.



Fig. 13 - I  
*Calcere Selcifero di Limano*  
 negli affioramenti, in cava,  
 nei M.ti d'Oltre  
 Serchio.

Parallelamente all'incremento di granulometria, laminazione e gradazione, anche la colorazione tende a cambiare, divenendo più scura sia nel calcare sia nella selce. Gli strati calcarei sono divisi da livelli foliati di alcuni centimetri di spessore, di colore giallastro sulla superficie ossidata, limitati sia in basso sia in alto da contatti netti. In più casi queste bande di colore giallastro tagliano obliquamente il tetto dello strato calcareo facendo pensare al risultato di un processo sindiagenetico piuttosto che sindeposizionale.

Localmente gli strati calcarei sono divisi da calcisiltiti scistose di colore rosato che sembrano in questo caso avere il significato di veri interstrati.

Lo spessore degli strati calcarei è nella media di alcuni decimetri e occasionalmente raggiunge il metro.

Lo spessore della formazione è compreso tra 20 m e 300 m.

Le ricche faune ad ammoniti ritrovate in vari affioramenti della Toscana settentrionale (ZACCAGNA, 1880; FUCINI, 1896; 1898; CAPELLINI, 1902) attribuibili alle zone a *margaritatus* e a *spinatum* permettono di attribuire questa formazione al Pliensbachiano (ABBATE *et alii*, 2005; CARMIGNANI *et alii*, 2010). Anche il Toarciano basale potrebbe essere presente, rappresentato dalla zona a nannofossili calcarei NJ5 (PUCCINELLI *et alii*, 2010a).

*Pliensbachiano superiore-?Toarciano inferiore*

### 3.1.1.6. - Calcari e Marne a Posidonia (POD)

La formazione è costituita da marne e marne argillose (fig. 14), foliate, di colore beige al taglio fresco e giallastro sulle superfici ossidate, che alternano con calcari marnosi a base calcarenitica in strati gradati, di spessore variabile da alcuni decimetri fino a circa un metro.

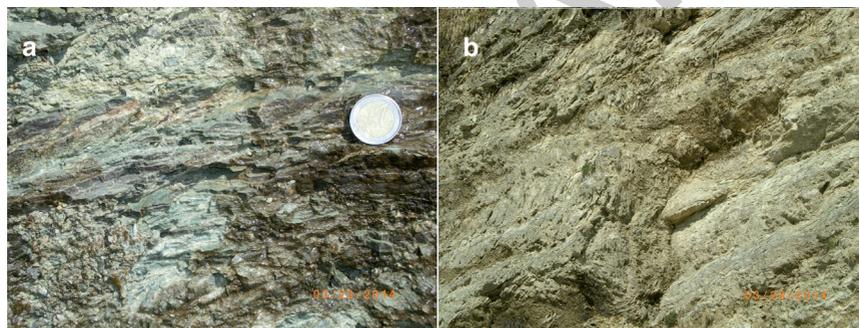


Fig. 14 - *Facies tipiche dei Calcari e marne a Posidonia. Falda Toscana, regione di Pescaglia.*

In alcuni casi è evidente l'evoluzione verticale progressiva dal calcare marnoso alla marna nel contesto quindi di un singolo strato gradato, mentre in molti altri casi questa relazione non è altrettanto evidente.

Alla base degli strati gradati di spessore maggiore sono occasionalmente presenti piste di organismi fossatori e *flute cast*. Di norma l'intervallo calcarenitico è organizzato in lamine per lo più piano-parallele, secondo sequenze di Bouma incomplete, quasi sempre sprovviste dell'intervallo basale gradato ( $T_{b-c}$ ,  $T_{b-e}$ ).

Si tratta quindi almeno in parte di un deposito torbiditico, in cui non risulta agevole stabilire se e soprattutto in che misura gli intervalli pelitici costituiscano la parte più fine della torbidite.

Nei rilievi collinari (Monti d'Oltre Serchio), al limite tra il Foglio 261 "Lucca" e il sottostante Foglio 273 "Pisa", tra l'abitato di Vecchiano e il tratto terminale della Autostrada A11, i Calcari e Marne a Posidonia sono esposti piuttosto male per l'abbondante copertura detritica, lungo il taglio di una strada podereale il cui tracciato si sviluppa all'incirca secondo l'immersione degli strati. Malgrado i numerosi tratti coperti da detrito che corrispondono abbastanza sistematicamente agli intervalli pelitici marnosi, è possibile stabilire in corrispondenza della sezione stessa una incidenza percentuale pari al 15-20 % del totale per la componente calcarea e calcarenitica e pari al 85-80 % per la frazione marnosa.

Nella parte alta della formazione è presente, discontinuamente, un livello di radiolariti, in strati sottili, dello spessore di poche decine di metri (PODa).

Nella regione di Pescaglia, a nord ovest di Monte Piglione, della formazione fa parte un livello di scisti neri bituminosi.

Lo spessore totale dei Calcari e Marne a Posidonia è compreso tra 40 m e 300 m.

Le scarse associazioni a nannofossili calcarei comprendenti *Mitrolithus jansae* e *Lotharingius hauffii* (FAZZUOLI *et alii*, 1998) e *Carinolithus cantaluppi* e *C. superbis* (PUCCINELLI *et alii*, 2010a) permettono di riferire la base della formazione al Pliensbachiano superiore, al Toarciano inferiore (zone NJ5 e NJ6 di Bown, 1987) e al Toarciano medio per la presenza delle biozone ad Ammoniti *bifrons* e *variabilis* (FAZZINI *et alii*, 1968; PASSERI & VENTURI, 2005). Nell'area di La Spezia è documentato l'Aaleniano con la zona a *opalinum*.

I Calcari e Marne a Posidonia sembrano raggiungere il Bajociano inferiore (zona NJ9) con la presenza di *Watznaueria britannica* segnalata nell'area di Pescaglia (PUCCINELLI *et alii*, 2010a). In Toscana meridionale il tetto viene attribuito al Bajociano sommitale/Bathoniano medio-superiore (CONTI, 1986) o al Calloviano (KALIN *et alii*, 1979) per posizione stratigrafica.

*Toarciano superiore-Calloviano p.p.*

### 3.1.1.7.- Calcarea Selcifero della Val di Lima (SVL)

Il Calcarea Selcifero della Val di Lima è costituito da calcareniti passanti verso l'alto a calcilititi, di colore da grigio-scuro a nero bluastrò, in strati gradati, generalmente spessi, con liste e noduli di selci nere, discontinuamente separati da interstrati pelitici scuri.

Gli strati presentano abbastanza regolarmente la sequenza di Bouma, raramente completa, con prevalenza di sequenze  $T_{a-b}$ ,  $T_{a-c}$  che, unitamente alla gradazione granulometrica, ne attestano inequivocabilmente l'origine da onde torbide (fig. 15).

Le calcareniti sono costituite da detrito inorganico (ooliti, pseudooliti) e bioclastico (frammenti algali, Foraminiferi bentonici) proveniente da un ambiente di piattaforma carbonatica). (MUCCHI *et alii*, 1968; BOCCALETTI *et alii*, 1969; FAZ-ZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973; CERRINA FERONI & PATACCA, 1975;



Fig. 15 - Il Calcarea Selcifero della Val di Lima si distingue dal Calcarea Selcifero di Limano per il colore grigio scuro fino a nero del calcarea e della selce (a). In b la base calcarenitica, grossolana, siliceizzata, di un banco torbido.

FAZZUOLI & COLI, 1992; FAZZUOLI *et alii*, 1998).

Il carattere post deposizionale della organizzazione della selce in noduli o lenti è anche qui chiaramente espresso, come nelle altre unità calcarenitiche risedimentate della successione (Calcare Selcifero di Limano, Maiolica), dalla preservazione all'interno di lenti e noduli di selce della struttura a lamine e della gradazione granulometrica che proseguono poi in continuità laterale, nella porzione calcarenitica all'esterno del bordo della selce.

Il carattere torbiditico di questa unità stratigrafica, fino a quel momento ritenuta di mare basso (BOCCALETTI *et alii*, 1969), fu per la prima volta documentato da CERRINA FERONI & PATACCA (1975) nel quadro della ricostruzione di un bacino trasversale tra la Val di Lima e i Monti d'Oltre Serchio, con caratteri di distalità crescente da NE a SW, alimentato da flussi di risedimenti derivanti da una piattaforma carbonatica coeva del bacino (fig. 9).

Così come per le altre unità di calcareniti risedimentate nell'area del Foglio 261 "Lucca", e ancor più in Val di Lima (Foglio 251 "Porretta Terme"), si raggiungono i massimi spessori della formazione in coincidenza con l'asse, o comunque con la zona di deposizione centrale, del bacino a sedimentazione torbiditica.

Lo spessore massimo registrato non supera i 350 m.

Nella Toscana a nord del F. Arno la distribuzione nello spazio del Calcare Selcifero della Val di Lima è, forse più che per le altre unità calcarenitiche torbiditiche, indicativa del confinamento dell'unità per la presenza di facies marginali (Monsummano Terme a SE, Vergemoli a NW) in cui la formazione è ancora presente al di sotto dei Diaspri ma con facies detritica più fine e spessori drasticamente ridotti rispetto alla zona assiale (poche decine di metri contro i circa 300 metri della zona depocentrale del bacino), in un rapporto dimensionale pari a circa uno a dieci.

L'origine torbiditica del Calcare Selcifero della Val di Lima, confermata dalle ricerche stratigrafiche e sedimentologiche sulla successione mesozoica della Falda Toscana condotte negli anni '80 e '90 (FAZZUOLI *et alii*, 1985), è oggi accettata concordemente (BOTTI & DANIELE in BOTTI *et alii*, in stampa; CARMIGNANI *et alii*, in allestimento).

In Val di Lima e nell'area Vecchiano-Avane sono segnalati i fossili: *Trocholina* cfr. *alpina*, *T. elongata*, *Protopenneroplis striata*, *Pfenderina* sp., textularidi, miliolidi ed alge calcaree riferibili alle specie *Thaumatoporella parvovesiculifera* e *Chlypeina jurassica* (MUCCHI *et alii*, 1968; BOCCALETTI *et alii*, 1969). L'età attribuita alla formazione può andare dal Calloviano p.p. al Kimmeridgiano p.p. risultando coeva con la parte inferiore dei Diaspri e la parte superiore dei Calcari e Marne a Posidonia.

*Calloviano p.p. - Kimmeridgiano p.p.*

### 3.1.1.8. - Diaspri (DSD)

La formazione è costituita da radiolariti di colore rosso, verde e grigio, in strati regolari e sottili (alcuni centimetri), a fratturazione prismatica subortogonale alla stratificazione, separati da sottilissimi interstrati pelitici, silicei, di colore più scuro. In molti strati è osservabile laminazione piano-parallela e gradazione verticale.

La formazione mantiene costante questi caratteri per quasi tutto il suo spessore che presenta, nell'area, variazioni dovute principalmente a cause tettoniche.

Un interesse particolare riveste sul piano stratigrafico la zona di transizione alla soprastante Maiolica che, sia nella zona di Pescaglia sia nei Monti d'Oltre Serchio, è costituita dall'associazione di calcilutiti silicee verdastre a frattura concoide, dai margini scheggiosi e taglienti e calcari marnosi in strati di spessore fino a un metro, talvolta a granulometria maggiore (calcsiltite), probabilmente gradati, prevalentemente di colore rosa intenso. Questa litozona, dello spessore di alcune decine di metri, sembra caratterizzare esclusivamente il bacino torbiditico più volte ricordato in queste Note e, a posteriori, meriterebbe per la sua regolarità, di essere cartografata separatamente sia dai Diaspri che dalla Maiolica.

Lo spessore massimo registrato non supera i 50 m.

Regionalmente la base dei Diaspri sembra riferibile all'intervallo Bajociano sommitale/Bathoniano medio superiore-Calloviano medio definito dalle zone UAZ 5-7 di BAUMGARTNER *et alii* (1995), sulla base dei radiolari *Archaeodictyomitra* sp., *Sethocapsa funatoensis*, *Stithocapsa robusta*, *Tritrabs* sp. riconosciuti da Chiari in ABBATE *et alii* (2005), fino all'Oxfordiano medio/superiore (zone UAZ7-9) per la presenza di *Saytoun trichylum* e *Sethocapsa trachyostraca* in CONTI (1986). Il tetto è riferito al Titoniano inferiore sulla base di associazioni a radiolari riferibili alla zona UAZ 11 di Baumgartner (CONTI, 1986).

Le età pre Kimmeridgiano sono documentate esclusivamente in aree in cui i Diaspri sono a diretto contatto con la sottostante formazione dei Calcari e Marni a Posidonia.

*Kimmeridgiano p.p. - Titoniano inferiore*

### 3.1.1.9. - Maiolica (MAI)

Nella Valle del F. Serchio sono esposti gli affioramenti di Maiolica più estesi di tutta la Toscana, spesso osservabili in corrispondenza di fronti di cava di notevolissimo sviluppo verticale (Piaggione). È opportuno ricordare subito che la Maiolica della valle del F. Serchio non è rappresentativa dell'intero Dominio Toscano, ma soltanto della zona trasversale che si sviluppa nella Toscana a nord

del F.Arno, dalla Val di Lima ai Monti d'Oltre Serchio in buona parte coincidente con l'area del Foglio Lucca.

Vale per la Maiolica quanto già anticipato con il Calcarea Selcifero della Val di Lima riguardo all'accumulo di rilevantissimi volumi di risedimenti carbonatici, in un bacino subsidente e più profondo delle aree limitrofe del Dominio Toscano, in grado di ospitare i flussi torbiditici derivanti dallo smantellamento di una piattaforma carbonatica attiva per un lunghissimo intervallo temporale (CERRINA FERONI & PATACCA, 1975).

All'esterno di questo bacino, sia verso nord e nordovest (La Spezia, Garfagnana, Val Gordana, Castelpoggio, ecc.) sia verso sud e sudest (Toscana a sud dell'Arno), la Maiolica è rappresentata da spessori estremamente ridotti di calcilutiti, in un rapporto dimensionale che oscilla, tra uno a dieci e uno a cento, rispetto alla Maiolica della Valle del Serchio.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" la Maiolica è costituita da 300-400 metri di calcari a liste e noduli di selce di colore variabile dal bianco latte, dominante nella metà inferiore della formazione, al grigio-chiaro prevalente nella metà superiore. Nella parte inferiore prevalgono le calci-lutiti in strati medi e spessi, mentre nella parte superiore gli strati di calcilutiti presentano spesso una base calcarenitica di spessore da centimetrico fino a decimetrico, gradazione granulometrica e struttura dello strato a lamine per lo più piano-parallele (fig. 16).

Si tratta di strati risedimentati (torbiditi carbonatiche) che tendono complessivamente a divenire più evidenti, per incremento della granulometria del detrito,



Fig. 16 - Nella media valle del F. Serchio, le torbiditi carbonatiche della Maiolica della Falda Toscana raggiungono lo spessore di diverse centinaia di metri contro i pochi metri delle successioni condensate dei nuclei mesozoici di Corfino e Mommio in Garfagnana nell'alta Val di Serchio.

procedendo dal basso verso l'alto della formazione. Nonostante la gradazione granulometrica, la polarità degli strati non è sempre decifrabile con sicurezza, per l'assenza di interstrati pelitici e conseguente amalgamazione degli strati calcarei.

Il detrito calcareo della base degli strati, che rientra comunque nella classe granulometrica delle areniti, non è decifrabile a occhio nudo né alla lente. Al microscopio le calcareniti appaiono costituite da detrito organico e inorganico derivante da una piattaforma carbonatica extrabacinale.

Al tetto della formazione è presente un livello di breccie e calcareniti grossolane a elementi di calcare e di selce, noto da tempo in letteratura come membro di M. Mosca (BOCCALETTI & SAGRI, 1966). Questo orizzonte grossolano è interpretato come un *debris-flow* intrabacinale, ma contiene resti organici (foraminiferi bentonici) che implicano anche in questo caso alimentazione da una piattaforma carbonatica di mare basso (CARMIGNANI *et alii*, in allestimento).

L'evoluzione granulometrica verticale suggerisce per la Maiolica un carattere di prossimalità crescente nel contesto di una tendenza regressiva della sequenza deposizionale (*coarsening upward*).

Liste e noduli di selce sono diffusi a tutti i livelli della Maiolica, con colorazioni che riproducono quella del calcare. Caratteristiche sono le selci arrossate o verdognole nei livelli basali della Maiolica, immediatamente soprastanti alla formazione dei Diaspri. Il carattere post deposizionale della silicizzazione è evidenziato dalla chiara sovrapposizione della selce alla struttura torbiditica degli strati (gradazione granulometrica, laminazione).

La ricerca biostratigrafica attraverso nannofossili calcarei si è concentrata nell'area del Foglio 261 "Lucca" sulla base e sul tetto della formazione con l'obiettivo di stabilire l'intervallo temporale entro cui si sviluppa la sedimentazione.

Le associazioni fossili che si susseguono dalla base al tetto delle calcilutiti, presenti nella parte inferiore della formazione, sono caratterizzate da tintinnidi (*Calpionella alpina*, *Stenosemellopsis hispanica*, *Tintinnopsella carpatica*, *C. elliptica*, *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex*) e nannofossili calcarei (*Nannoconus bronnimanii*, *N. steinmanni*, *N. globulus*, *N. colomi*, *Markalius circumradiatus*, *Watznaueria* sp., *Cyclagelosphaera* sp., *Cretaturbella rothii*) che indicano il Berriasiano (FAZZUOLI *et alii*, 1998). Le calcareniti che costituiscono la parte superiore della formazione (Calcareniti di M. Mosca) sono caratterizzate da *Micrantholithus obtusus* e *Calpionellites darderi* del Valanginiano (FAZZUOLI, 1998), mentre al tetto sono stati segnalati orbitolinidi del Barremiano superiore: *Orbitolinopsis* cfr. *cuvillieri* (BOCCALETTI & SAGRI, 1966), *Palorbitolina* spp. (CARMIGNANI *et alii*, 2010).

*Titoniano superiore-Barremiano*

### 3.1.1.10. - Scaglia Toscana (STO)

La formazione della Scaglia Toscana è complessivamente ben sviluppata nell'area del Foglio 261 "Lucca" con buone esposizioni in settori diversi dei quadranti occidentali (Monti d'Oltre Serchio, Val Freddana, versante destro del T. Lucese, valle del T. Pedogna e valle della Turrite Secca) e nella valle del F. Serchio tra Borgo a Mozzano e Ponte a Moriano. La Scaglia Toscana è viceversa poco rappresentata, con caratteristiche litologiche e sedimentologiche in parte diverse, nel sistema collinare e montuoso che divide la valle del F. Serchio dalla piana di Pescia e Collodi, al limite tra le province di Lucca e di Pistoia, che peraltro corrisponde all'area di maggior continuità della soprastante formazione del Macigno.

Nel contesto della Falda Toscana a nord del F. Arno (area del ricoprimento apuano), il Foglio 261 "Lucca" ricade nella zona a elevato sviluppo di torbiditi calcarei (calcitorbiditi) in buona misura corrispondenti al Nummulitico *Auctt.* della letteratura. L'interferenza dei flussi torbiditici alimentati da una piattaforma carbonatica, con la sedimentazione bacinale "autoctona" rende lo studio stratigrafico della Falda Toscana più difficile rispetto alle aree esenti da significative "contaminazioni" da parte dei flussi torbiditici stessi.

Per questa specifica caratteristica primaria, oltretutto per le complicazioni di natura tettonica, riteniamo che non sia applicabile al bacino torbiditico della Scaglia Toscana, nel Foglio 261 "Lucca", il modello stratigrafico elaborato in aree esterne al bacino stesso. Tra queste facciamo riferimento in primo luogo all'area del Foglio 249 "Massa Carrara", a NW del Foglio 261 "Lucca", in cui da parte degli Autori (CARMIGNANI *et alii*, in allestimento) viene elaborato e proposto un modello stratigrafico molto ben documentato e articolato.

Un modello "simmetrico" sarebbe necessario per i Fogli che ricadono all'interno del bacino torbiditico della Scaglia Toscana ma al momento i dati disponibili non appaiono adeguati per la sua definizione.

Restando in ambito CARG un modello stratigrafico per la Scaglia Toscana è proposto nel Foglio 251 "Porretta Terme" dove la Falda Toscana in Val di Lima presenta strette affinità con la successione del Foglio 261 "Lucca" per lo sviluppo di torbiditi carbonatiche a tutti i livelli della successione bacinale meso-cenozoica. A livello della Scaglia Toscana vengono tuttavia adottate soluzioni non condivisibili (la stratigrafia della Scaglia Toscana è ricostruita attraverso unità tettoniche diverse; il membro delle Argilliti di Brolio ha un'estensione cronologica fortemente anomala) che limitano fortemente l'affidabilità e la esportabilità del modello stratigrafico adottato.

In relazione a questo insieme di problematiche, nella Scaglia Toscana (STO)

del Foglio 261 “Lucca” sono state distinte due sole litofacies (**STO<sub>b</sub>**, **STO<sub>c</sub>**) per le quali viene di seguito indicata la correlazione con le unità stratigrafiche (membri e litofacies) riconosciute in ambito CARG nei fogli limitrofi.

La base stratigrafica della Scaglia Toscana è costituita da un orizzonte di alcune decine di metri di spessore di argilliti foliate e marne di un tipico colore da nero a verdastro, localmente vinaccia (fig. 17a).

Alle argilliti nere e verdastre è localmente intercalato un pacchetto di pochi metri di spessore, costituito dalla alternanza di calcilutiti di colore grigio scuro, silicee, a frattura tagliente, di spessore subdecimetrico, alternate ad esilissimi interstrati argillitici.

Questo livello anossico basale della Scaglia Toscana, i cui affioramenti più tipici sono osservabili nei rilievi che dividono la Val Freddana dalla valle del T. Lucese, corrisponde per posizione stratigrafica alla parte inferiore del membro delle Argilliti di Brolio (CANUTI *et alii*, 1965). In relazione all'età del tetto della sottostante Maiolica, questo livello basale dovrebbe avere un'età più antica del



Fig. 17 - Alcune litofacies della Scaglia Toscana a: marne e argilliti nere alla base della formazione (cfr. base delle Argilliti di Brolio Auctt.) - b: argilliti rosse (cfr. Argilliti di Brolio Auctt.) - c: Calcari di Puglianella STO<sub>b</sub> - d: calcari e argilliti policrome.

Cenomaniano (Aptiano/Albiano). L'unico campione fossilifero ha fornito un'associazione a nannofossili calcarei (*Lithraphidites alatus*, *Lithraphidites pseudoquadratus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Eprolithus* sp., e *Watznaueria* sp.) riferibile all'Albiano.

Questo orizzonte passa superiormente ad argilliti rosse prive o povere di intercalazioni calcaree. L'insieme di questi due orizzonti, non separati cartograficamente, è correlabile al membro delle Argilliti di Brolio (**STO<sub>2</sub>**) come definito nel Foglio 249 "Massa Carrara".

Alla Scaglia Toscana (**STO**) appartiene anche un orizzonte di calcilutiti, di colore grigio o verdastro e calcareniti risedimentate, in strati medi, che alternano con interstrati argillitici di colore rosso fegato (fig. 17d). La posizione stratigrafica di questi livelli, forse correlabili al membro delle argilliti e calcareniti di Colle di S. Cristina (**STO<sub>8</sub>**) del Foglio 249 "Massa Carrara", è probabilmente compresa tra le calcilutiti silicee di Sticciano (calcarei di Puglianella **STO<sub>b</sub>**) e il primo importante ingresso nel bacino di sedimentazione dei flussi torbidity, calcarenitici, della litofacies calcarenitica **STO<sub>c</sub>**.

La Scaglia Toscana (**STO**), al netto delle litofacies **STO<sub>b</sub>** e **STO<sub>c</sub>** è prevalentemente rappresentata da argilliti aghiformi di colore rosso fegato e rosso violaceo (fig. 17b), con poche o scarse intercalazioni calcaree, per le quali non siamo in grado di stabilire, a causa della severa deformazione differenziale della Scaglia Toscana tra Maiolica e Macigno, se siano da attribuire interamente al membro delle Argilliti di Brolio **STO<sub>2</sub>** o se in origine occupassero nella architettura stratigrafica anche posizioni più elevate dei calcari di Puglianella (**STO<sub>b</sub>**).

A favore di questa seconda soluzione sembra giocare l'alternanza ripetuta delle argilliti policrome e delle calcareniti risedimentate (**STO<sub>c</sub>**); anche nei casi (Val Freddana, Loppeggia) imputabili a ripetizioni tettoniche (*horses* di una struttura a *duplex*), questa alternanza sembra difficilmente spiegabile impegnando soltanto l'orizzonte argillitico inferiore della successione stratigrafica, coincidente con il membro delle Argilliti di Brolio **STO<sub>2</sub>**.

Calcarei di Puglianella (**STO<sub>b</sub>**).

Correlazioni:

Foglio 249 "Massa Carrara" calcari di Puglianella (**STO<sub>b</sub>**);

Foglio 251 "Porretta Terme" calcari di Puglianella (**STO<sub>2b</sub>**).

Al di sopra dei livelli di argilliti policrome correlabili al membro delle Argilliti di Brolio **STO<sub>2</sub>** è stato riconosciuto nei dintorni di Sticciano, in Val Freddana, un orizzonte di calcilutiti silicee color crema (fig. 17c) che qui corrisponde ad una tettonite con sviluppo di fabric *s-c*. I piani *c* simulano una stratificazione di spessore decimetrico, in realtà non più identificabile con sicurezza. Per la posizione e per le caratteristiche litologiche, ancora riconoscibili malgrado la intensa defor-

mazione, questa unità è identificabile con la litofacies dei calcari di Puglianella (**STO<sub>b</sub>**) del Turoniano-Santoniano. In alcuni campioni sopravvivono alla severa deformazione associazioni a nannofossili calcarei, molto mal conservate a causa del processo di ricristallizzazione, che contengono *Micula* sp., *Quadrum gartneri*, *Quadrum intermedium*, *Eprolithus rarus*, *Braarudosphaera* sp., *Cyclagelosphaera* sp., *Rucinolithus terebrodentarius*, *Watznaueria* sp.

#### Litofacies calcarenitica (**STO<sub>c</sub>**)

Correlazioni:

Foglio 262 "Pistoia" Calcareniti di Montegrossi (**STO<sub>3</sub>**) *p.p.*;

Foglio 250 "Castelnuovo Garfagnana" Calcareniti di Montegrossi (**STO<sub>3</sub>**);

Foglio 251 "Porretta Terme" Calcareniti di Montegrossi (**STO<sub>3</sub>**) e Litofacies calcarenitica del Monte Lischeta (**STO<sub>1a</sub>**).

La litofacies calcarenitica (**STO<sub>c</sub>**) è costituita da calcareniti risedimentate (torbiditi) in strati generalmente spessi e molto spessi e in banchi che alternano con interstrati pelitici di colore bruno e verdastro, più raramente rosso.

La litofacies calcarenitica (**STO<sub>c</sub>**) mantiene caratteri macroscopici invariati o comunque poco diversificati per l'intero sviluppo verticale della formazione cosicché non è stato possibile distinguere livelli guida utili, non soltanto ai fini di una miglior definizione della stratigrafia della Scaglia Toscana ma anche ai fini della individuazione di strutture plicative di tipo isoclinale o di ripetizioni tettoniche connesse ai sovrascorimenti della fase di messa in posto della Falda Toscana.

Per posizione stratigrafica è da ritenere probabile che livelli di calcareniti risedimentate della litofacies **STO<sub>c</sub>** siano presenti fin dal Cretacico superiore, protrandosi poi nel Terziario come dai dati della letteratura e come confermano le Nummuliti di dimensioni millimetriche riconoscibili spesso e in particolare sulla superficie di erosione, scabra, dello strato (fig. 18).

L'assenza apparente delle Nummuliti non costituisce tuttavia un mezzo attendibile per discriminare sul terreno, e quindi cartografare separatamente, i livelli del Cretacico superiore dai livelli del Terziario.

Le calcareniti risedimentate (torbiditi carbonatiche) sono organizzate in strati spessi e molto spessi e in banchi che talvolta raggiungono spessori dell'ordine di molti metri (fig. 19). Strati e banchi, gradati, sono costituiti alla base da detrito carbonatico organico (bioclasti) ed inorganico a granulometria da arenitica a ruditica, che passa verso l'alto ad arenitica fine e, al tetto degli strati torbiditici più completi, a calcilutite più o meno argillosa.

Alla gradazione granulometrica è associata laminazione prevalentemente piano-parallela e meno spesso convoluta, secondo sequenze di Bouma, per lo più incomplete, T<sub>a-b</sub> e T<sub>a-c</sub>. La granulometria del detrito carbonatico varia nello stesso senso dello spessore degli strati. Gli strati calcarenitici risedimentati sono separati da interstrati decimetrici o subdecimetrici di argilliti scistose nere più raramente rosse.



Fig. 18 - Scaglia Toscana - Litofacies calcarenitica  $STO_c$  (cfr. *Calcare Nummulitico* Auctt). Le Nummuliti sono spesso evidenziate dall'erosione sulle superfici scabre delle calcareniti.

Le calcareniti risedimentate della formazione della Scaglia Toscana (STO) replicano, con carattere di prossimalità più marcato, la distribuzione areale dei risedimenti carbonatici della successione mesozoica bacinale successiva alla fase



Fig. 19 - Nella alta valle della Turrîte Cava, in destra del Fiume Serchio, le calcareniti risedimentate (torbiditi) della litofacies calcarenitica ( $STO_c$ ) (cfr. *Calcare Nummulitico* Auctt.) raggiungono spessori particolarmente elevati.

di collasso della piattaforma carbonatica liassica e sono da ricondurre ad una stessa area sorgente del detrito carbonatico, costituita da un dominio di piattaforma carbonatica conservatosi integro, a differenza della piattaforma liassica toscana, per tutto il Giurassico, il Cretacico e il Paleocene-Eocene.

Lo spessore della formazione, molto variabile per cause tettoniche, può raggiungere i 700 m.

Nella sezione Pescaglia sono state documentate le seguenti età:

*Campaniano-Maastrichtiano* (dalla Biozona CC18 alla Biozona CC23), sulla base di associazioni a nannofossili calcarei che contengono *Aspidolithus parvus parvus*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Quadrum gothicum*, *Quadrum trifidum*, *Calculites obscurus*.

*Ypresiano* (Biozona NP13 di MARTINI, 1971), sulla base dei nannofossili calcarei *Coccolithus crassus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Ericsonia formosa*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster kueperi*, *Discoaster barbadiensis*, *Sphenolithus radians* e *Zyghrblithus bijugatus*.

*Bartoniano* (Biozona MNP17A di FORNACIARI *et alii*, 2010) sulla base dei nannofossili calcarei *Cribozentrum reticulatum*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Ericsonia formosa*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Reticulofenestra umbilicus* e *Sphenolithus obtusus*.

*Priaboniano* (Biozona MNP19 di CATANZARITI *et alii*, 1997) sulla base dei nannofossili calcarei *Cribozentrum isabellae*, *Cribozentrum reticulatum*, *Dictyococcites bisectus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Ericsonia formosa*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Reticulofenestra umbilicus* e *Discoaster barbadiensis*.

L'identificazione della piattaforma carbonatica che ha alimentato il bacino-torbiditico del Dominio toscano interno costituisce uno degli interrogativi più stimolanti della geologia dell'Appennino settentrionale la cui soluzione può avere ricadute importanti anche sul piano strutturale.

Attenzione merita l'unico affioramento di Scaglia Toscana delle colline tra Lucca e Pistoia, individuato per la prima volta nel corso dei rilevamenti eseguiti per il Foglio 261 "Lucca". L'interesse risiede nella assenza di livelli significativi di calcareniti risedimentate intercalate alla litofacies delle argilliti policrome, assenza che suggerisce per quest'area una originaria posizione ai margini della conoide sottomarina alimentata nel Cretacico superiore-Eocene dalla piattaforma carbonatica.

L'interesse per questo affioramento è qui accresciuta dalla presenza, tra Scaglia Toscana e Macigno, delle marne di Rio Benabbiana (*cfr.* marne di Rovaggio) che, in facies di avanfossa sottoalimentata, anticipano nell'Oligocene inferiore la sedimentazione silico-clastica del Macigno.

In letteratura sono paleontologicamente documentati nella Scaglia Toscana i

seguenti intervalli cronostratigrafici.

*Cenomaniano-Turoniano*

In base ai Foraminiferi:

*Ticinella roberti*, *Rotalipora appenninica*, *Planomalina buxtorfi* (CANUTI *et alii*, 1965), *Praeglobotruncana delrioensis*, *P. stephani*, *Globotruncana helvetica* (BOCCALETTI & SAGRI, 1966; COSTANTINI *et alii*, 1993), *Dicarinella* spp., *Marginotruncata coronata*, *M. pseudolinneiana*, *M. renzi*, *Pithonella ovalis*, *Schackoina* sp. (CARMIGNANI *et alii*, 2010).

*Campaniano-Maastrichtiano*

In base ai Foraminiferi:

*Globotruncana lapparenti lapparenti*, *G. lapparenti tricarinata*, *G. contusa*, *G. gr. conica-contusa*, *G. angusticarinata*, *G. aff. arca*, *G. conica*, *G. bulloides*, *G. fornicata*, *G. marginata*, *G. stuarti*, *G. ventricosa*, *Contusotruncana patelliformis*, *Globotruncanella havanensis/petaloidea*, *Globotruncanita stuarti-formis* (BOCCALETTI & SAGRI, 1964; BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965; BOCCALETTI & SAGRI, 1966; CARMIGNANI *et alii*, 2010).

In base ai Nannofossili calcarei:

*Aspidolithus parvus parvus*, *Arkhangeskiella cymbiformis*, *Micula* cfr. *M. murus* (BOCCALETTI & SAGRI, 1966; ABBATE *et alii*, 2005) e l'associazione *Quadrum trifidum*, *Q. gothicum* (CATANZARITI *et alii*, 1996) *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Calculites obscurus* ed *Aspidolithus parvus parvus* (D'AMATO AVANZI *et alii*, 2010).

*Paleocene inferiore e superiore*

In base ai Foraminiferi:

*Globorotalia aequa* (CANUTI *et alii*, 1965), *G. aragonensis*, *G. bullbrooki* (CANUTI & MARCUCCI, 1970); *Globorotalia* cfr. *angulata*, (COSTANTINI *et alii*, 1993).

In base ai Nannofossili calcarei:

*Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus primus*, *C. intermedius*, *C. tenuis*, *Chiasmolithus danicus*, *Ericsonia cava*, *E. subpertusa*, *Prinsius dimorphosus* (ABBATE *et alii*, 2005); *Fasciculithus tympaniformis*, *Sphenolithus primus*, *Cycli-cargolithus floridanus*, *Ericsonia formosa* (CATANZARITI *et alii*, 1996).

*Paleocene medio-Eocene medio*

In base ai Foraminiferi:

*Cuvillierina* spp., *Discocyclina* spp., *Glomalveolina* sp., *Miscellanea* spp., *Nummulites* spp., *Operculina* sp., *Globanomalina pseudomenardi*, *Globorotalia aragonensis*, *G. bullbrooki*, *G. triloculinoides-linaperta*, *Morozovella angulata*, *M. velascoensis* (BORTOLOTTI & PIRINI, 1965; BOCCALETTI & SAGRI, 1966; CANUTI *et alii*, 1965; CARMIGNANI *et alii*, 2010).

*Eocene inferiore-medio e superiore*

In base ai Foraminiferi :

*Globorotalia bullbrooki*, *G. gr. G. pusilla*, *G. gr. G. pseudomenardi*, *G. cfr. lehneri*.

In base ai Nannofossili calcarei:

*Dictyococcites bisectus*, *D. scrippsae*, *Discoaster barbadiensis*, *D. kuepperi*, *D. saipanensis*, *Reticulofenestra hillae*, *R. umbilicus*, *R. reticulata*, *Sphenolithus radians*, *S. spiniger*, *Istmolithus recurvus* (COSTANTINI *et alii*, 1993; ABBATE *et alii*, 2005; CATANZARITI & PERILLI, 2009).

L'età del tetto della formazione della Scaglia Toscana viene di solito identificata con l'età delle marne di Rovaggio (Rupeliano-Chattiano) considerate un membro della formazione stessa. In queste Note le marne di Rio Benabbiana (*cfr.* Marne di Rovaggio della letteratura) vengono però risolte, nel modello deposizionale, come base del Macigno piuttosto che come tetto della Scaglia Toscana.

L'età del tetto della Scaglia Toscana deve essere quindi identificato, a scala regionale, secondo questa impostazione, in una delle facies (membri o litofacies) che precedono le marne di Rovaggio. La definizione dell'età del tetto della Scaglia Toscana si complica così sensibilmente anche in relazione al fatto che le marne di Rovaggio, regionalmente, non sono presenti, o comunque non sono documentate, su tutte le verticali.

In prima approssimazione sembra che le età più recenti della Scaglia Toscana (Priaboniano e Rupeliano corrispondenti alle biozone a nannofossili calcarei MNP19-20 e MNP22) siano documentate nelle zone più esterne (più orientali) del Dominio toscano interno, al "fronte" della Falda Toscana (CATANZARITI & PERILLI, 2009; Botti *et alii*, 2011). BOTTI *et alii*, (2011) estendono l'età al Chattiano. Nell'area del Foglio 251 "Porretta Terme" il Rupeliano è rappresentato oltreché dalle marne di Rovaggio anche dal membro delle calcareniti di Dudda (STO<sub>4</sub>) che sormontano unità diverse (marne del Sugame STO<sub>1</sub> e calcareniti di Monte Grossi STO<sub>3</sub>) della formazione.

Nelle zone interne non sono documentate con sicurezza età più recenti del Luteziano e almeno in un caso (Maestà di Castelpoggio, CATANZARITI *et alii* 1996) livelli della Scaglia Toscana prossimi al contatto con le soprastanti marne di Rovaggio hanno età paleocenica (NP 5). Nella zona di La Spezia (ABBATE *et alii*, 2005) la parte superiore della Scaglia Toscana pre marne di Rovaggio è riferita all'Eocene medio, mentre l'Eocene superiore è presente in associazioni rimanegiate nelle soprastanti marne di Rovaggio oligoceniche.

Il quadro dei dati suggerisce l'esistenza di una lacuna nell'Eocene superiore nella parte interna del Dominio Toscano, per rimobilizzazione più o meno rilevante in ambiente sottomarino dei sedimenti non diagenizzati, forse riconducibile agli effetti della Fase Ligure sul margine interno del Dominio Toscano.

*Aptiano-Priaboniano*

### 3.1.1.11. - Marne di Rio Benabbiana (BBB)<sup>1</sup>

Correlazioni:

Foglio 249 “Massa Carrara“ marne di Rovaggio (STO<sub>5</sub>);

Foglio 250 “Castelnuovo Garfagnana” Scaglia Toscana (STO) *p.p.*;

Foglio 251 “Porretta Terme” marne di Rovaggio (STO<sub>5</sub>).

Questa unità stratigrafica è discontinuamente rappresentata nell’area del Foglio 261 “Lucca” alla base della formazione del Macigno. L’affioramento più significativo è discretamente esposto nell’incisione del Rio Benabbiana nel sistema montuoso della Brancoleria in località Madonna di Mirocchio, negli immediati dintorni del paese di Benabbio (LU). Qui le marne di Rio Benabbiana, con spessore di circa 20 metri si interpongono tra Scaglia Toscana e Macigno senza che però sia esposto il contatto tra le formazioni. In questo affioramento le marne di Rio Benabbiana sono rappresentate da marne siltose, massive, di colore grigio-verdastro (fig. 20).

Per la corrispondenza tra le marne di Rio Benabbiana del Foglio 261 “Lucca” e le marne di Rovaggio della letteratura le considerazioni che seguono relative ai rapporti con l’avanfossa oligo-aquitana del Macigno sono evidentemente valide per entrambe.

Questa unità litostratigrafica della successione toscana non metamorfica (Falda Toscana) è stata istituita da KRAMPE (1964), nel contesto storico e culturale del grande contributo della Scuola Geologica di Berlino allo sviluppo delle conoscenze della geologia dell’Appennino Settentrionale.

In tempi più recenti le marne di Rovaggio sono state interpretate e risolte dal Comitato d’area Appennino settentrionale come un membro della Scaglia Toscana. Questa soluzione non appare tuttavia coerente né con i caratteri litologico-sedimentologici dell’unità né con le sue relazioni bio e cronostratigrafiche con la Scaglia Toscana che ammettono con certezza continuità soltanto nella parte più esterna del Dominio della Falda Toscana.

Sul piano litologico e sedimentologico si tratta non di marne (come ad esempio nel caso delle marne del Sugame, membro di età eocenica della formazione della Scaglia Toscana) bensì di marne siltose e quindi di un deposito già contaminato da una frazione terrigena che annuncia, in condizioni di sottoalimentazione, l’imminente instaurarsi dell’avanfossa silicoclastica del Macigno.

Nell’area del Foglio 261 “Lucca” (Rio Benabbiana) sono state documentate le

<sup>1</sup> Le marne di Rio Benabbiana corrispondono sotto tutti i profili alle marne di Rovaggio della letteratura. Su richiesta del Servizio Geologico viene in queste Note adottato un nome diverso (marne di Rio Benabbiana) per aggirare le contraddizioni formali, derivanti in ambito CARG dalla rigidità della Banca Dati per il differente ruolo gerarchico attribuito a questa unità litostratigrafica rispetto alle marne di Rovaggio che in, ambito CARG (ma non nel Foglio Lucca), sono risolte come un membro della Formazione della Scaglia Toscana.



Fig. 20 - Un tipico aspetto delle marne di Rio Benabbiana (cfr. Marne di Rovaggio) alla base del Macigno della Falda Toscana (dintorni di Benabbio nel settore orientale del Foglio Lucca). La frazione siltosa delle marne annuncia la sedimentazione silicoclastica di avanfossa del Macigno.

biozone dalla MNP22 alla MNP24 (Rupeliano e passaggio Rupeliano-Chattiano) sulla base delle specie *Reticulofenestra umbilicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Sphenolithus distentus*, *S. predistentus*, *S. ciperoensis*, *Dictyococcites bisectus* in associazione con forme di più ampio intervallo biostratigrafico quali *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus* e *Sphenolithus moriformis*. L'età delle marne di Rio Benabbiana è in accordo con la continuità stratigrafica con il Macigno soprastante riferibile, nel Foglio 261 "Lucca", in un livello posto 150 metri al di sopra della base, al passaggio MNP24-MNP25a, mentre non è accertata a scala regionale la continuità biostratigrafica delle marne di Rovaggio con la sottostante Scaglia Toscana

Le marne di Rovaggio coprono a scala regionale l'intervallo biostratigrafico MNP22- MNP 25a Rupeliano-Chattiano (COSTA *et alii*, 1992; CATANZARITI *et alii* 1996 ; CATANZARITI & PERILLI, 2009) con un significativo trend di ringiovanimento da SW ( MNP 21- 22 a La Spezia; ABBATE *et alii* , 2005) a NE (MNP 25a al "fronte" della Falda Toscana, CATANZARITI & PERILLI, 2009).

La diacronia, dall'interno verso l'esterno, della litofacies marno-siltosa delle

marne di Rovaggio, unitamente al passaggio stratigrafico alle soprastanti arenarie torbiditiche del Macigno, documenta l'attivazione progressiva e la migrazione spazio-temporale dell'avanfossa silico-clastica, oligo-aquitaniense, del Dominio Toscano, collocando la litofacies stessa nella fase iniziale del processo deposizionale di avanfossa che caratterizzerà l'intero Appennino Settentrionale per tutto il Miocene.

Anche indipendentemente dalla possibile esistenza di una lacuna nel settore occidentale del Dominio interno, il parallelismo evolutivo con la base della formazione del Macigno documenta l'indipendenza delle marne di Rovaggio rispetto al lunghissimo processo deposizionale (Albiano- Eocene superiore) che ha controllato la deposizione delle diverse facies bacinali della Scaglia Toscana, legittimandone, sul piano formale, il rango di formazione piuttosto che di membro della Scaglia Toscana stessa.

*Oligocene inferiore*

### 3.1.1.12. - Macigno (MAC)

La formazione del Macigno chiude tra l'Oligocene superiore e l'Aquitaniense basale il lungo ciclo sedimentario iniziato nel Dominio Toscano con la trasgressione medio-triassica sul continente ercinico.

Si tratta di un deposito silico-clastico di origine torbiditica di elevato spessore, derivante dallo smantellamento di unità alpine di basamento in corso di esumazione (GARZANTI & MALUSÀ, 2008) che, secondo l'interpretazione corrente, si accumula con velocità di sedimentazione molto elevata, nel *foredeep* nord appenninico, all'esterno del fronte della catena in progradazione verso l'avampaese.

Il Macigno è costituito da arenarie quarzoso-feldspatiche (grovacche), in strati gradati dello spessore medio di diversi metri (torbiditi), separati da interstrati pelitici di norma decimetrici costituiti da argilliti nerastre o da siltiti. Gli strati di arenaria, di colore grigio al taglio fresco e giallo rossiccio per ossidazione, spesso penetrativa, presentano la sequenza di Bouma generalmente incompleta, espressa prevalentemente dalle sequenze  $T_{a-b}$ ,  $T_{a-c}$  negli strati arenacei più spessi e più grossolani e da sequenze  $T_{c-e}$ , negli strati più sottili e a granulometria più fine. Le superfici degli strati sono generalmente piane e i fenomeni di amalgamazione degli strati non particolarmente frequenti. Sono anche piuttosto rare le controimpronte (*flute cast* e *groove cast*) ma le osservazioni sono spesso ostacolate dall'abbondante detrito correlato alla fratturazione non mineralizzata, molto pervasiva e diffusa.

Raramente sono presenti alla base degli strati di spessore più elevato intervalli calcirudittici. Occasionalmente sono presenti, verso la base della formazione,

strati calcareo-marnosi.

Il rapporto A/P è sempre molto maggiore di 1, per l'assenza nell'area della litofacies pelitico-arenacea a stratificazione molto sottile, nota in letteratura con la denominazione di "arenarie zonate" che in altre aree, come ad esempio nel promontorio occidentale di La Spezia, costituisce una litozona di sviluppo tale da poter essere distinta cartograficamente.

Le età della base e del tetto del Macigno rivestono importanza decisiva ai fini della ricostruzione del processo di attivazione e disattivazione della avanfossa, la cui migrazione diacrona scandisce e riflette le tappe del processo di strutturazione della catena (CATANZARITI *et alii*, 2009).

Anche nell'area del Foglio 261 "Lucca", dove il Macigno affiora con buona continuità soprattutto nei rilievi delle Pizzorne, la ricerca biostratigrafica si è concentrata su questi due orizzonti chiave della successione del Macigno, che sfiora in questo settore della Toscana i 1500 metri di spessore.

Malgrado le notevoli potenzialità dei nannofossili calcarei, la datazione del Macigno presenta sempre rilevanti ostacoli per la difficoltà di campionare livelli pelitici a frazione carbonatica. Il problema è particolarmente reale per il tetto della formazione in quanto l'età della base, quando direttamente databile, non presenta mai scarti rispetto all'età della parte sommitale delle Marne di Rovaggio che, come abbiamo appena detto, costituiscono il primo deposito di avanfossa nel Dominio Toscano e che di conseguenza, nel modello deposizionale concettuale, dovrebbero essere seguite dalle arenarie del Macigno in continuità di sedimentazione.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca", la parte inferiore del Macigno campionata in un livello di marne, circa 150 metri sopra la base della formazione, nell'area di Pescaglia, contiene associazioni indicative della biozona MNP25a (Chattiano) per la presenza di *Sphenolithus ciperoensis*, *S. distentus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *D. scippsae*.

Il tetto del Macigno è anch'esso rappresentato discontinuamente da un livello di marne siltose di spessore ridotto, note in letteratura come Marne di Pontecio ed è da questo orizzonte che proviene la maggior parte dei dati bio e cronostratigrafici che vincolano la fase di disattivazione della avanfossa nel Dominio Toscano. L'identificazione di questo livello è però tutt'altro che agevole per la sua discontinuità, per il ridotto spessore e per il rischio di confondere le marne al tetto del Macigno con marne oligoceniche di pertinenza delle soprastanti Unità Subliguri (marne di Marra).

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" da un affioramento di marne siltose al tetto del Macigno in Val Freddana, proviene un'associazione a nannofossili calcarei (*Cyclocargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Helicosphaera euphratis*, *C. pelagicus*) indicativa dell'Oligocene terminale-Aquitano (MNN1).

Questo dato è coerente con l'età del tetto del Macigno in Val d'Ottavo, in destra del F. Serchio, riferibile alla biozona MNN1b sulla base della presenza del marker *Sphenolithus delphix* in associazione con *C. floridanus* e *C. pelagicus*. Questi dati sono compatibili con l'età del tetto del Macigno dei dintorni di Carrara al margine nord occidentale del massiccio apuano (CATANZARITI *et alii*, 1996).

Regionalmente il Macigno, in base alle associazioni a nannofossili calcarei (FERRINI & PANDELI, 1985; COSTA *et alii*, 1992; COSTANTINI *et alii*, 1993; CATANZARITI *et alii*, 1996; COSTA *et alii*, 1997; CORNAMUSINI *et alii*, 1999; CATANZARITI & PERILLI, 2009), si deposita, tra il Rupeliano sommitale e l'Aquitano, nell'intervallo compreso tra la biozona MNP24 e la sottobiozona MNN1c.

*Chattiano-Aquitano* p.p.

### 3.2 - DOMINIO TOSCANO INTERMEDIO

Al Dominio toscano intermedio vengono riferite sia la Unità tettonica di Santa Maria del Giudice sia l'Autoctono *Auctt.* che affiorano rispettivamente, al di sotto del Calcere Cavernoso della Falda Toscana, nei settori di sud ovest e di nord ovest dell'area del Foglio 261 "Lucca".

In base alle strette analogie stratigrafiche e a considerazioni di carattere strutturale in queste Note viene sostenuta la correlazione tra l'Autoctono *Auctt.* e l'Unità di S. Maria del Giudice.

Per ragioni di opportunità si mantiene tuttavia, provvisoriamente, la distinzione tra le due unità per assicurare agli affioramenti del settore nord occidentale del Foglio 261 "Lucca" la continuità, formale, con l'Autoctono *Auctt.* dei Fogli 260 "Viareggio" e 249 "Massa Carrara" a ovest del Foglio 261 "Lucca".

#### 3.2.1 - Unità tettonica di Santa Maria del Giudice

Correlazioni in ambito CARG

Autoctono *Auctt.* dei Fogli 249 "Massa Carrara", 260 "Viareggio",

250 "Castelnuovo Garfagnana"

L'Unità tettonica di Santa Maria del Giudice appartiene, insieme all'Unità tettonica di Monte Serra, al complesso metamorfico dei Monti Pisani, che, insieme alle Alpi Apuane e alla Montagnola Senese, costituiscono la cosiddetta "Dorsale Medio Toscana".

Questa unità è costituita da un substrato paleozoico sormontato in discordanza dalla successione terrigena e silicoclastica triassica Verrucano (*Auctt.*), cui fa seguito una successione mesozoico-terziaria prevalentemente carbonatica.

### 3.2.1.1 - Scisti di San Lorenzo (LOR)

Gli scisti di San Lorenzo affiorano nella Valle del T. Guappero, tra Vaccoli e località Trivellini e a Badia Cantignano. Altri affioramenti si trovano in corrispondenza dei rilievi a sud di Guamo.

La formazione è costituita da metapeliti e metasiltiti di colore grigio scuro associate a sottili livelli grafitosi, con intercalazioni di metarenarie quarzoso-feldspatiche e livelli conglomeratici. Tutte le litologie sono caratterizzate da patine di ossidazione giallo-rossastre. In corrispondenza degli strati arenacei è possibile in alcuni casi osservare strutture di tipo *cross bedding*.

L'ambiente di deposizione è continentale.

Lo spessore della formazione, la cui base non è esposta, può essere stimato in poche centinaia di metri.

Sulla base dei ritrovamenti nei Monti Pisani dei fossili citati da TREVISAN (1955) e da RAU & TONGIORGI (1974) (*Lepidodendris flora*, *Pecopteris arbore-scens*, *Acitheca isomorpha*, *Sphenophillum oblongifolium*, *Teniopteris multinervis*, *Walchia piniformis*, *Collipteris conferta*). LANDI DEGL'INNOCENTI *et alii* (2008), riferiscono la formazione ad un probabile Stefaniano-Autuniano (Carbonifero superiore-Permiano inferiore) e dubitativamente al Westfaliano (Carbonifero superiore).

*Carbonifero superiore - Permiano inferiore*

### 3.2.1.2 - Breccie di Asciano (BSC)

La formazione è rappresentata da un unico affioramento di estensione metrica in corrispondenza di Monte dei Venti.

Questa formazione è costituita da una metabreccia ad elementi derivanti da quarziti e filladi immersi in una matrice pelitica, con colore di alterazione violaceo.

L'ambiente di formazione è continentale.

Lo spessore non è stimabile. In aree esterne al Foglio 261 "Lucca" sono stati ipotizzati per la formazione 50-80 m di spessore (RAU & TONGIORGI, 1974).

Le breccie di Asciano sormontano in discordanza gli scisti di San Lorenzo e sono sormontate in discordanza dai depositi del Verrucano *Auctt.*

Le breccie di Asciano sono attribuibili all'Autuniano-Saxoniano (PANDELI, 2002).

*Permiano*

### 3.2.1.3 - Formazione della Verruca (VEU)

All'interno della formazione della Verruca sono distinti in letteratura tre membri (SCHIAFFINO & TONGIORGI, 1962), rispettivamente dal basso verso l'alto: anageniti grossolane, scisti violetti e anageniti minute. Nell'area del Foglio 261 "Lucca" sono presenti pochi affioramenti dei soli due membri superiori.

### 3.2.1.4. - Scisti violetti (VEU<sub>2</sub>)

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" questa unità è rappresentata da pochi affioramenti di estensione limitata in corrispondenza dei versanti a sud di Guamo, nei pressi di Badia Cantignano. Gli affioramenti sono costituiti da metapeliti ricche in quarzo, con sottili intercalazioni di metareniti e metasiltiti di colore variabile dal viola al verdastro.

Ambiente di sedimentazione fluviale.

Per la ridotta estensione degli affioramenti non è possibile una stima dello spessore.

Gli scisti violetti giacciono in discordanza sopra le Breccie di Asciano e passano verso l'alto alle Anageniti minute.

Gli scisti violetti sono stati attribuiti al Ladinico superiore (RAU & TONGIORGI, 1974).

*Ladinico superiore*

### 3.2.1.5 - Anageniti minute (VEU<sub>3</sub>)

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" le anageniti minute sono rappresentate da pochi affioramenti di estensione limitata in corrispondenza dei versanti a sud di Guamo, nei pressi di Badia Cantignano.

Questa unità è costituita da metareniti di colore bianco, a grana generalmente fine, alternate a livelli di metapeliti di colore variabile dal viola al verdastro.

Ambiente di sedimentazione fluviale.

Lo spessore non è determinabile per la limitata estensione e frammentarietà degli affioramenti.

Il membro delle anageniti minute è stato attribuito al limite Ladinico-Carnico (RAU & TONGIORGI, 1974).

*Ladinico-Carnico*

### 3.2.1.6 - Grezzoni (GRE)

La formazione, presente solo nella parte meridionale del Foglio, in sinistra della Valle del T. Guappero, è costituita da dolomie e calcari dolomitici di colore grigio scuro con patina di alterazione giallastra. In alcuni casi la stratificazione è espressa da banchi di spessore metrico delimitati da superfici di dissoluzione contrassegnate da lamine stromatolitiche. Più frequentemente la stratificazione è meno evidente e i calcari dolomitici presentano strutture vacuolari che li rendono simili al Calcare Cavernoso.

Secondo analisi di laboratorio si tratta di dolomicriti e dolospariti, talora con cristalli sparsi di albite. Quando è preservata la tessitura originaria della roccia sono riconoscibili microspariti con fantasmi di allochimici, microspariti con lamine stromatolitiche, *wackestones* peloidici, *packstones* e subordinati *grainstones* ooidici, *packstones* bioclastici con frammenti di bivalvi e gasteropodi e rari foraminiferi bentonici (CARMIGNANI *et alii*, in allestimento).

L'ambiente di formazione è di piana tidale con sedimentazione carbonatica.

L'unico affioramento di Grezzoni ha una estensione di circa 6-700 m, e spessore di circa 50 m.

La formazione è stata attribuita al Norico superiore sulla base della presenza di *Worthenia escheri*, *Gyroporella* sp., *Girosostoma guidoni*, *Trochammina oolitica*, *Tube* sp., *Terebratula* sp. (ZACCAGNA, 1932) e di *Agathammina australpina*, *Glomospirella parallela*, *G. friedli*, *Ophthalmidium triadium* (SGUAZZONI, 1968; CIARAPICA & PASSERI, 1978).

*Norico superiore*

### 3.2.1.7 - Marmi dei Monti Pisani (CCE)

La formazione affiora nella parte meridionale del Foglio 261 "Lucca", nel settore compreso tra M. Pianello e la Valle del T. Guappero. Altri affioramenti si trovano lungo il versante settentrionale dei Monti Pisani, tra Villa Zambaldi e il Convento di S. Cerbone.

La formazione è costituita da metacalcari bianchi e, in misura minore, grigi e nocciola, con frequenti venature e aloni di colore grigio-verde e/o giallastro. La grana è fine, la struttura massiva con stratificazione poco evidente, in rari casi individuabile grazie a sottili lamine bioclastiche. In sezione sottile i campioni analizzati mostrano una tessitura granoblastica.

L'ambiente di formazione è di rampa carbonatica prossimale.

Gli spessori massimi vengono raggiunti in corrispondenza degli affioramenti di M. Pianello, con valori intorno ai 250 m.

I marmi dei Monti Pisani sormontano stratigraficamente la formazione dei

Grezzoni e passano verso l'alto alla formazione dei metacalcari con selce.

Al tetto della formazione dei marmi dei Monti Pisani è stato riconosciuto in tre distinte località (Campo di Sotto, La Gattaiola e nei pressi del Convento di S. Cerbone) un livello di esiguo spessore di metacalcari, nodulari, di colore giallastro e rosato, rosso più intenso sulla superficie esterna.

Questo orizzonte, correlabile per la posizione e per la facies al Rosso Ammonitico della Falda Toscana, viene qui risolto come litofacies (**CCEa**) della formazione dei marmi dei Monti Pisani.

La formazione è attribuita al Giurassico inferiore sulla base di ritrovamenti di *Phylloceras cilindricum*, *Rhacophyllites stella*, *Lytoceras* sp., *Arietites* sp., *Aegoceras* sp., *Schlothenia ventricosa* (GIANNINI & NARDI, 1965a).

*Giurassico inferiore*

### 3.2.1.8 - Metacalcari con selce (CLF)

Questa formazione affiora lungo il limite meridionale del Foglio 261 "Lucca", in contatto più o meno continuo con i sottostanti marmi dei Monti Pisani. Affioramenti tipici sono presenti nel versante settentrionale del Monte delle Croci, in località Marraccini.

La formazione è costituita da metacalcari e metacalcari marnosi di colore grigio-scuro e nocciola, alternati a sottili interstrati di metapeliti. I metacalcari includono liste e noduli di selce prevalentemente di colore grigio-chiaro (fig. 21), che nei settori più intensamente deformati si presentano appiattite parallelamente alla foliazione principale. Verso l'alto la gradazione granulometrica degli strati calcarei ne documenta l'originaria natura torbiditica.

Il passaggio alla sottostante formazione dei marmi dei Monti Pisani, osserva-

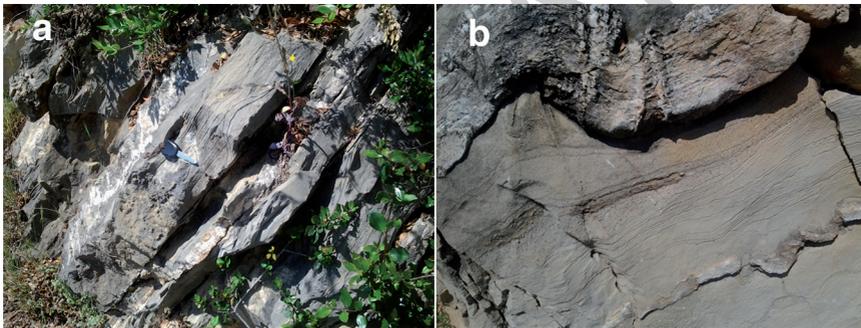


Fig. 21 - Nei riquadri a e b Metacalcari con selce della Unità di S.Maria del Giudice nei M.ti Pisani. In b calcarenite silicizzata grossolana alla base di un banco torbiditico. In rapporto al dominio di piattaforma carbonatica da cui derivano i flussi torbiditici, la formazione presenta caratteri di prossimalità più pronunciati rispetto al Calcarea Selcifero di Limano della Falda Toscana.

bile in località Marraccini, si sviluppa in maniera progressiva per uno spessore di alcune decine di metri.

In presenza della litofacies calcarea nodulare di colore rosato al tetto dei marmi dei Monti Pisani si assiste a un passaggio per alternanze a dei metacalcari grigi foliati privi di selci che passano superiormente ai metacalcari con selce.

Verso l'alto, al passaggio con i calcescisti, aumenta la componente marnosa e le selci si presentano in noduli talvolta di colore rosato.

Ambiente di sedimentazione bacinale.

Questa formazione presenta spessori massimi intorno ai 200 m.

Sulla base delle associazioni ad ammoniti (DE STEFANI, 1876; 1877; MENE- GHINI, 1881; FUCINI, 1900; 1903; UGOLINI, 1905; GIANNINI & NARDI, 1965; DALLAN NARDI L. & NARDI R., 1974), spesso in cattivo stato di conservazione, è possibile attribuire la formazione al Giurassico inferiore *p.p.*

*Giurassico inferiore p.p.*

### 3.2.1.9 - Calcescisti (APU)

La formazione, che affiora lungo tutto il versante orientale dei Monti Pisani, da Monte delle Croci al Monte Orma, è costituita da alternanze di metacalcari di colore grigio e metamarne foliate. In corrispondenza dei livelli calcarei è spesso riconoscibile la gradazione granulometrica, con basi calcarenitiche che passano con progressiva riduzione della granulometria a peliti al tetto dello strato (fig. 22). Il passaggio alla formazione dei metacalcari ad entrochi avviene per alternanze, con gli strati calcarei che si arricchiscono progressivamente in liste di selce nera.

Questa formazione presenta spessori variabili, con valori massimi dell'ordine di 150-200 m.

I calcescisti passano in continuità stratigrafica ai metacalcari con selce verso il basso e ai metacalcari a entrochi verso l'alto.

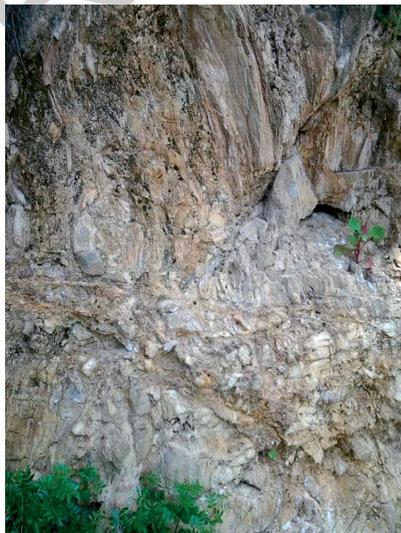


Fig. 22 - Calcescisti della Unità tettonica di S.Maria del Giudice, ad assetto verticale della foliazione S1. (M.ti Pisani).

Sono segnalati rinvenimenti di *Posidonia alpina*, *P. bronni*, *P. ornata*, che riferiscono la formazione al Giurassico inferiore-medio (GIANNINI & NARDI, 1965).

Sedimentazione di ambiente bacinale.

*Giurassico inferiore-medio*

### 3.2.1.10 - Metacalcari a entrochi (ENT)

Questa formazione, già conosciuta come calcari picchiettati (GIANNINI & NARDI, 1965), affiora lungo tutto il versante orientale dei Monti Pisani, da Monte delle Croci al Monte Orma.

La formazione è costituita da metacalcareniti grigie a grana media con liste e noduli di selce nera (fig. 23) che passano verso l'alto a metacalcilutiti nocciola. In alcuni casi sono presenti corpi clastici grossolani messi in posto con processi gravitativi di tipo *mudflow*, con clasti di calcari e selci immersi in una matrice calcilutitica.

Sulla superficie scabra delle metacalcareniti spiccano i cristalli di calcite di colore nero, corrispondenti a frammenti di articoli di crinoide (entrochi).

Il passaggio alle metaradiolariti soprastanti avviene per alternanze.

Sedimentazione torbiditica di ambiente bacinale. Lo spessore massimo si aggira intorno ai 50 m.

I metacalcari a entrochi passano in continuità stratigrafica verso il basso ai calcescisti, e verso l'alto alle metaradiolariti, con le quali non sono da escludere anche rapporti di parziale eteropia.



Fig. 23 - *Facies tipica delle calcareniti risedimentate per onde torbide, della formazione dei metacalcari ad Entrochi dell'Unità tettonica di S.Maria del Giudice cfr. (Calcare picchiettato Auctt.). La formazione presenta caratteri di prossimalità più pronunciata rispetto alle torbiditi carbonatiche del termine stratigrafico omologo della Falda Toscana (Calcare Selcifero della Val di Lima).*

La formazione, correlata ai calcari picchiettati *Auctt.*, è stata attribuita al Giurassico medio da GIANNINI & NARDI (1965a) su basi stratigrafiche.

*Giurassico medio*

### 3.2.1.11 - Metaradiolariti (MDI)

La formazione affiora con continuità lungo il versante orientale dei Monti Pisani.

È costituita da metaradiolariti varicolori, dal rosso al verde al grigio-chiaro, in straterelli di spessore centimetrico, alternati a sottili livelli di metapeliti. Nella parte alta passano a scisti silicei.

In sezione sottile sono costituite da quarziti con sottili livelli lepidoblastici di miche e clorite.

La sedimentazione avviene in ambiente di mare profondo al di sotto della CCD. Lo spessore della formazione può essere stimato intorno ai 50 m.

Le metaradiolariti passano in continuità stratigrafica verso il basso ai metacalcari a Entrochi e verso l'alto agli scisti sericitici.

La formazione è attribuita al Giurassico superiore per correlazione con i Diapri della Falda Toscana.

*Giurassico superiore*

### 3.2.1.12 - Scisti sericitici (SSR)

La formazione affiora con continuità lungo il versante occidentale dei Monti Pisani, da Monte delle Croci a Castello Passerino, e in corrispondenza dei primi rilievi al di sopra di Pugnano.

Essa è costituita da metapeliti di colore variabile dal rosso-violaceo al verde, con rare intercalazioni di metacalcari torbiditici nella parte inferiore della formazione, in prossimità del contatto con le metaradiolariti.

In sezione sottile, le metapeliti sono costituite da letti lepidoblastici di miche e clorite, alternati a letti granoblastici di calcite e quarzo.

Lo spessore della formazione, di difficile valutazione a causa dell'intensa deformazione è stimabile in circa 200 m. Sedimentazione di ambiente bacinale.

La base della formazione è da attribuire alla parte alta del Cretacico inferiore (Aptiano-Albiano) per correlazione con la Scaglia Toscana della Falda Toscana. La diretta sovrapposizione alle metaradiolariti (Giurassico superiore) sembra implicare una importante lacuna di sedimentazione in corrispondenza del Neo-

comiano.

Nella parte alta della formazione, nella zona di Molina di Quosa, furono riconosciuti in sezione sottile (GIANNINI *et alii*, 1962), foraminiferi eocenici (*Globorotalia* sp. e *Hantkenina* sp.). È possibile che la formazione includa anche livelli correlabili alle marne di Rovaggio della Falda Toscana e raggiunga quindi l'Oligocene (PUCCINELLI *et alii*, 2010a).

*Cretacico inferiore p.p. -?Oligocene*

### 3.2.1.13 - Pseudomacigno (PSM)

La formazione, affiorante al nucleo di sinclinali lacerate a carico degli scisti sericitici, affiora nei M. Pisani nei dintorni di Pugnano, lungo la valle tra Monte Maggiore e Monte Romagna e nei pressi di Case Freghino.

Si tratta di metarenarie quarzoso-feldspatiche grigie in bancate da pluridecimetriche a metriche, alternate a livelli di metapeliti e metasiltiti. Negli strati e banchi arenacei è discontinuamente osservabile la gradazione granulometrica. Relativamente frequenti i livelli a *clay chip*.

Petrograficamente le arenarie sono classificate come metagrovacche a quarzo, feldspato, mica e, in misura minore, litici derivanti da rocce metamorfiche.

Lo spessore dello Pseudomacigno è di un ordine di grandezza inferiore rispetto al Macigno della Falda Toscana raggiungendo alcune decine di metri. Sedimentazione torbidityca di ambiente di avanfossa.

Lo Pseudomacigno sormonta in continuità stratigrafica la formazione degli Scisti sericitici.

BONATTI (1938) riconobbe la corrispondenza petrografica tra lo Pseudomacigno e il Macigno della Falda Toscana e propose per lo Pseudomacigno una età terziaria.

La base della formazione è datata all'Oligocene superiore *p.p.*, per la presenza nei livelli al nucleo della sinclinale di Orto di Donna (Alpi Apuane) di *Eulepidina dilatata* e *Nephrolepidina marginata* (NARDI, 1963; DALLAN NARDI, 1977; MONTANARI E ROSSI, 1983). Il tetto della formazione, per analogia con il Macigno più esterno della Falda Toscana dovrebbe raggiungere l'Aquitaniiano.

*Oligocene superiore-Aquitaniiano p.p.*

### 3.2.2. - Autoctono Auctt.

Questa unità tettonica è rappresentata, nel settore nord occidentale del Foglio (Sezione Pescaglia), da tre sole formazioni.

### 3.2.2.1. - Grezzoni (GRE)

I Grezzoni dell'Autoctono non si differenziano dai Grezzoni dell'Unità tettonica di Santa Maria del Giudice, ai quali si rimanda per la descrizione.

*Norico*

### 3.2.2.2 - Scisti Sericitici (SSR<sub>1</sub>)

La formazione degli scisti sericitici è rappresentata dal solo membro del marmo cipollino

È costituito da metacalcareniti e metacalcilutiti grigio-chiare, verdastre e biancastre con interstrati metapelitici grigio-verdastri e subordinatamente rosso-violacei.

Petrograficamente si tratta di calcescisti a tessitura granoblastica da medio-fine a molto grossolana con cristalli di calcite per lo più fortemente appiattiti. Ai letti calcitici si intercalano letti lepidoblastici grigio-verdognoli costituiti da clorite e mica bianca.

Il cipollino è interpretato in letteratura come un membro della formazione degli scisti sericitici forse correlabile ai calcari di Puglianella, della formazione della Scaglia Toscana, della Falda Toscana.

Lo spessore massimo è di alcune decine di metri. La sedimentazione è di ambiente bacinale.

*Cretacico superiore*

### 3.2.2.3 - Pseudomacigno (PSM)

La formazione è costituita da metarenarie quarzoso-feldspatiche grigie in bancate da pluridecimetriche a metriche nella parte bassa della successione e in strati prevalentemente decimetrici nella parte alta dove diventano frequenti le intercalazioni metapelitiche e metasiltitiche ("ardesie" *Auctt.*). Nelle bancate arenacee è di solito preservata la gradazione granulometrica.

Petrograficamente le metarenarie sono descritte come *metawackes* a quarzo, feldspato e mica, e subordinati litici, prevalentemente derivanti da rocce metamorfiche. I livelli metapelitici e metasiltitici risultano da alternanze da millimetriche a centimetriche di letti granoblastici fini a quarzo, albite e miche e letti lepidoblastici costituiti da clorite e mica bianca (CARMIGNANI *et alii*, in allestimento).

Lo spessore può essere stimato in alcune centinaia di metri.

La sedimentazione è di ambiente di avanfossa.

La base della formazione è datata all'Oligocene superiore per presenza nella sinclinale di Orto di Donna (Alpi Apuane) di *Eulepidina dilatata* e *Nephrolepidina marginata* (NARDI, 1963; DALLAN NARDI, 1977; MONTANARI & ROSSI, 1983).

Il tetto della formazione, per analogia con il Macigno più esterno della Falda Toscana, dovrebbe raggiungere l'Aquitaniense.

*Oligocene superiore-Aquitaniense* p.p.

### 3.3 - DOMINIO TOSCANO ESTERNO

Nella soluzione paleogeografica sostenuta in queste Note, al Dominio toscano esterno viene attribuita l'Unità tettonica di Monte Serra.

#### 3.3.1 - Unità tettonica di Monte Serra

*Correlazioni in ambito CARG*

*Unità tettonica di Massa dei Fogli 249 "Massa Carrara e 260 "Viareggio"*

L'Unità tettonica di Monte Serra sottostà tettonicamente alla Unità di Santa Maria del Giudice. È caratterizzata da un substrato paleozoico al di sopra del quale giace in discordanza la serie terrigena silicoclastica triassica (Verrucano *Auctt.*). Nell'area del Foglio 261 "Lucca" l'Unità tettonica di Monte Serra è rappresentata dalla formazione delle quarziti di Monte Serra.

##### 3.3.1.1 - Quarziti di Monte Serra (QMS)

All'interno della formazione delle quarziti di Monte Serra sono stati distinti in letteratura quattro membri (RAU & TONGIORGI, 1974), rispettivamente dal basso verso l'alto: scisti verdi, quarziti verdi, quarziti bianco-rosa e quarziti viola zonate. Nel Foglio 261 "Lucca" non è stato possibile cartografare separatamente queste unità per la frammentarietà degli affioramenti. All'interno dell'area in studio affiora la parte alta della successione, comprendente i due membri superiori (quarziti bianco-rosa e quarziti viola zonate).

La formazione affiora in corrispondenza del versante settentrionale dei Monti Pisani, tra San Quirico e Massa Macinaia.

La formazione è costituita da quarziti a grana generalmente fine, di colore da grigio chiaro a rosato, in strati di spessore da centimetrico a decimetrico. Gli strati sono caratterizzati da laminazione piano-parallela ed incrociata e impronte di fondo da corrente del tipo *groove cast* e *flute cast*. Alle quarziti alternano lamine centimetriche di metapeliti e metasiltiti di colore violaceo. Verso l'alto della for-

mazione gli strati di quarziti diminuiscono di spessore e diventano predominanti i livelli di metapeliti.

La sedimentazione è di ambiente di piana costiera in prossimità di apparati deltizi.

Lo spessore massimo può essere stimato intorno al centinaio di metri.

RAU & TONGIORGI (1974) datano la formazione al Carnico.

*Carnico*

#### 4. SUCCESSIONE CONTINENTALE DELLE CERBAIE E DELLA PIANA DI LUCCA (PLIOCENE INFERIORE-PLEISTOCENE MEDIO)

Si tratta di un sistema deposizionale di ambiente continentale che, nell'ambito del Foglio 261 "Lucca", si sviluppa nel sistema collinare delle Cerbaie e nel sottosuolo della Piana di Lucca, attribuito abbastanza concordemente dagli studiosi nel passato ad un ambiente fluvio-lacustre per l'associazione di facies clastiche grossolane (conglomerati e sabbie, di ambiente fluviale) e terrigene fini (limi ed argille, di ambiente lacustre). Un recente lavoro analitico di carattere sedimentologico (SARTI *et alii*, 2001) ha reinterpretato i depositi pelitici attribuendoli, non ad un ambiente lacustre, ma ad un ambiente fluviale di piana alluvionale.

Questi nuovi dati creano la premessa per una diversa interpretazione complessiva del sistema deposizionale che verrà sviluppata e discussa nel capitolo VI di queste Note.

##### 4.1 - FORMAZIONE DI MARGINONE-MASTROMARCO (MNG)

È costituita da un'alternanza di argille azzurre, argille siltose (fig. 24) sabbie e sabbie siltoso-argillose con malacofaune (bivalvi e gasteropodi), oligotipiche, dulcicole terrestri. Le sabbie, da medie a grossolane, più frequenti nella parte medio-alta, sono clinostratificate o piano parallele e base spesso erosiva. Nella parte alta sono frequenti livelli di conglomerati poligenici, spesso cementati, con ciottoli derivanti da unità tettoniche diverse (Unità tettoniche Liguri s.l., Unità tettonica della Falda Toscana e unità toscane metamorfiche).

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" affiora la parte medio-bassa della formazione sormontata, secondo una superficie di discordanza stratigrafica, dai conglomerati di Montecarlo e dai conglomerati delle Cerbaie.

Il substrato della formazione è costituito da differenti unità tettoniche (Falda Toscana, Liguridi s.l. e unità toscane metamorfiche).

I pozzi per acqua più profondi (200 m) non hanno mai raggiunto il substrato (NARDI *et alii*, 1987); si stima che lo spessore della formazione possa raggiungere

i 400 m, come indicato dalla stratigrafia del pozzo Pontetetto 1 perforato da Enel Larderello nel 1962, 2 km a sud di Lucca (GHELARDONI *et alii*, 1968).

Alla formazione sono state attribuite età discordanti da parte dei vari studiosi:

Villafranchiano superiore (FUCINI, 1891; MERLA, 1949; RICCIARDI, 1952; TREVISAN *et alii*, 1971a), Ruscignano superiore-Villafranchiano superiore (DALLAN, 1988), Villafranchiano medio-superiore (ZANCHETTA *et alii*, 1994; ZANCHETTA, 1995; CAREDIO *et alii*, 1995), Villafranchiano (SARTI *et alii*, 2001).

Rimane comunque accertato che:

a) dalla parte basale della formazione affiorante nei dintorni di Lappato (cave della fornace S.A.L.L.A.) proviene il metacarpo di *Alephis lyrix*, che ne consente l'attribuzione al Pliocene inferiore (Ruscignano superiore, DALLAN, 1988).

b) la base della formazione nei dintorni di Lamporecchio, a SE del pianalto delle Cerbaie, ha un'età necessariamente più recente del sottostante substrato (formazione di Toiano del Pliocene medio, CAREDIO *et alii*, 1995).

c) in livelli stratigrafici basali sono presenti resti di mammiferi, di ostracodi d'acqua dolce, di laminari bivalvi e di gasteropodi di ambiente continentale.

Secondo i dati paleontologici e stratigrafici la base della formazione Marginone-Mastromarco ringiovanisce da NW (Pliocene inferiore) a SE (Pleistocene inferiore) mentre non sono disponibili in letteratura dati che vincolino l'età del tetto della formazione.



Fig. 24 - Le argille e le sabbie, di ambiente continentale, della formazione di Marginone- Mastromarco nelle pareti di cava nei dintorni di Mastromarco ad est del Padule di Fucecchio (da CAREDIO *et alii*, 2002).

La formazione di Marginone-Mastromarco può essere riferita nell'insieme a un intervallo di tempo compreso tra il Pliocene inferiore (Zancleano *p.p.*) e il Pleistocene inferiore (Gelasiano) (Rusciniano superiore-Villafranchiano superiore *Auctt.*).

Ambiente di deposizione di piana alluvionale (SARTI *et alii*, 2001). In precedenza questa formazione veniva attribuita ad un ambiente di sedimentazione lacustre (TREVISAN *et alii*, 1971; DALLAN, 1988; FEDERICI & MAZZANTI, 1988; PUCINELLI, 1992; CAREDIO *et alii*, 1995).

*Pliocene inferiore (Zancleano p.p.) -Pleistocene inferiore (Gelasiano)*

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

La formazione è costituita da conglomerati polimittici, clasto-sostenuti in matrice sabbiosa, spesso alterata, con intercalazioni di sabbie fini rossastre, di argille sabbiose e argille azzurre (fig. 25). I clasti, da subarrotondati ad arrotondati, arrossati e di dimensioni comprese tra qualche centimetro a qualche decimetro, provengono dalle formazioni affioranti sia a nord e, nordest, della Piana (Macigno e Unità Liguri s.l.), sia a sudovest (Unità metamorfiche del Monte Pisano). La continuità laterale dei corpi conglomeratici con spessori di qualche metro è dell'ordine di poche decine di metri, mentre quella delle lenti sabbiose è assai limitata.

I conglomerati di Montecarlo affiorano prevalentemente nella parte sudorientale del foglio dove giacciono in discordanza stratigrafica sulla formazione di Marginone-Mastromarco e sono ricoperti, secondo una superficie erosiva, dai



Fig. 25 - La formazione dei conglomerati di Montecarlo, di ambiente fluviale del "Villafranchiano superiore" (da DALLAN, 1988).

conglomerati delle Cerbaie.

Spessore 150-200 m.

L'età, in mancanza di reperti paleontologici, può essere attribuita solo in base a considerazioni stratigrafiche; anche in questo caso tuttavia non c'è accordo tra gli Autori: Pleistocene medio (DALLAN, 1988); Pleistocene inferiore-medio (ZANCHETTA, 1995; SARTI *et alii*, 2001).

Facendo riferimento alle Note illustrative del Foglio 262 "Pistoia" (PUCCINELLI *et alii*, 2010b), la formazione può essere riferita a un intervallo di tempo compreso tra il Villafranchiano superiore e il Galeriano *Auctt.*

Ambiente di sedimentazione continentale, fluviale.

*Pleistocene inferiore (Calabriano)*

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

I depositi, terrazzati, riferibili a un ciclo fluviale del Pleistocene medio, sono costituiti in prevalenza da conglomerati polimitlici clasto-sostenuti in matrice sabbiosa color rosso-ocra (fig. 26). I ciottoli, arrotondati o subangolari, da centimetrici a decimetrici, con dimensioni massime fino a 15 cm, sono organizzati in livelli alternati a sabbie fini, sabbie limose arrossate e limi argillosi da grigi a gialli, alterati.

La loro composizione indica una alimentazione sia dai Monti Pisani (quarziti bianche, rosa, viola e verdi), sia dalle Pizzorne, dove affiorano il tetto della Falda Toscana (formazione del Macigno) e alcune unità Liguri. Dove osservabile, la continuità laterale dei corpi conglomeratici, con spessori di qualche metro, e delle sottili intercalazioni sabbiose si estende per qualche decina di metri.



Fig. 26 - La discordanza angolare dei conglomerati delle Cerbaie, di ambiente fluviale (Pleistocene medio) sulle argille e sabbie della formazione Marginone-Mastromarco (Pliocene inf.) nel settore nord occidentale dell'area di distribuzione di quest'ultima.

La formazione presenta suoli a plintite, espressione di una lunga esposizione in ambiente caldo-umido, come quello verificatosi durante l'interglaciale Mindel-Riss (MAGALDI *et alii*, 1983).

Nella parte sudorientale del Foglio affiora la porzione della formazione che rappresenta la parte apicale di un esteso deposito fluviale che immerge verso sud con un'inclinazione media di 2°/3°. I conglomerati delle Cerbaie sono probabilmente interpretabili come un deposito di paleoconoide e sormontano in discordanza sia la formazione di Marginone-Mastromarco sia i conglomerati di Montecarlo, da cui si differenziano per la diversa configurazione morfologica oltretutto per una maggiore eterogeneità e dimensioni minori dei ciottoli.

Lo spessore dei conglomerati delle Cerbaie non supera i 20-30 m.

L'età, in mancanza di reperti paleontologici, si basa sulla correlazione con la formazione dei conglomerati e sabbie di Casa di Poggio ai Lecci, che affiora in sinistra della medio-bassa valle del F. Arno, da cui provengono livelli di tufiti (SQUARCI & TAFFI, 1967; MAZZANTI, 1983; NENCINI, 1983; MARRONI *et alii*, 1990), datate a circa 0,6 Ma (ARIAS *et alii*, 1981), BIGAZZI *et alii*, 1994).

*Pleistocene medio*

## 5. DEPOSITI CONTINENTALI DEL PLEISTOCENE SUPERIORE - OLOCENE

Derivano dall'azione di erosione, di trasporto e di deposito delle acque correnti superficiali (terrazzi alluvionali, alluvioni recenti e attuali, terreni palustri con contenuti variabili di materiale organico) e dall'azione della gravità (frane e detriti). In questa categoria sono compresi anche i depositi legati all'azione di vari agenti morfogenetici, come i depositi eluvio-colluviali, che ricoprono superfici relitte, oppure come le terre rosse derivanti da processi di origine carsica.

### 5.1. - DEPOSITI ALLUVIONALI ANTICHI (b<sub>b</sub>)

Questi depositi, attribuiti in passato al "II ciclo lacustre" (F° 105 Lucca della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, TREVISAN *et alii*, 1971a), sono costituiti da ghiaie polimittiche in matrice sabbiosa e da limi sabbiosi. Sulla base di evidenze geomorfologiche, in quanto i depositi, terrazzati, sono limitati superior-

mente da superfici piatte, e caratterizzati da forma allungata secondo la direzione della valle, oltrechè in base a correlazioni litostratigrafiche ed evidenze sedimentologiche, i depositi del “II ciclo lacustre” (*Auctt.*), vengono attribuiti in queste Note a un ciclo fluviale.

Lo spessore difficilmente supera i 10 m.

L'età di questi depositi può essere attribuita a un intervallo di tempo compreso tra il Pleistocene medio/superiore e l'Olocene.

*Pleistocene superiore*

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

Sono dislocati in vari ordini e quindi a varie altezze lungo le valli del F. Serchio e nella parte terminale dei suoi affluenti di destra; sono costituiti da ghiaie e ciottolami, eterometrici e mal classati, sia clasto che matrice-sostenuti, polimittici o monimittici, con clasti spesso embriciati. I vari ordini dei terrazzi sono difficilmente correlabili tra loro a causa della limitata continuità e del differente tasso di sollevamento relativo.

Sono stati inclusi in questa categoria anche i depositi alluvionali della Piana di Lucca attribuiti a due distinti cicli fluviali.

Il primo ciclo, riferito al Würm II da TREVISAN & TONGIORGI (1953), ha dato luogo ai “conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina” (FANCELLI *et alii*, 1986; MARRONI *et alii*, 1990) che sormontano in discordanza la formazione di Marginone-Mastromarco. Questi depositi costituiti da ghiaie e sabbie di spessore variabile, compreso tra 10 m e 40 m, affiorano nella parte settentrionale della Piana a sud di Ponte a Moriano (zona di Saltocchio-San Piero a Vico) e si approfondiscono sia verso ovest (ramo Filettole-Ripafratta), sia verso sud (ramo Bientina).

Il secondo ciclo, che occupa quasi interamente la pianura, è stato distinto in due classi granulometricamente decrescenti nord a sud.

La prima classe, denominata localmente “bellettone” ed estesa nella parte settentrionale della Piana, è rappresentata da limi sabbiosi; gli spessori sono assai variabili (da pochi metri a oltre 20 m a ovest di Lucca).

La seconda classe, confinata in una fascia ristretta della parte centrale della Piana, corrisponde a limi argillosi; ha spessori ridotti, che non superano i 10 m.

*Pleistocene superiore-Olocene*

### 5.3. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (**b<sub>2</sub>**)

È costituita da sedimenti prevalentemente argilloso-sabbiosi, conservati in corrispondenza della sommità dei rilievi in aree subpianeggianti, chiamate comunemente superfici relitte, preservate dall'erosione e con un certo dislivello rispetto ai fondovalle, quali testimoni di un repentino e recente sollevamento. Esse si trovano con una certa frequenza sui pianori dei rilievi delle Pizzorne. BARTOLINI (1980) e BARTOLINI *et alii* (1984), facendo riferimento anche ad aree limitrofe, hanno stimato in varie centinaia di metri il sollevamento delle dorsali montuose a partire dalla fine del Villafranchiano.

Le arenarie del Macigno della Falda Toscana danno luogo per processi pedogenetici ad una coltre eluviale localmente ben sviluppata di colore arancio per ossidazione (fig. 27).

Lo spessore è generalmente di alcuni metri.

*Pleistocene superiore-Olocene*

### 5.4. - DEPOSITO DI FRANA ANTICA (**a<sub>1b</sub>**)

L'accumulo di frana nella maggior parte dei casi, soprattutto quando il substrato è costituito da rocce calcaree o arenacee fratturate e degradate, comprende frammenti litici eterogenei ed eterometrici, dispersi in un'abbondante matrice limoso-argillosa; quando invece il substrato è argillitico-argilloso, i frammenti litici sono in parte o del tutto assenti. Meno frequentemente sono riconoscibili corpi di frana in rocce scompagnate, attribuibili a scorrimenti in blocco. Questi fenomeni franosi nella maggior parte dei casi non manifestano, se non local-



Fig. 27 - Le arenarie del Macigno della Falda Toscana producono abitualmente coltri colluviali e/o pedogenetiche di rilevante spessore.

mente, indizi di attività attuale o recente; spesso l'attività antropica è causa di riattivazione (tagli di pendio, scavi, appesantimento delle testate, alleggerimento della zona di piede, saturazione del corpo di frana, da parte di scarichi pluviali e/o fognari, ecc.).

Di frequente questi fenomeni si sono generati in condizioni climatiche e morfo-strutturali diverse o parzialmente diverse dalle attuali; tra queste si ricorda una maggiore frequenza e intensità di piogge e terremoti e tassi di sollevamento elevati, in accordo con le ipotesi avanzate da D'AMATO AVANZI *et alii* (1995), che facevano risalire i primi movimenti al Pleistocene medio/superiore.

Gli spessori sono molto variabili e dipendono dal tipo di fenomeno e dal volume di versante coinvolto; nei movimenti più estesi essi potrebbero superare il centinaio di metri.

*Pleistocene superiore-Olocene*

#### 5.5.- DEPOSITO DA *DEBRIS FLOW* (**b<sub>4</sub>**)

Deposito originato da colate detritiche torrentizie, caratterizzato da materiale a granulometria molto variabile; si osserva spesso un accumulo caotico di ghiaia e massi inglobati in una matrice sabbioso-limoso-argillosa, associati spesso a tronchi d'albero e altri detriti vegetali. Si originano come masse fangose in sospensione acquosa che si propagano lungo le aste torrentizie come un unico corpo, senza separazione tra la fase solida e quella liquida, caratterizzate da un'elevata capacità erosiva.

Il deposito è caratterizzato da gradazione granulometrica inversa, con i blocchi di dimensioni maggiori generalmente concentrati alla sommità del deposito.

Questi depositi vengono attribuiti al Quaternario recente.

*?Pleistocene superiore-Olocene*

#### 5.6. - DEPOSITO DI FRANA (**a<sub>1a</sub>**)

È costituito nella maggior parte dei casi, quando il substrato è rappresentato da rocce calcaree o arenacee fratturate e degradate, da frammenti litici eterogenei ed eterometrici, dispersi in un'abbondante matrice limoso-argillosa; quando invece il substrato è argillitico-argilloso i frammenti litici sono scarsi o del tutto assenti. Il tipo di attività recente o attuale di questi fenomeni è stata definita sulla base dell'osservazione diretta al momento del sopralluogo o in base a testimonianze della popolazione residente.

In pratica sono state rilevate le modificazioni “fresche” del corpo di frana (di prima, di seconda o di successive generazioni) quali fratture di tensione al coronamento, rigonfiamenti e movimenti al piede e lungo il pendio, variazioni del regime idrologico, degrado della vegetazione, lesioni sui manufatti.

*Olocene*

#### 5.7. - DEPOSITI ALLUVIONALI (**b<sub>a</sub>**)

I depositi alluvionali, mobili o stabilizzati, accumulati nell'alveo di magra, e di piena, del F. Serchio e dei suoi principali affluenti di destra, hanno granulometria generalmente grossolana (ghiaie in matrice sabbiosa) e composizione monogenica o poligenica in relazione alla costituzione litologica del bacino idrografico.

Il nastro dei depositi alluvionali del F. Serchio, caratterizzato da isole fluviali colonizzate da vegetazione fluviale, incide i depositi della Piana di Lucca, descritti in precedenza, sul margine nord occidentale della Piana stessa. La larghezza massima dei depositi alluvionali del F. Serchio sfiora i 500m nel tratto terminale del corso, tra Filettole e Colognole.

Depositati alluvionali sono confinati anche nell'alveo del T. Pescia nel settore orientale dell'area del Foglio.

Sono riferibili all'intervallo Würm II-Attuale.

*Olocene*

#### 5.8. - DETRITO DI VERSANTE (**a**)

L'azione degli agenti fisico-chimici sulle rocce madri fratturate dà luogo a prodotti di alterazione, generalmente sabbiosi e argillosi, di qualche metro di spessore, che si accumulano in piccole depressioni o in vallette poco incise, e sui versanti poco acclivi.

*Olocene*

### 5.9. - DETRITO DI FALDA (a<sub>3</sub>)

Questo deposito, costituito da clasti litoidi spigolosi, eterometrici, in scarsa matrice, si accumula per gravità alla base di scarpate rocciose o allo sbocco di vallette secondarie; più raramente in corrispondenza di zone caratterizzate da intensa fatturazione, formando falde e coni di detrito.

Lo spessore massimo può raggiungere i 10 m nella parte frontale.

*Olocene*

### 5.10. - DEPOSITI LACUSTRI E PALUSTRI (e)

Sono presenti:

- ai margini del Lago di Massaciuccoli;
- in una depressione morfologica a ovest della collina di San Ginese; soggetta al ristagno di acque;
- nella parte meridionale della Piana di Lucca, in corrispondenza della linea di riva settentrionale del lago di Bientina (*Sextum*), oggi estinto in seguito alle opere di bonifica.

Non è risultata possibile la distinzione in carta dei depositi palustri dai depositi lacustri/palustri.

Dove prevalgono i sedimenti lacustri, limi e argille con scarso materiale organico sono più frequenti; dove invece prevale il deposito palustre aumenta in quantità il materiale organico.

Livelli di torba sono presenti in una ristretta fascia ai margini del Lago di Massaciuccoli. Il loro spessore, mal conosciuto, potrebbe essere stimato al massimo in una decina di metri.

Contengono resti di associazioni faunistiche e vegetali affini alle attuali.

Lo spessore valutabile è di pochi metri sulla base di sondaggi geognostici (dintorni di Massarosa). Il sondaggio ENEA (MENOZZI *et alii*, 2002) a sud del lago di Massaciuccoli registra circa 10 metri di argille limose con livelli di torba.

*Olocene*

PROGETTO

CARG

## V - TETTONICA

### 1. - INTRODUZIONE

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" sono presenti otto unità tettoniche di significato regionale, derivanti dai tre principali domini paleogeografici in cui si organizzano tutte le unità tettoniche pre-neogeniche dell'Appennino Settentrionale. Anche in quest'area è possibile riconoscere l'ordine geometrico verticale comune a tutto il settore occidentale (settore ligure-tirrenico) della catena.

Alla base dello *stacking* strutturale si collocano le unità tettoniche del Dominio Toscano, rispettivamente dal basso verso l'alto: Unità tettonica del Monte Serra (*cf.* Unità tettonica di Massa), Autoctono *Auctt.* a NW e Unità di S. Maria del Giudice, a SW (*cf.* Autoctono *Auctt.*) e Unità tettonica della Falda Toscana cui si sovrappongono le unità tettoniche del Dominio Subligure (nell'area rappresentate dalla sola Unità tettonica Marra - Coli), a loro volta sovrascorse dalle unità tettoniche del Dominio Ligure (Liguridi) (fig. 28) costituite, dal basso verso l'alto, da: Unità tettonica Monte Morello, Unità tettonica inferiore del Flysch ad Elmintoidi e Unità tettonica di Monte Gottero.

In quest'area, così come più in generale in tutta la Toscana a nord del F. Arno, sono assenti, probabilmente perché mai deposte, le successioni sedimentarie del Messiniano e del Plio-Pleistocene (Neoautoctono *Auctt.*), che viceversa caratterizzano la Toscana sud-occidentale dove, organizzandosi in numerosi cicli sedimentari marini e transizionali, registrano, attraverso ripetuti eventi trasgressivo-

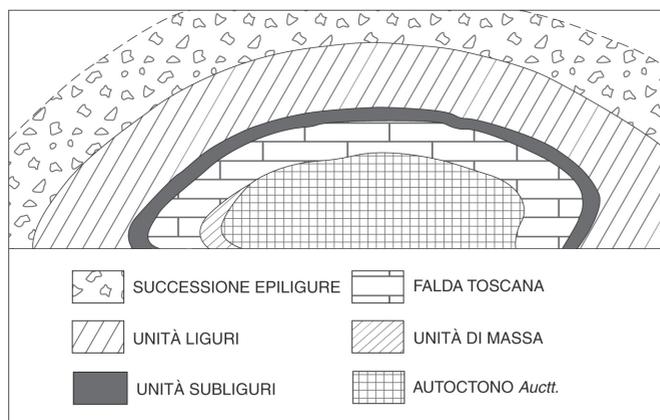


Fig. 28 - L'edificio strutturale del settore occidentale dell'Appennino settentrionale. Al tetto dello stacking è ipotizzata la Successione Epiligure, interamente smantellata dall'erosione.

regressivi, le tappe più recenti della strutturazione post-collisionale dell'Appennino Settentrionale.

È inoltre assente nell'area del Foglio 261 "Lucca", al di sopra delle Liguridi, la Successione Epiligure che, nel settore orientale dell'Appennino Settentrionale (settore padano-adriatico) filtra il lungo ciclo deformativo polifase sigillando, attraverso una *unconformity* di primo ordine, le strutture della Fase mesoalpina (Fase Ligure) del Paleocene superiore- Eocene medio.

In tutto il settore occidentale (settore ligure-tirrenico) la Successione Epiligure è d'altra parte molto meno continua e completa rispetto al settore orientale della catena (fig. 2). In questo caso però non si può escludere che qui, come in tutta l'area del ricoprimento apuano, una copertura Epiligure di significato analogo ai Conglomerati di Portofino, sia stata smantellata nel corso dell'esumazione della catena unitamente al flysch del Monte Antola (Unità tettonica superiore del Flysch ad Elmintoidi) che, più a NW, nella Liguria di levante (Portofino), costituisce l'immediato substrato dei conglomerati omonimi (Conglomerati di Portofino) di età oligocenica che incrostano in discordanza i calcari del flysch (fig. 28).

Un interesse particolare rivestono in rapporto a questa problematica i depositi continentali di Aulla e Sarzana per la possibilità che essi siano coinvolti in limitati sovrascorrimenti tardivi antecedenti alla fase plicativa tirreno-vergente del margine nord occidentale (Castelpoggio) del massiccio delle Apuane (fig. 2)

La ricostruzione dell'edificio strutturale nell'area del ricoprimento apuano, e in particolare la possibile esistenza al tetto dell'edificio stesso del flysch del Monte Antola e della Successione Epiligure, riveste una importanza specifica in rapporto alla definizione dell'ambiente termobarico che ha controllato il metamorfismo dell'Unità tettonica di Massa e dell'Autoctono Auctt. e il metamorfismo di grado molto basso (anchimetamorfismo) della Falda Toscana in quest'area.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca", al tetto dello *stacking* strutturale si sviluppa, in corrispondenza delle colline a est della Piana di Lucca, un sistema deposizionale continentale articolato in diverse unità stratigrafiche (Pliocene inferiore-Pleistocene superiore), il cui interesse, a livello concettuale, risiede nella possibilità che nei suoi, purtroppo assai scadenti, affioramenti sia registrata la storia deformativa plio-pleistocenica.

L'edificio strutturale, nell'area del Foglio 261 "Lucca" così come in tutto l'Appennino Settentrionale, è il risultato di un processo deformativo che, con l'inversione del ruolo geodinamico del margine della placca Adria (da margine passivo a margine attivo) si sviluppa a partire dal Cretacico superiore (circa 100 Ma).

Il prodotto finale di questo processo è quindi costituito da una struttura polifasica complessa (il prisma di accrezione) alla cui risoluzione gli studi condotti per la realizzazione del Foglio 261 "Lucca" contribuiscono con nuovi dati e interpretazioni in molti casi innovative.

## 2. L'EVOLUZIONE STRUTTURALE

### 2.1 - LE FASI ESTENSIONALI PRE COLLISIONALI (TRIASSICO MEDIO-CRETACICO SUPERIORE)

#### *La tettonica estensionale pre-rifting oceanico.*

La geodinamica contrazionale attiva nel sistema Corsica-Appennino Settentrionale a partire dal Cretacico superiore è preceduta per un arco temporale di circa 180 Ma da un processo di estensione litosferica, attivo alla scala dell'intero cratone europeo, che nell'Appennino Settentrionale si apre con la fase che controlla la trasgressione medio-triassica (Verrucano) sul basamento tardo-ercinico rappresentato, nel Foglio 261 "Lucca", dalla formazione degli scisti di S.Lorenzo (Permo-Carbonifero) dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" la Fase estensionale medio-triassica controlla l'annegamento del continente ercinico con una evoluzione del processo deposizionale che nel corso dell'intervallo Triassico medio - Giurassico inferiore comporta, con riferimento alle successioni delle unità tettoniche toscane metamorfiche, il passaggio da facies continentali di ambiente fluviale (anageniti, quarziti del Monte Serra) a facies di piattaforma carbonatica di mare poco profondo protetto dagli apporti terrigeni (Grezzoni e marmi).

La Fase medio-triassica non è viceversa documentata nella Successione della

Falda Toscana, la cui base geometrica è costituita, qui come in tutta l'area del ricoprimento apuano, dal Calcere Cavernoso senza quasi più alcuna traccia, in affioramento, della successione evaporitica con cui viene comunemente identificato l'orizzonte di scollamento della Falda Toscana dal suo substrato originario. Le evaporiti sono conservate per lo più nel sottosuolo, ritrovandole in sondaggio anche all'interno dell'area del Foglio 261 "Lucca", in località Pontetetto, dove sono state attraversate circa 350 m. di anidriti in contatto sul Verrucano dei Monti Pisani (GIANNINI & NARDI, 1965a).

Nel Dominio toscano interno è ben espressa la fase di annegamento della piattaforma carbonatica del Giurassico inferiore. Nella Falda Toscana, questa volta più chiaramente che nelle sottostanti unità toscane tettono-metamorfiche, dove i processi di ricristallizzazione hanno cancellato più o meno profondamente l'impronta sedimentaria, è ben espressa questa seconda fase estensionale (Fase estensionale del Giurassico inferiore) che, in tutto il settore occidentale dell'Appennino Settentrionale, controlla il processo di annegamento generalizzato con sostituzione, alle facies di piattaforma carbonatica del Triassico superiore - Hettangiano, di facies bacinali, che caratterizzeranno per un lunghissimo periodo di tempo (dal Giurassico inferiore all'Eocene superiore - Oligocene) il processo deposizionale sul margine della placca Adria.

È probabilmente da ricondurre alle modalità di questa seconda fase estensionale la differenziazione in zone isopiche di secondo ordine del Dominio Toscano, che contrappone ambienti a sedimentazione lacunosa e condensata (Corfino, Mommio, Passo del Cerreto ecc.) al bacino trasversale (CERRINA FERONI & PATACCA, 1975; FAZZUOLI *et alii*, 1985, 1988) che si sviluppa tra la Val di Lima e i M.ti d'Oltre Serchio (Fig. 9) caratterizzato dall'accumulo di una potente successione carbonatica meso-cenozoica, costituita a tutti i livelli stratigrafici da risedimentazione torbiditica di detrito per lo più medio-fine (areniti) derivante da una piattaforma carbonatica attiva e produttiva di detrito in tutto l'arco di tempo considerato.

Di questi eventi estensionali precoci non esiste una documentazione strutturale di consistenza comparabile a quella relativa alle fasi tettoniche più recenti, a carattere compressivo e distensivo, che hanno controllato la crescita, e la successiva destrutturazione, del prisma di accrezione nord-appenninico nel Miocene e nel Plio-Pleistocene.

Nel Dominio toscano interno (bacino della Falda Toscana) sono da ricordare gli studi sui filoni sedimentari di fanghi calcarei (Rosso Ammonitico) nella parte superiore del Calcere Massiccio.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" gli affioramenti del M. Matanna, nella regione di Pescaglia, sono stati oggetto di studio da parte di FAZZUOLI *et alii*, 2002.

*La tettonica estensionale sin-rifting oceanico*

Non è documentata nell'area del Foglio 261 "Lucca" la Fase estensionale del Giurassico superiore che nel sistema geodinamico Corsica-Appennino Settentrionale, segna l'apertura del Paleoceano ligure-piemontese tra il margine europeo e il margine Adria. Come è noto la risposta sedimentaria all'evento estensionale responsabile della lacerazione crostale è rappresentata, nell'Appennino Settentrionale, dalla diretta deposizione sui basalti di crosta oceanica delle radiolariti che, nel Dominio ligure interno e nel Dominio ligure esterno (fig. 4), costituiscono la più antica unità stratigrafica (DECANDIA & ELTER, 1972).

A questo evento corrisponde anche nel Dominio Toscano la sedimentazione di fanghi silicei a Radiolari (formazione dei Diaspri), i cui rapporti con i sottostanti calcari selciferi (Calcere Selcifero della Val di Lima) o con i Calcari e Marne a Posidonia non documentano di per sé, a differenza delle radiolariti che incrostanto i basalti di crosta oceanica, una fase di estensione crostale e litosferica.

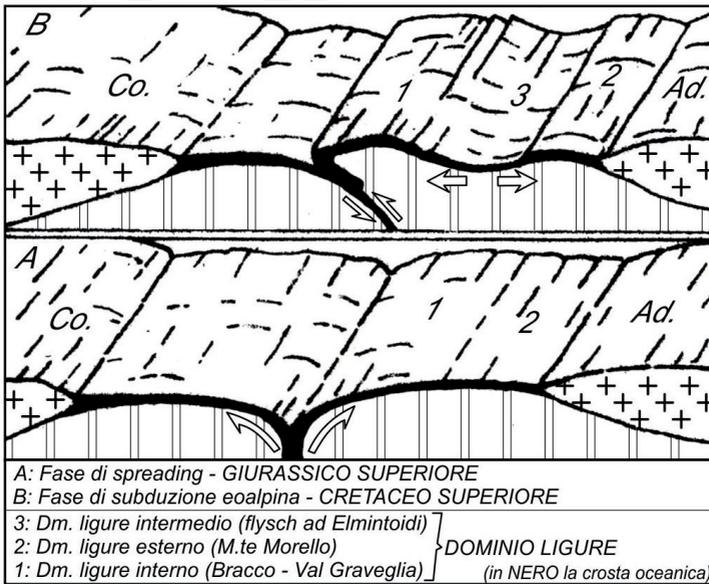


Fig. 29 - In due stadi (A e B) è schematizzata l'espansione del Paleoceano Ligure tra il Giurassico superiore e il Cretaceo superiore. Nello schema, il Dominio dei Flysch ad Elmintoidi, parzialmente su crosta oceanica, si individua soltanto nel Cretaceo superiore in posizione intermedia tra il Dominio ligure Interno (Bracco-Val Graveglia) e il Dominio Ligure Esterno (M. Morello) individuatasi fin dal Giurassico superiore.

*La tettonica estensionale "Upper plate" sin - subduzione intraoceanica Eoalpina*

In queste Note viene proposta la tripartizione del Dominio Ligure ipotizzando l'apertura nel Cretacico superiore, tra Dominio ligure interno (successione su crosta oceanica della Unità ofiolitica Bracco-Val Graveglia) e Dominio Ligure esterno (successione su crosta oceanica della Unità tettonica M. Morello), di un Dominio ligure intermedio (Bacino dei Flysch ad Elmintoidi) almeno in parte su crosta oceanica.

La strutturazione del Bacino dei Flysch ad Elmintoidi dell'Appennino settentrionale viene qui correlata ad un processo estensionale attivo nel Cretacico superiore a carico della crosta oceanica della placca Adria (*upper plate*), nel corso della Fase Eoalpina di subduzione della placca Europea (Corsica, *under plate*) (fig. 29). L'apertura del bacino dei Flysch ad Elmintoidi, in posizione di *retro-wedge*, avrebbe determinato la scomposizione dell'originario dominio a crosta oceanica di età giurassica superiore (fig. 29a) con progressivo distacco e sviluppo di due domini indipendenti (Supergruppo della Val di Vara ad W e Successione del flysch di M. Morello ad E) separati dal bacino di neoformazione dei Flysch ad Elmintoidi (Fig. 29b).

## 2.2. - LA FASE LIGURE (PALEOCENE SUPERIORE - EOCENE MEDIO)

Tra il Paleocene superiore e l'Eocene medio è ben documentata nel Dominio Ligure la Fase Ligure, cui viene ricondotta nell'Appennino settentrionale la strutturazione di un impilamento di unità tettono-stratigrafiche (*Stacking* mesoalpino) che conserverà sostanzialmente immutato il suo ordine verticale nel corso delle successive fasi contrazionali mioceniche appenniniche.

All'evento medio-eocenico della Fase ligure (Fase Ligure 2) è da attribuire, nell'area del Foglio 261 "Lucca" così come in tutto il settore occidentale dell'Appennino settentrionale, il sovrascorrimento dell'Unità tettonica Gottero sull'Unità tettonica inferiore del Flysch ad Elmintoidi (flysch di Ortonovo) con direzione di trasporto tettonico verso il margine Adria. Al sovrascorrimento dell'Unità tettonica Gottero e, a scala maggiore, alla traslazione dell'intero *Stacking* mesoalpino strutturato nel Paleocene superiore (Fase Ligure 1) nel quadro geodinamico di una subduzione verso sud-est, va attribuita l'ultrapiega sinclinale coricata che in tutto l'Appennino settentrionale caratterizza, con un fianco inverso di sviluppo chilometrico in senso trasversale al suo asse, la struttura dell'Unità inferiore del Flysch ad Elmintoidi, cui appartiene, nell'area del Foglio 261 "Lucca", il flysch di Ortonovo (ZANZUCCHI, 1961; ELTER, 1973; ZANZUCCHI, 1980; CERRINA FERONI,

1989; VESCOVI, 1989; CERRINA FERONI *et alii*, 2002).

In accordo con il quadro nord appenninico, nell'area del Foglio 261 "Lucca", in corrispondenza dei rilievi a NW di Lucca in località Pieve S. Stefano, e lungo il margine nordorientale della Pianura di Lucca nei pressi di Matraia, il Flysch di Ortonovo è caratterizzato da una strutturazione a sinclinale coricata espressa da un fianco inverso generalizzato di sviluppo chilometrico, immediatamente sottostante alla superficie di sovrascorrimento dell'Unità tettonica Gottero, e da un sottostante fianco diritto la cui integrità è fortemente compromessa dal sovrascorrimento sulle unità tettoniche del Dominio Subligure e del Dominio Toscano nel corso delle fasi appenniniche oligo-mioceniche.

Non è stato possibile raccogliere nell'area del Foglio 261 "Lucca" dati relativi alla direzione dell'asse della sinclinale coricata del flysch di Ortonovo, il cui piano assiale a basso angolo è deformato nel corso delle fasi plicative appenniniche (Sezione Geologica C-C').

Alla Fase Ligure 2 appartiene anche il sovrascorrimento dell'insieme Gottero-flysch di Ortonovo sul Dominio Ligure esterno (Unità tettonica di Monte Morello) che nell'area del Foglio 261 "Lucca" è rappresentato da sporadici affioramenti a Sud di Collodi in destra del T. Pescia, dove l'Unità tettonica M. Morello è rappresentata dalla formazione di Sillano, e in corrispondenza del margine occidentale del Foglio, nei pressi di Pieve a Elici, dove affiora la formazione di Monte Morello. In questa seconda località, il flysch calcareo di M. Morello, malgrado la cattiva qualità degli affioramenti, risulta chiaramente sovrascorso dal flysch di Ortonovo, in accordo con il quadro regionale.

Non esiste nell'Appennino Settentrionale una documentazione degli effetti della Fase Ligure nel Dominio Toscano.

A favore dell'ipotesi di una propagazione degli effetti della Fase Ligure fino al Dominio Toscano interno sembrano poter giocare due elementi.

Da un lato l'esistenza nell'Appennino parmense di sovrascorrimenti di importanza regionale all'interno del Dominio Subligure sigillati dalle Arenarie di Ponte Bratica di età oligocenica e quindi riferibili alla Fase Ligure 2 (CERRINA FERONI, dati inediti). Questi rapporti indicano che la Fase Ligure 2, Adria vergente, si è trasmessa con strutturazione di unità tettoniche a basso angolo, anche all'esterno del Dominio Ligure.

Dall'altro lato le relazioni tra le marne di Rovaggio e la Scaglia Toscana.

Mentre infatti le marne di Rovaggio di età oligocenica occupano costantemente la stessa posizione alla base del Macigno, i termini della Scaglia Toscana immediatamente sottostanti alle marne di Rovaggio stesse, hanno età variabili tra il Paleocene all'interno (versante occidentale delle Apuane) e il Priaboniano - (?) Rupeliano nei settori più esterni (Le Porraie in corrispondenza del crinale appenninico). Il ringiovanimento della Scaglia Toscana dall'interno all'esterno

potrebbe essere messo in relazione alla interruzione della sedimentazione nelle zone più interne del bacino, controllata dalla propagazione della Fase Ligure 2.

La propagazione della Fase Ligure fino al Dominio Toscano costituisce al momento soltanto una suggestiva ipotesi di lavoro che necessita di studi specifici, di carattere sia stratigrafico sia strutturale, sui rapporti tra la Scaglia Toscana e le marne di Rovaggio.

In relazione a questa problematica nell'area del Foglio 261 "Lucca" una situazione di particolare interesse è rappresentata dagli affioramenti di Scaglia Toscana dei dintorni di Benabbio (settore nord orientale) che sottostanno ad un banco dello spessore di circa 10 metri di marne (marne di Rio Benabbiana *cf.* marne di Rovaggio).

### 2.3. - L'OROGENESI APPENNINICA (MIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE)

#### 2.3.1 - La Fase Oligo-Aquitana (Fase Appenninica 1)

La più antica fase appenninica documentata nell'area del Foglio 261 "Lucca" è espressa dalla messa in posto dello *stacking* ligure strutturato nel corso della Fase Ligure, sull'Unità tettonica Marra-Coli del Dominio Subligure esterno (Fase Oligo-Aquitana). In accordo con il quadro regionale, l'età oligocenica superiore documentata negli affioramenti di marne di Marra dei dintorni di Pieve a Elici, tettonicamente sovrascorse dalla formazione di Monte Morello, fornisce indirettamente l'età di disattivazione del Dominio Subligure per messa in posto del fronte di catena (*stacking* ligure) del Protoappennino Adriavergente.

In assenza di buone esposizioni non sono possibili osservazioni di carattere analitico sulle deformazioni a carico delle marne di Marra correlabili al sovrascorrimento delle Liguridi.

Questa fase tettonica non è registrata dal Dominio Toscano dove il passaggio dalle marne di Rovaggio al Macigno non risulta accompagnato da discontinuità significative.

Questo dato suggerisce la possibilità che la "*magnitudo*" della Fase Ligure 2, che per quanto detto sopra potrebbe aver raggiunto il Dominio Toscano interno, sia stata superiore rispetto alla Fase Appenninica 1 i cui effetti non hanno superato il limite esterno del Dominio Subligure.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" la Fase Appenninica 1 è documentabile in un settore estremamente limitato coincidente con gli unici affioramenti di marne di Marra riconosciuti nei dintorni di Massarosa che assumono così nell'economia della ricostruzione del processo deformativo polifasico un significato particolare.

Così come le marne di Rovaggio anche le marne di Marra, per l'affidabilità della loro attribuzione cronostratigrafica sulla base del contenuto in Nannofossili calcarei, costituiscono *marker* preziosi per la scansione delle fasi tettoniche in cui si articola il complesso e articolato processo deformativo dell'orogenesi appenninica.

### 2.3.2 - La Fase Aquitaniana (Fase Appenninica 2- D<sub>1</sub>)

Nel processo deformativo polifasico che ha controllato la strutturazione dell'Appennino Settentrionale, la Fase Aquitaniana costituisce, nel settore ligure-tirrenico, la fase tettonica a carattere compressivo di maggior importanza per entità del raccorciamento e per lo sviluppo del metamorfismo delle unità tettoniche toscane inferiori.

Alla Fase Aquitaniana deve essere ricondotta la messa in posto dello *stacking* ligure-subligure sul Dominio Toscano e la scomposizione di questo in più unità tettoniche, con conseguente messa in posto della Falda Toscana sulle unità tettoniche derivanti dai settori più esterni del Dominio Toscano (Autoctono *Auctt.* e Unità tettonica di S. Maria del Giudice, (cfr. Autoctono *Auctt.*), Unità tettonica di Massa e Unità tettonica di Monte Serra (cfr. Unità di Massa).

I vincoli per l'attribuzione all'Aquitano della messa in posto dell'insieme Liguridi-Unità tettoniche Subliguri sul Dominio Toscano e la messa in posto delle Unità tettoniche toscane, sono rappresentati da un lato dall'età di chiusura della successione toscana corrispondente all'età del tetto del Macigno e dall'altro dall'età radiometrica del metamorfismo delle Unità tettoniche toscane inferiori.

I due valori presentano contraddizioni non del tutto risolte.

L'età del Macigno al tetto della Falda Toscana è compresa tra l'Oligocene superiore della zona più occidentale (Macigno di La Spezia) e l'Aquitano basale (MNN1c) degli affioramenti più esterni in corrispondenza del crinale appenninico ("Fronte della Falda Toscana" *Auctt.*) (CATANZARITI *et alii*, 1996).

Per quanto riguarda il metamorfismo delle unità tettoniche toscane inferiori (scisti verdi), le età radiometriche derivanti da datazioni K/Ar e <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (KLIGFIELD *et alii*, 1986) si attestano intorno al valore di circa 27 Ma (Oligocene superiore), per la prima fase deformativa sinmetamorfica, mentre la chiusura del sistema è ammessa intorno a 8-10 Ma.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" sono presenti quattro unità tettoniche (tettono-stratigrafiche e tettono-metamorfiche) appartenenti al Dominio Toscano. Di queste, due affiorano estesamente: la Falda Toscana, non metamorfica o anchi-metamorfica (CERRINA FERONI *et alii*, 1983, MONTOMOLI *et alii*, 2001) e la sottostante Unità tettonica di S. Maria del Giudice (cfr. Autoctono *Auctt.*), interessata

da metamorfismo di basso grado. Le altre due unità tettoniche, Unità tettonica di Monte Serra e Autoctono *Auctt.*, sono presenti in affioramenti isolati, rispettivamente al limite sud occidentale e nord occidentale del Foglio.

Sia l'Unità tettonica di S.Maria del Giudice sia l'Unità tettonica di Monte Serra sono state correlate, anche di recente (CAROSI *et alii*, in allestimento) alla Unità tettonica di Massa che, sul versante occidentale delle Apuane, si interpone geometricamente tra la Falda Toscana e l'Autoctono *Auctt.*

Questa correlazione si basa sulla equivalenza della posizione geometrica immediatamente sottostante al Calcare Cavernoso alla base della Falda Toscana.

Non è però documentata nei M.ti Pisani l'esistenza, al di sotto dell'insieme Unità tettonica di S.Maria del Giudice - Unità tettonica di Monte Serra, di una unità tettonica metamorfica correlabile per contenuto stratigrafico all'Autoctono *Auctt.*

Inoltre il grado metamorfico della Unità tettonica di Massa *s.s.* e quello delle Unità tettoniche di Santa Maria del Giudice e di Monte Serra sono tra loro sensibilmente diversi.

Per l'Unità tettonica di Massa *s.s.* le paragenesi a cloritoide e cianite indicano valori termo-barici (T: 450°-500° e P: 0.6-0.9 GPa) che implicano profondità di seppellimento comprese tra 24 e 36 km circa.

I valori termo-barici ammessi dalla letteratura per l'Unità tettonica di Massa *s.s.* implicano per la sezione del prisma di accrezione impegnato un gradiente geotermico non superiore a 20° C/km e quindi molto inferiore ai 30°C/km ammessi per il seppellimento della Falda Toscana (MOLLI *et alii*, 2011).

Nell'Unità tettonica di S.Maria del Giudice la foliazione pervasiva con spaziatura subcentimetrica osservabile nei litotipi più argillosi, non traspare la stratificazione ed in tutte le unità litostratigrafiche è ancora sempre riconoscibile il protolite originario, cosicché esse sono sempre rapportabili ai termini equivalenti della Falda Toscana. Studi sul contenuto in silice della muscovite (FRANCESCHELLI *et alii*, 1986), sul geotermometro calcite-dolomite e sulla cristallinità dell'illite (CAROSI *et alii*, 1992) indicano condizioni metamorfiche di epizona, con stime di temperatura compresa tra 350°- 400°C e pressione di circa 3-5 kbar.

Lo stile deformativo dell'Unità tettonica di S.Maria del Giudice è comunque diverso da quello della Falda Toscana soprastante ed è caratterizzato da deformazione duttile più pervasiva.

In un ristretto settore collinare in sinistra del F.Serchio in corrispondenza di Ripafratta, nella parte meridionale del Foglio 261 "Lucca", l'Unità tettonica di S.Maria del Giudice è strutturata in anticlinale isoclinale a nucleo di marmi il cui piano assiale suborizzontale è deformato secondo pieghe asimmetriche vergenti a SW (sezione geologica D-D').

Per analogia con il processo deformativo dell'Autoctono *Auctt.* nelle Apuane,

l'anticlinale isoclinal di M.te Romagna-M.te del Pino è da attribuire alla Fase Aquitaniana.

A questa fase deformativa a carattere duttile sono da ricondurre nell'Unità tettonica di S.Maria del Giudice la scistosità pervasiva (*slaty cleavage*) a basso angolo sulla stratificazione e il metamorfismo in facies scisti verdi (CAROSI *et alii*, in allestimento).

Questo stile deformativo è in accordo con quello riconosciuto e ben documentato nell'Autoctono *Auctt.* dove risulta chiaramente coinvolto anche lo Pseudomacigno (CARMIGNANI & GIGLIA, 1975; CARMIGNANI *et alii*, in allestimento), mentre non risulta chiaramente distinto dalla deformazione plicativa successiva e sovrapposta, nella monografia sulla geologia del M.te Pisano (RAU & TONGIORGI, 1972). Nella carta geologica e nelle sezioni geologiche che accompagnano la monografia di questi Autori la deformazione isoclinal non è chiaramente separata dalla deformazione plicativa successiva e sovrapposta. È tuttavia evidente la coesistenza di stili deformativi tra loro molto diversi, che l'evoluzione delle conoscenze geologico-strutturali degli ultimi venti anni suggerisce oggi di separare e distribuire in differenti fasi del processo deformativo a carico del Dominio Toscano (CAROSI & MONTOMOLI, 1996; 2001; CAROSI *et alii*, 2002b; CAROSI *et alii*, in allestimento).

Per quanto riguarda la Falda Toscana anche nell'area del Foglio 261 "Lucca", così come in tutta l'area del ricoprimento apuano, è ben espresso a scale diverse il processo di deformazione polifasica.

Nei lavori di carattere strutturale sulla Falda Toscana della regione di Pescaglia (CAROSI *et alii*, 2002a,b), le deformazioni della Falda Toscana vengono risolte in quattro distinte fasi tettoniche (F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub> e F<sub>4</sub>). L'approccio specialistico di questi studi, sostenuti da analisi della deformazione alla meso e microscala, non favorisce il confronto con i risultati delle ricerche svolte per la realizzazione del Foglio 261 "Lucca" maggiormente ancorate alla risoluzione delle strutture maggiori.

Con questa premessa saranno tentate, ove possibile, correlazioni puntuali evidenziando sia gli elementi di convergenza sia le divergenze.

Alla Fase Aquitaniana (D<sub>1</sub>) è da attribuire, alla scala delle strutture maggiori, la strutturazione a *duplex* che a livelli diversi della successione determina repliche di serie stratigrafica. Nel suo complesso il processo di *duplexing* si sviluppa a livelli diversi tra il Macigno e il Calcare Cavernoso, la cui base (Macigno) e il cui tetto (Calcare Cavernoso) assumono rispettivamente il significato di *floor thrust* e di *roof thrust* del sistema.

La sezione geologica A-A' rappresenta alcune strutture a *duplex* che risultano coinvolte nella fase plicativa post-*duplexing* che genera le sinformi rovesciate di M.te Prana e di M.te Piglione e l'antiforme di raccordo tra le due (antiforme

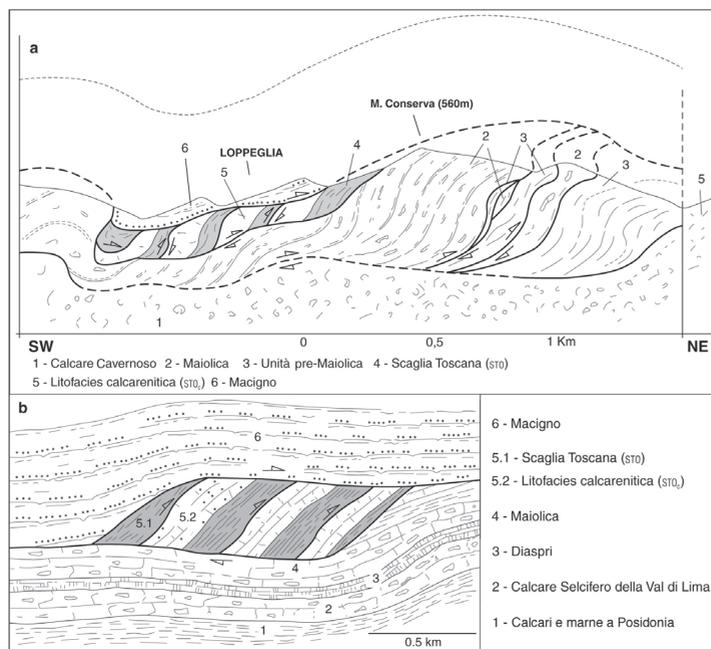


Fig. 30 - La struttura a duplex della Scaglia Toscana, tra Maiolica (floor thrust) e Macigno (roof thrust) in Val Fredana (Falda Toscana), è rappresentata in una sezione reale (a) e modellizzata (b).

rovesciata di M.te Pescaglino). Nel fianco normale tra M.te Piglione e M.te Prana e nel fianco inverso della sinforme di M.te Piglione, il *duplex* ammette come *floor thrust* il tetto del Calcare Selcifero di Limano e come *roof thrust* la base della Maiolica. Gli *horses* del *duplex* sono qui rappresentati da repliche del segmento di serie: Calcari e Marne a Posidonia - Calcare Selcifero della Val di Lima-Diaspri.

Una seconda struttura a *duplex*, più profonda della precedente, ammette ancora la base della Maiolica come *roof thrust* ma radica i *link thrust* in un *floor thrust* più profondo coincidente con il tetto del Calcare Cavernoso. In questa struttura gli *horses* sono costituiti da repliche dei segmenti di serie compresi tra calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* e i Diaspri.

Un terzo esempio di strutturazione a duplex è rappresentato nelle sezioni geologiche B-B' e C-C'. Le duplicazioni (*horses*) avvengono in questo caso a carico della coppia litofacies argillitica (STO) - litofacies calcarenitica (STO<sub>c</sub>) ed hanno rispettivamente nel tetto della Maiolica e nella base del Macigno il *floor thrust* ed il *roof thrust* del sistema. La strutturazione a duplex rende in questo caso molto problematica la corretta risoluzione della stratigrafia della Scaglia Toscana. In fig. 30 è rappresentato con maggiore dettaglio il duplex che si sviluppa a carico della coppia STO - STO<sub>c</sub> nella regione di Loppeggia, nel settore di raccordo tra la Val

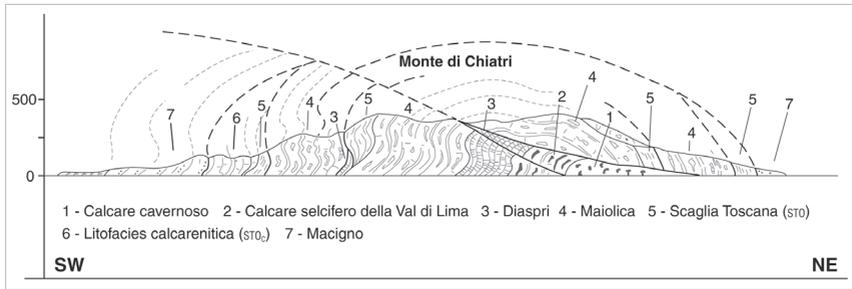


Fig. 31 - Nel settore occidentale (M.ti di Chiatri) alla piega a vergenza occidentale (Fase  $D_2$ ) partecipa il raddoppio (Fase  $D_1$ ) del segmento di serie Diaspri - Maiolica - Scaglia Toscana, al di sotto del Macigno. Lo stacking polifasico ( $D_1+D_2$ ) è destrutturato in distensione secondo superfici sottrattive a basso angolo (Fase  $D_4$ ).

Freddana e la Valle del T. Pedogna.

Anche in queste sezioni altri *duplex* sono espressi a livelli più profondi con ripetizioni di serie che coinvolgono anche la Maiolica.

In tutti i casi è chiara la sovrapposizione al processo di *duplexing* di una deformazione plicativa la cui retrodeformazione indica per la strutturazione a *duplex* un trasporto tettonico verso i quadranti orientali (“top a NE”).

Raddoppi di serie precedenti alla deformazione plicativa sono stati riconosciuti anche più a sud nei M.ti di Massarosa ad est del Lago di Massaciuccoli.

La sezione geologica di fig. 31 rappresenta il raddoppio al di sotto del Macigno (*roof thrust*) del segmento di serie Diaspri- Maiolica- Scaglia Toscana ; anche in questo caso la struttura a *duplex*, con una freccia di trasporto, secondo i *link thrust*, più pronunciata rispetto ai casi precedenti, è coinvolta in una piega rovesciata vergente a W-SW.

Non tutte le strutture risolte come *duplex* nella carta geologica e nelle sezioni geologiche hanno la stessa evidenza. Sulla base delle situazioni più chiare e più convincenti, in fase di redazione finale della carta geologica, questo “modello strutturale” è stato adottato anche per la risoluzione di relazioni geometriche incoerenti tra le unità litostratigrafiche, spesso risolte, nel corso dei rilevamenti di base in scala 1:10000, con l’adozione di faglie di significato generico.

Il processo di *duplexing* riconosciuto nell’area del Foglio 261 “Lucca” non coinvolge il Macigno e il Calcare Cavernoso le cui superfici limite, inferiore e superiore, assumono così il significato rispettivamente di *roof thrust* e di *floor thrust* della macrostruttura a *duplex*.

Una strutturazione a *duplex* nella Falda Toscana era già stata riconosciuta in Val di Lima (CLEMENZI, 2014) dove, a differenza dell’area in studio, il *duplexing* interessa anche la Formazione del Macigno.



Fig. 32 - Al limite pratorocchia (in rosso) corrisponde, nella foto, il tetto della zona di taglio a basso angolo di Foce di Bucine (Fase  $D_1$ ) che si sviluppa a carico dei Calcari e marne a Posidonia della Falda Toscana.

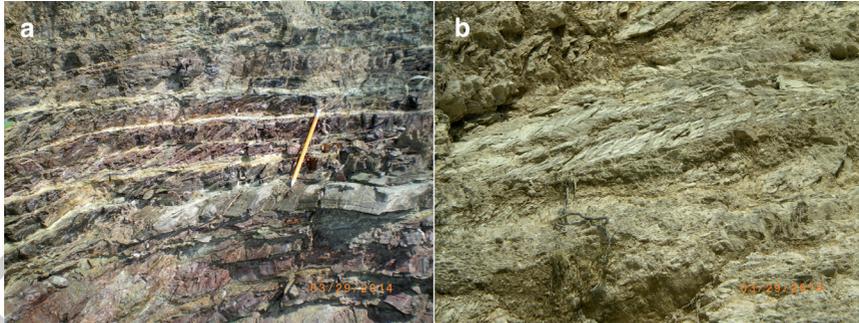


Fig. 33 - Nella zona di taglio a basso angolo di Foce di Bucine, (Calcari e marne a Posidonia) si ha sviluppo alla mesoscala di tettoniti s-c (top a NE, Fase  $D_2$ ).



Fig. 34 - Le tettoniti s-c della zona di taglio (top a NE) di Foce di Bucine, sviluppate nel fianco inverso di pieghe rovesciate a NE a carico della scistosità  $S_1$ , indicano che, nell'ambito della Fase  $D_1$ , la  $S_1$  precede lo sviluppo di tettoniti s-c.



Fig. 35 - La scistosità  $S_1$  è diffusa pervasivamente nelle unità pelitiche (Calcari e marne a Posidonia, Scaglia Toscana) della Falda Toscana.

Alla scala delle strutture maggiori sono da attribuire alla Fase Aquitaniana alcune zone di taglio a basso angolo riconosciute nella regione di Pescaglia (Foce di Bucine) e in Val Freddana (dintorni di Sticciano).

Nel primo caso la zona di taglio si sviluppa a carico dei Calcari e Marne a Posidonia qui direttamente sormontati, secondo una superficie tettonica a basso angolo, dalla Maiolica. La zona di taglio è bene esposta, per alcune decine di metri, lungo la scarpata della strada che da Foce di Bucine conduce al rifugio Matanna (fig. 32).

Nella zona di taglio si ha sviluppo alla mesoscala di tettoniti *s-c* (fig. 33) che in alcuni casi si generano secondo il piano assiale di mesopieghe rovesciate a NE che deformano la scistosità (*slaty cleavage*) (fig. 34) che in tutta l'area interessa pervasivamente le unità litostratigrafiche a comportamento duttile (Calcari e Marne a Posidonia, Scaglia Toscana) (fig. 35).

Una seconda zona di taglio a basso angolo, di significato equivalente alla precedente, è esposta nei dintorni di Sticciano in Val Freddana, anche in questo caso per molte decine di metri lungo il taglio stradale.

In questo secondo caso la zona di taglio si genera a carico di un orizzonte di calcilititi di alcuni metri di spessore attribuito, anche in base ai pochissimi dati biostratigrafici raccolti (Nannofossili calcarei in pessimo stato di conservazione per il processo di ricristallizzazione) ai calcari di Puglianella ( $STO_b$ ) della Formazione della Scaglia Toscana.

I calcari sono interessati da un *layering* tettonico che simula la stratificazione (fig. 36), che genera localmente strutture tipo tettoniti *s-c*. Il *layering* tettonico è deformato secondo pieghe rovesciate a piano assiale a basso angolo (fig. 37).

Strutture di tipo *s-c* sono rilevabili nella Maiolica in particolare quando si disponga di buone esposizioni, spazialmente continue, come nei fronti delle molte cave inattive del margine occidentale del sistema collinare M.ti d'Oltre



Fig. 36 - La zona di taglio a basso angolo della Fase  $D_1$  (a) a carico dei Calcari di Puglianella (STOb) della Scaglia Toscana in Val Freddana (Sticciano). I piani di taglio a spaziatura decimetrica (b) si confondono facilmente con la stratificazione.



Fig. 37 - I piani di taglio a basso angolo della Fase  $D_1$  partecipano alle pieghe delle fasi successive ( $D_2$ ).



Fig. 38 - Anche nelle unità competenti della Falda Toscana (Maiolica), si registra alla mesoscala sviluppo, nella Fase  $D_1$ , di strutture a duplex di significato analogo (top a NE) alle tettoniti s-c delle unità a comportamento duttile.

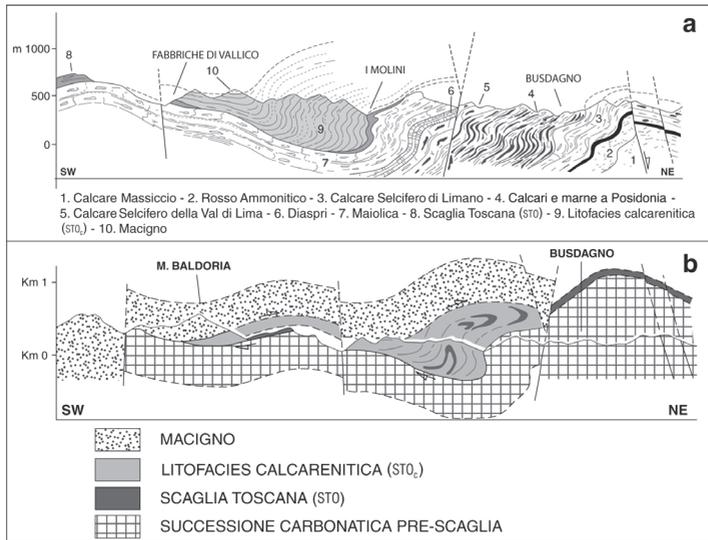


Fig. 39 - Nella Turrîte Cava (a) lo spessore particolarmente elevato della Litofacies calcarenitica della Scaglia Toscana (ST0c) (cf. *Calcare Nummulitico* Auctt.) è dovuto ad una anticlinale isoclinala (Fase D<sub>1</sub>) deformata nelle pieghe della Fase D<sub>2</sub>(b)

Serchio - M.ti di Massarosa (fig. 38).

Le tettoniti *s-c* danno abbastanza concordemente indicazione di un senso di trasporto tettonico verso NE (*top* a NE); questo dato è in accordo con la loro attribuzione alla Fase Aquitaniana che si identifica con la fase di messa in posto della Falda Toscana nel quadro della strutturazione progressiva del prisma di accrezione dell'Appennino settentrionale.

Ancora piuttosto enigmatica è la scistosità, a basso angolo sulla stratificazione, che nella Falda Toscana si sviluppa pervasivamente nelle unità litostratigrafiche pelitiche a comportamento tendenzialmente duttile. Le pieghe isoclinali sinscistose rilevate alla mesoscala sono rare e in letteratura soltanto in Val di Lima era fin ad oggi documentata una piega isoclinala a scala maggiore (BALDACCII *et alii*, 1992; CLEMENZI *et alii*, 2014).

Una piega isoclinala di 1° ordine interessa la potente successione torbiditica della litofacies calcarenitica (ST0c) della Scaglia Toscana (Calcare Nummulitico Auctt.) che si sviluppa nella parte settentrionale dell'area, nella valle della Turrîte Cava, affluente di destra del F.Serchio. La struttura è rappresentata nella fig. 39 che mette in evidenza le opposte relazioni S<sub>1</sub> - S<sub>0</sub> nei due fianchi della anticlinale isoclinala di Fase D<sub>1</sub>, nella zona di cerniera, ad assetto subverticale, di una piega di fase D<sub>2</sub> (fig. 40)

La struttura della Turrîte Cava, in precedenza non riconosciuta, riveste specifica importanza per la conferma dello sviluppo di deformazione isoclinala sinscistosa (S<sub>1</sub>) a scala maggiore nella Falda Toscana .

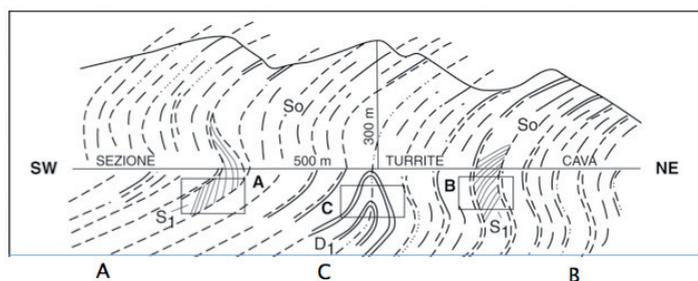


Fig. 40 - Le relazioni  $S_1/S_0$  (Fase  $D_1$ ) nella zona di cerniera della piega della Fase  $D_2$ .



La riorganizzazione della scistosità nelle tettoniti *s-c* e in particolare la partecipazione a pieghe rovesciate a NE congeneri delle tettoniti *s-c* (Foce di Bucine) sembra indicare che la scistosità a basso angolo sulla stratificazione si sviluppi precocemente nel corso della Fase Aquitaniana.

Si configura così un quadro deformativo in cui la messa in posto della Falda Toscana (Fase  $D_1$  della letteratura regionale) si articola in due distinti eventi in successione ( $D_{1.1}$  e  $D_{1.2}$ ).

Al momento i dati sono insufficienti per la separazione in fasi distinte delle deformazioni che a diverse scale (*slaty cleavage*, *duplexing*, tettoniti *s-c*, zone di taglio a basso angolo e pieghe isoclinali) si sviluppano nella Falda Toscana nel corso della messa in posto. Questo insieme di deformazioni precoci resta quindi accorpato in queste Note sotto il titolo di Fase Aquitaniana.

È da ritenere che nella Fase Aquitaniana la Falda Toscana raggiunga nel prisma di accrezione la massima profondità di seppellimento sviluppando nelle zone più interne processi di ricristallizzazione che comportano temperature stimate intorno a 250° C in base ai valori di cristallinità dell'illite (CERRINA FERONI *et alii*, 1980; 1983).

La Fase Aquitaniana segna nel contesto geodinamico della strutturazione del

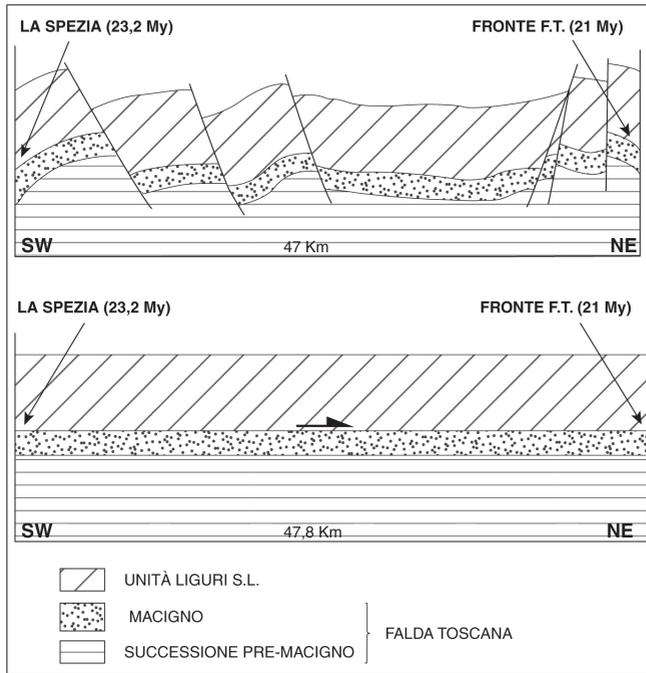


Fig. 41 - Al netto dei raccorciamenti ed estensioni delle fasi post messa in posto, si può stimare in poco meno di 50 km la larghezza (SW-NE) del Dominio toscano interno, disattivato per messa in posto dello stacking mesoalpino (Liguridi) e protoappenninico (Unità subliguri).

prisma di accrezione la disattivazione dell'intera avanfossa silico-clastica del settore occidentale dell'Appennino Settentrionale.

La disattivazione della avanfossa occidentale si consuma in realtà in un intervallo di tempo compreso tra l'Oligocene terminale (età del tetto del Macigno di La Spezia) e l'Aquitano basale (MNN1c, età più recente del Macigno del crinale appenninico). Questo intervallo bio e cronostratigrafico corrisponde ad un intervallo cronologico pari a circa 2.2 Ma che, tenendo conto della larghezza della avanfossa occidentale stimabile in 47,8 km (fig. 41), conduce ad una stima della velocità di sovrascorrimento, secondo una direzione di trasporto trasversale, dello *stacking* ligure e subligure sul Dominio Toscano intorno a 2 cm/a.

Questo dato, pur nella sua inevitabile approssimazione, costituisce comunque un valore numerico di un certo interesse per i possibili confronti con altri tassi della velocità di sovrascorrimento calcolabili con le stesse modalità per altre fasi di strutturazione dell'Appennino Settentrionale e quindi per la stima della velocità di crescita del prisma di accrezione nord appenninico.

### 2.3.3. - *La tettonica post Fase Aquitaniana*

Ad eventi successivi alla messa in posto dello *stacking* ligure e subligure sul Macigno del Dominio Toscano e alla messa in posto della Falda Toscana sulle unità più esterne (Autoctono *Auctt.* e Unità tettonica di Massa) sono da ricondurre complesse deformazioni polifasiche sia di carattere plicativo sia di carattere fragile.

La definizione cronologica di questo lungo ciclo deformativo presenta in quest'area, così come più in generale in tutto il settore ligure-tirrenico a nord del F. Arno, incertezze superiori rispetto alla Toscana sud-occidentale per l'assenza delle successioni sedimentarie del Miocene superiore e del Plio-Pleistocene che, a sud del F. Arno, registrano a livelli strutturali molto elevati le tappe "tardive" dell'evoluzione post-collisionale della catena, consentendo di collocarle in un quadro cronologico dettagliato e correlabile alle risposte (trasgressioni e regressioni) del processo sedimentario (BOCCALETTI *et alii*, 1994).

È inoltre assente, nella Toscana a nord del F. Arno, la Successione Epiligure post Fase ligure che registra, tra l'Eocene superiore ed il Miocene superiore, l'evoluzione del settore emiliano-romagnolo dell'Appennino Settentrionale.

Con l'eccezione dei depositi continentali del Pliocene - Pleistocene scarsamente utilizzabili in questo senso, nell'area del Foglio 261 "Lucca" mancano unità sedimentarie più recenti del Macigno della Falda Toscana in grado di registrare esclusivamente le deformazioni delle fasi successive alla messa in posto della Falda Toscana stessa.

In qualsiasi unità dell'edificio strutturale affiorante nell'area, la deformazione è il risultato di una complessa evoluzione polifasica in cui gli eventi medio-miocenici e del Plio-Pleistocene si sovrappongono ai raccorciamenti delle fasi contrazionali più antiche fin qui analizzate.

Con questa premessa si può, per sottrazione dall'edificio strutturale polifasico degli effetti della deformazione aquitaniana e delle fasi precedenti (Fase Ligure e Fase Oligo-Aquitaniana), isolare le deformazioni riconducibili all'evoluzione post-aquitaniana dell'Appennino Settentrionale.

#### 2.3.3.1 - La Fase plicativa di direzione "NW-SE" (D<sub>2</sub>)

Appartengono a questo ciclo deformativo i sistemi di pieghe aperte, da parallele a tendenzialmente simili (classe 1C, RAMSAY, 1967) di direzione compresa tra N130 e N180, rovesciate sia a W e SW sia a E e NE, con fianchi inversi corti e piano assiale a inclinazione media di 45° e scistosità di piano assiale ben regolata soltanto nei litotipi a comportamento duttile (fig. 42).



Fig. 42 - Anche la Fase D<sub>2</sub> genera nelle unità meno competenti scistosità di piano assiale (Calcari e marni a Rhaetavicula contorta, Pescaglia).

Le pieghe D<sub>2</sub> sono diffuse a tutti i livelli dell'edificio strutturale e particolarmente ben registrate a livello della successione mesozoica della Falda Toscana sia nei quadranti occidentali del Foglio 261 "Lucca" (regione di Pescaglia, M. ti d'Oltre Serchio e di Massarosa Massaciuccoli ) sia nel settore orientale (Brancoleria).

Le sezioni geologiche A-A' e B-B' registrano a scala maggiore lo stile di questo sistema di pieghe ben note da tempo, ma nel passato non sempre chiaramente distinte dalla fase di messa in posto della Falda Toscana.

Sia alla scala delle strutture maggiori sia alla mesoscala, è evidente che questo sistema di pieghe, benché costituisca l'espressione più vistosa della deformazione della Falda Toscana, non corrisponde al primo e più rilevante evento deformativo a carattere compressivo.

Alla scala delle strutture maggiori, e con particolare evidenza nella regione di Pescaglia, alle pieghe W vergenti (da W ad E: sinforme-sinclinale di M.te Prana, antiforme-anticlinale di M.te Pescaglino, sinforme-sinclinale di M.te Piglione, antiforme-anticlinale di Pescaglia) partecipa, unitamente alla successione stratigrafica, la strutturazione derivante dal raccorciamento della Fase Aquitaniana (*Stacking* Aquitaniano).

Questo carattere è particolarmente ben espresso nella parte occidentale della



Fig. 43 - La scistosità  $S_1$  della Fase  $D_1$  (slaty cleavage) partecipa a tutte le scale alla deformazione plicativa delle fasi tettoniche successive.

sezione geologica A-A' dove le pieghe W vergenti deformano fino al rovesciamento le superfici di taglio a basso angolo (*floor e roof thrust*) che limitano inferiormente e superiormente i *duplex* e le superfici di taglio più inclinate (*link thrust*) che raccordano *floor e roof thrust*.

Questa strutturazione è coerente con la partecipazione alle pieghe della scistosità  $S_1$  che si sviluppa a basso angolo sulla stratificazione ( $S_0$ ). A differenza del precedente questo dato non è espresso nella carta geologica in quanto, nella Falda Toscana, le superfici  $S_1$  non sono state rilevate separatamente dalla stratificazione.

La deformazione delle superfici  $S_1$  è quindi chiaramente documentata soltanto alla mesoscala dove nei litotipi a comportamento duttile (argilliti, marne argillose) la  $S_1$  stessa è molto penetrativa fino a costituire, in associazione o meno alla  $S_0$ , la superficie più diffusa (fig. 43).

Le pieghe della Fase  $D_2$  presentano come si è detto una doppia vergenza nell'area del Foglio 261 "Lucca". Mentre infatti nei quadranti occidentali (regione di Pescaglia, M.ti d'Oltre Serchio e Massarosa) le pieghe presentano un *facing* prevalente a W e a SW, nei quadranti orientali, sia in destra sia in sinistra del F.Serchio, le pieghe hanno *facing* dominante a E e a NE.

Un bel sistema di pieghe  $D_2$ , decametriche, vergenti a NE, interessa la formazione della Maiolica esposta lungo il taglio stradale, e nel fronte di cava, poco a SE di Piazza di Brancoli in sinistra del F. Serchio all'altezza della confluenza del T. Pedogna.

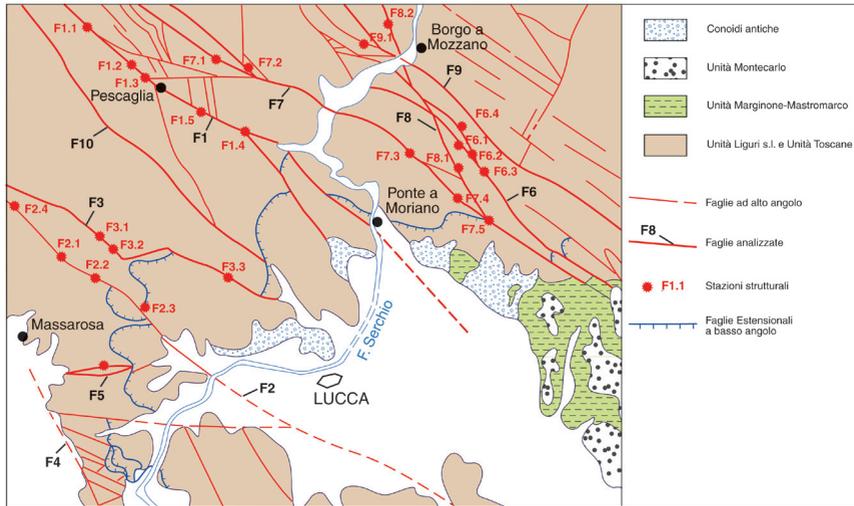


Fig. 44 - *Le faglie ad alto angolo, di direzione NW- SE , del "Foglio 261 Lucca", analizzate a scala mesoscopica per stazioni strutturali puntuali.*

Questi affioramenti di Maiolica appartengono a un dominio cuneiforme compreso tra due faglie ad alto angolo di direzione NW-SE (F6 ed F7 dello schema strutturale di fig. 44) che tendono a convergere verso SE a S del massiccio delle Pizzorne.

Nel fronte di cava sopracitato le pieghe rovesciate a NE sono sottese da faglie inverse (fig. 45) di direzione parallela all'asse delle pieghe. Lo studio analitico



Fig. 45 - *Nella Maiolica del settore orientale, in sinistra del F.Serchio (Brancoleria), si registra un sistema di pieghe di direzione intorno a N130 rovesciate (Fase D<sub>2</sub>), la cui vergenza a NE è opposta alla vergenza a SW del sistema di pieghe D<sub>2</sub> dei settori occidentali (regione di Pescaglia, Monti di Massarosa e Monti d'Oltre Serchio).*

condotto sui sistemi di faglie di direzione NW-SE ha inoltre evidenziato che, in associazione o meno a cinematiche da faglia normale, sulle superfici di faglia ad alto angolo sono sistematicamente rilevabili cinematiche transpressive (paragrafo 2.4.2).

Evidenze di cinematiche sia compressive sia trascorrenti sono ben espresse in particolare sulle Faglie F6 e F7 che delimitano il settore cuneiforme in sinistra del F. Serchio cui appartiene il sistema di pieghe a carico della Maiolica rovesciate a NE.

Il parallelismo tra assi delle pieghe D<sub>2</sub> e faglie ad alto angolo a cinematica transpressiva suggerisce la possibilità della loro relazione genetica nel quadro di un modello strutturale diverso da quello largamente condiviso nell'Appennino settentrionale che ammette per le faglie "appenniniche" ad alto angolo il significato di faglie normali, primarie, che delimitano *horst* e *graben* sovraimpressi alla deformazione plicativa.

Con questa diversa impostazione del rapporto tra faglie e pieghe, l'opposta vergenza delle pieghe potrebbe assumere il significato di geometrie divergenti nel contesto cinematico di una *flower structure*. In questa ipotesi un significato particolare, nell'area del Foglio 261 "Lucca", riveste la Faglia di Pescaglia (F1 dello schema di fig. 44) che affianca due settori caratterizzati rispettivamente da vergenza dominante a W e SW delle pieghe D<sub>2</sub> (il settore occidentale) e da vergenza dominante a NE (il settore orientale).

Questo sistema di pieghe, solo indirettamente attribuibile al Miocene medio-superiore, è stato correlato nell'area apuana all'attività di superfici estensionali a basso angolo, a opposta direzione di scarico sui due versanti, occidentale ed orientale, del massiccio in un modello geodinamico di collasso crostale (*Core-complex apuano*) (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; CARMIGNANI *et alii*, 1991).

In tempi più recenti da parte di CAROSI *et alii* (2002) le pieghe della regione di Pescaglia di direzione circa NW-SE (antiforme anticlinale di Pescaglia, sinforme sinclinale di M.te Piglione e antiforme anticlinale di M.te Pescaglino) sono state attribuite alla Fase F<sub>2</sub> a carattere compressivo. Non è interpretata da parte di questi Autori la sinforme sinclinale di M.te Prana

### 2.3.3.2 - La Fase plicativa trasversale (Fase D<sub>3</sub>)

Nella regione di Pescaglia, nel settore compreso tra le faglie F1 ed F3 dello schema di fig. 44, si sviluppa in direzione SW-NE una zona di deformazione trasversale con pieghe di direzione prevalente compresa tra N30 e N60 vergenti sia a SE sia a NW.

Nel subsettore compreso tra le faglie F2 ed F3, a SW e a NE del Passo del

Lucese, le pieghe a opposta vergenza sono separate da una superficie di taglio ad alto angolo (Linea del T. Lucese).

L'opposta vergenza è espressa nella carta geologica dalla opposta immersione degli strati rovesciati (verso i quadranti meridionali a nord della Linea del T. Lucese e verso i quadranti settentrionali a sud della Linea). La deformazione plicativa trasversale a opposta vergenza si sviluppa anche nel subsettore compreso tra le faglie F1 ed F2, a cavallo del T. Pedogna, immediatamente ad est del Passo del Lucese.

Nella zona a deformazione trasversale "Lucese-Pedogna" la direzione delle mesopieghe è in accordo con la direzione delle pieghe maggiori ottenuta in proiezione stereografica attraverso la distribuzione delle superfici di stratificazione e/o di scistosità  $S_1$ .

Anche in altri settori del Foglio 261 "Lucca" si registra la presenza di pieghe di direzione intorno a NE-SW. Tra questi il settore dei Monti d'Oltre Serchio in cui ricade la grande cava inattiva di M.te del Legnaio.

In quest'area la Maiolica, negli affioramenti adiacenti al tracciato dell'Autostrada A11, è deformata secondo un sistema complesso di pieghe (fig. 46) a forte dispersione assiale. Alle pieghe di direzione tra N70 e N90, rovesciate a N con assi fortemente inclinati ad W si contrappongono assi di direzione tra N20 e N45 a forte immersione assiale verso NE. Sembra convincente l'ipotesi che le pieghe di direzione intorno a N70 e forte immersione assiale a W derivino dalla deformazione sovraimpressa alla monoclinale immergente a W che, nella fascia collinare tra i M.ti d'Oltre Serchio e i M.ti di Massarosa, costituisce il fianco normale delle pieghe (D<sub>2</sub>), qui ad asse circa N-S, rovesciate con *facing* ad W.

Come nella regione di Pescaglia anche le pieghe trasversali nei Monti d'Oltre Serchio sono quindi da ricondurre alla interferenza di una fase plicativa trasversale con la precedente fase plicativa ad assi da N-S a NW-SE (Fase plicativa D<sub>2</sub>



Fig. 46 - Pieghe a duomo nella Maiolica dei Monti d'Oltre Serchio generate per interferenza di due fasi plicative di direzione NW-SE e NE-SW.

di direzione NW-SE).

L'opposta immersione assiale, verso W e verso NE, delle pieghe trasversali è probabilmente il risultato della interferenza delle pieghe D<sub>3</sub> con una successiva fase plicativa che nel settore sopracitato della cava di M.te del Legnaio è espressa da pieghe di direzione NW-SE rovesciate a NE. Più in generale alla scala dell'intera area del Foglio 261 "Lucca" potrebbero essere da ricondurre a quest'ultima fase plicativa anche i sistemi di blande pieghe, antiformali e sinformi, di direzione NW-SE a piano assiale subverticale.

Non c'è corrispondenza tra la Fase D<sub>3</sub> di queste Note e la fase plicativa F<sub>3</sub> riconosciuta da CAROSI *et alii* (2002) nella regione di Pescaglia espressa da pieghe di taglia centimetrica, di direzione WNW-ESE che deformano la foliazione S<sub>2</sub> di piano assiale delle pieghe F<sub>2</sub> corrispondente alla Fase D<sub>2</sub> di queste Note.

#### 2.4. - LA TETTONICA ESTENSIONALE (D<sub>4</sub>) (Con il contributo di Y. Galanti e P. Martinelli)

##### 2.4.1. - *La tettonica estensionale a basso angolo*

Nella letteratura geologica dell'Appennino Settentrionale si è progressivamente affermato negli ultimi venti anni un modello evolutivo che prevede, successivamente alla fase di messa in posto delle unità tettono-stratigrafiche allocchione tra l'Oligocene superiore e l'Aquitano, un lungo ciclo deformativo a carattere estensionale articolato in una fase "a basso angolo" del Miocene medio e in una fase ad "alto angolo" (*horst e graben*) a partire dal Tortoniano superiore-Messiniano, coincidente con la classica fase distensiva della letteratura geologica regionale (ELTER *et alii*, 1975).

Alla fase estensionale del Miocene medio, viene ricondotta in Toscana meridionale e, a nord del F. Arno, nella regione di Camaiore nell'area del Foglio 260 "Viareggio", la strutturazione della "Serie Ridotta" *Auctt.* (CARMIGNANI *et alii*, 1994).

Il quadro evolutivo caratterizzato da un regime distensivo continuo a partire dal Miocene medio, non si accorda in molti suoi elementi con l'analisi delle strutture post aquitaniane dell'area del Foglio 261 "Lucca".

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" l'esempio più significativo di tettonica estensionale a basso angolo, alla scala delle strutture maggiori, è espresso nei Monti d'Oltre Serchio, nei dintorni di Filettole, da una importante superficie estensionale suborizzontale, già evidente dal lavoro di GIANNINI & NARDI (1965b), che taglia vistosamente la struttura a pieghe a vergenza occidentale con una traslazione di circa 4 km verso est del *hangingwall*.

L'estensione verso est si sviluppa in realtà secondo un sistema di superfici sub-parallele a basso angolo limitanti strutture che, nelle parti non affioranti, si rendono necessarie per compensare i volumi sottesi dai piani di taglio. (Sezione geologica B-B').

Risulta chiaramente tagliato dalle faglie piatte estensionali anche il sistema di faglie trascorrenti coniugate, con bisettrice del diedro acuto intorno a N45, congeneri della deformazione plicativa, ad W di Filettole, tra la Fioraia e Poggio dei Cavoli.

Questa importante struttura estensionale a basso angolo ha, come è naturale, guidato l'interpretazione complessiva conducendo, nella carta geologica, a risolvere come superfici sottrattive di analogo significato altre situazioni geometricamente compatibili con questo modello anche se non altrettanto evidenti quanto la struttura estensionale dei M.ti d'Oltre Serchio.

Alla mesoscala una stazione strutturale molto significativa è rappresentata dagli affioramenti della litofacies calcarenitica (STO<sub>c</sub>) (cfr. Calcarea Nummulitico *Auctt.*) esposti nei Monti di Massarosa nel fronte di cava inattivo sotteso dal viadotto dell'Autostrada Lucca-Viareggio (Stereonet CaNu di fig. 63).

In questi affioramenti gli strati verticali del Calcarea Nummulitico *Auctt.* strutturalmente di pertinenza della zona di cerniera di una piega maggiore di Fase D<sub>2</sub>, qui ad asse circa N-S e vergente ad W, sono dislocati da un sistema di piani di taglio a basso angolo anastomizzati, ad alta densità (fig. 47). Le superfici di taglio sono organizzate secondo sistemi a opposta immersione che simulano una geometria sinforme.



Fig. 47 - La litofacies calcarenitica (STO<sub>c</sub>) della Scaglia Toscana ad assetto verticale nella zona di cerniera della grande piega (Fase D<sub>2</sub>) a vergenza occidentale (M.ti di Massarosa) è interessata da un sistema pervasivo di superfici di taglio estensionali a basso angolo (Fase D<sub>4</sub>).

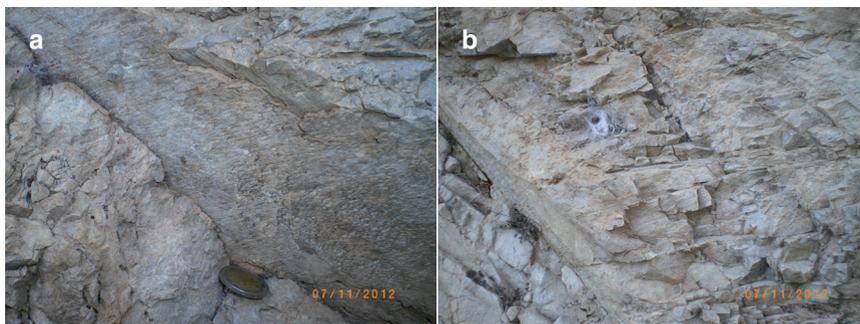


Fig. 48 - Negli affioramenti di cui alla Fig 47, sono spesso rilevabili i rapporti di precedenza tra il sistema di faglie estensionali a basso angolo e le faglie ad alto angolo sia normali che trascorrenti.

Sui piani di taglio a basso angolo si interrompono non soltanto le superfici di stratificazione ma anche faglie ad alto angolo su cui è rilevabile in alcuni casi una cinematica doppia espressa da due distinti sistemi di strie a carattere trascorrente e da faglia normale (fig. 48) con sovrapposizione delle seconde alle prime. In alcuni casi inoltre le faglie ad alto angolo tagliano le superfici a basso angolo.

Sulle superfici a basso angolo sono rilevabili cinematiche estensionali indipendentemente dalla immersione delle superfici portanti.

Questo insieme di dati (fig. 49) preliminari indica che:

- le superfici a basso angolo sono la replica alla mesoscala delle faglie piatte estensionali che destrutturano lo *stacking* dei M.ti d'Oltre Serchio di cui alla sezione geologica B-B' sopracitata;

- la geometria secondo cui sono organizzate le superfici estensionali a basso angolo è espressione di estensione non unidirezionale a carico del volume interessato.

L'attività delle faglie ad alto angolo non è interamente antecedente all'esten-

LEGENDA STEREOINET	
<u>Tracce ciclografiche e strie</u>	<u>Poli</u>
●—● Faglie normali (N)	▲ Faglie normali (N)
●—● Faglie inverse (I)	▲ Faglie inverse (I)
●- - -● Faglie trascorrenti (Tr)	■ Faglie trascorrenti destre (Tr.dx)
●- - -● Faglie a cinematica non risolta	■ Faglie trascorrenti sinistre (Tr.sx)
	□ Faglie trascorrenti (Tr.nd) (movimento non determinato)
	○ Faglie a cinematica non risolta

Fig. 49 - In figura la legenda relativa agli stereonet di cui alle Figg. 52, 53, 54 (Reticolo di Wulff, emisfero inf.).



Fig. 50 - Alcuni esempi a diversa scala della tettonica estensionale a basso angolo (D4) a carico della Falda Toscana (a) e dell'Unità di S.Maria del Giudice (b,c).

sione a basso angolo. La coesistenza su alcune faglie ad alto angolo di una doppia cinematica lascia aperta la possibilità che soltanto i movimenti da faglia normale siano in parte almeno successivi all'estensione a basso angolo.

Le relazioni tra le faglie sottrattive a basso angolo e le strutture della Fase plicativa D<sub>2</sub> nei Monti d'Oltre Serchio (fig. 50) e di Massarosa non si accordano con il modello cinematico proposto da CARMIGNANI & KLIFFIELD (1990) per la genesi delle pieghe di seconda fase delle unità tettono-metamorfiche della finestra tettonica delle Alpi Apuane.

Queste relazioni indicano piuttosto l'indipendenza di queste due strutturazioni e l'antecedenza della deformazione plicativa rispetto alla tettonica estensionale a basso angolo.

La tettonica estensionale a basso angolo post Fase Aquitaniana riveste specifica importanza anche in relazione alle problematiche connesse alla genesi del Calcare Caveroso alla base della Falda Toscana che, nelle sue diverse facies, e in particolare nella tettofacies di breccia tettonica ad elementi di metamorfiti derivanti dalle unità tettoniche toscane inferiori, non è riconducibile alla teoria classica della genesi autoclastica (BURCKHARDT, 1946; MERLA, 1951; TREVISAN, 1955; VIGHI, 1958).

La posizione di questa tettofacies alla base della Falda Toscana implica necessariamente tempi di strutturazione post metamorfici secondo superfici di taglio a basso angolo. Coerentemente con questo vincolo è stata proposta la relazione genetica di questa facies del Calcare Caveroso con la tettonica estensionale a basso angolo (CARMIGNANI & KLIFFIELD, 1990; CARMIGNANI *et alii*, 1991).

Senza escludere che una parte del Calcare Caveroso abbia questa origine verrà discussa nel paragrafo relativo alla Unità di Massa una possibile soluzione alternativa.

Le strutture geologiche controllate dalla tettonica estensionale a basso angolo, sono conosciute, nel contesto regionale, soprattutto in profondità attraverso l'indagine sismica e risultano spesso raccordate alle faglie ad alto angolo di superfi-

cie nel quadro di un sistema unitario di faglie a geometria listrica. È possibile, alla luce della cronologia della deformazione suggerita dalle ricerche condotte per la realizzazione del Foglio 261 “Lucca”, che queste due distinte geometrie di taglio, a basso e ad alto angolo, siano confluite in un unico modello cinematico estensionale come sommatoria di deformazioni indagate a livelli strutturali differenti.

#### 2.4.2. - *Le faglie ad alto angolo di direzione NW-SE*

Nella letteratura relativa all’Appennino settentrionale e alla Toscana sudoccidentale le faglie ad alto angolo di direzione NW-SE (direzione appenninica) (fig. 51) sono da oltre mezzo secolo (TREVISAN, 1952) abbastanza concordemente interpretate come faglie normali che delimitano e controllano, a partire dal Miocene superiore, l’evoluzione di bacini sedimentari marini e continentali confinati entro depressioni strutturali (*graben*) allungate parallelamente alla catena nord appenninica.

Questa interpretazione strutturale è da sempre adottata diffusamente anche



Fig. 51 - *La grande faglia ad alto angolo, trascorrente, di direzione N160 dei Monti d’Oltre Serchio (F4 dello schema di Fig. 44).*

per i sistemi di faglie ad alto angolo della media valle del F. Serchio sia in destra orografica (versante apuano) sia in sinistra (Garfagnana).

Questa interpretazione è fondata in generale su dati regionali derivanti dalla cartografia geologica e sui dati della sismica mentre sono quasi del tutto assenti gli studi analitici di carattere strutturale.

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" sono stati acquisiti abbastanza sistematicamente, alla mesoscala, dati analitici di carattere cinematico sui sistemi di faglie di direzione prevalentemente appenninica con l'obiettivo di vincolarne l'interpretazione che, nelle carte geologiche e nella letteratura regionale, è abitualmente affidata ai caratteri geometrici e al solo rigetto apparente. I dati analitici acquisiti sono relativi a 24 stazioni strutturali distribuite su 10 faglie maggiori per un totale di 234 misure (fig. 44).

I dati, rappresentati negli stereonet di figg. 49, 52, 53 e 54, vengono di seguito discussi in rapporto alle faglie maggiori di riferimento di cui allo schema di fig. 44.

#### 2.4.2.1. - La Faglia di Pescaglia (F1)

Nel quadro strutturale del Foglio 261 "Lucca" un ruolo di primo ordine è da assegnare alla faglia ad alto angolo (Faglia di Pescaglia), di direzione intorno a N140, che corre ad est dell'abitato di Pescaglia, attraversando la Valdottavo, tra il paese omonimo e Tempagnano ed intercettando il F. Serchio all'altezza di Ponte a Moriano. Indizi di un suo prolungamento verso sud, al di sotto dei depositi olocenici della Piana di Lucca, si possono ritrovare in corrispondenza della giustapposizione del Macigno della Falda Toscana, affiorante a S. Ginese, all'Unità di M. Serra, e, ancora più a sud, nei sistemi di faglie sepolte che sembrano bordare i rilievi delle Cerbaie (CANTINI *et alii*, 2001).

Questa faglia complessa affianca due settori di catena che presentano assetti e geometrie contrastanti.

Nel settore occidentale l'edificio strutturale è caratterizzato da due importanti culminazioni, corrispondenti alle finestre tettoniche delle Alpi Apuane a NW e dei Monti Pisani a SE, con la Falda Toscana che occupa la vasta depressione strutturale compresa tra i due nuclei metamorfici.

Nel settore orientale, viceversa, l'edificio strutturale si approfondisce regolarmente verso SE, direzione lungo la quale affiorano progressivamente le unità tettoniche geometricamente più elevate, fino ad arrivare ai depositi continentali del Pliocene inferiore-Pleistocene (formazione di Marginone-Mastromarco e conglomerati di Montecarlo) e del Pleistocene medio (conglomerati delle Cerbaie).

Questo contrasto di geometrie suggerisce che la Faglia di Pescaglia rappre-

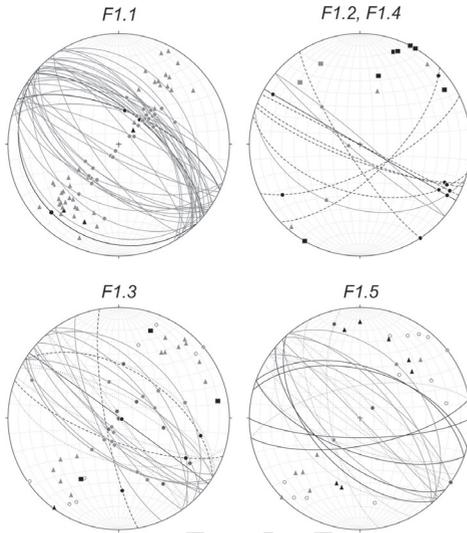


Fig. 52 - Stereonet relativo alle faglie alla mesoscala associate alla Faglia F1 (Faglia di Pescaglia) di cui allo schema di Fig. 44.

senti una discontinuità profonda, difficilmente riconducibile a soli movimenti secondo la massima pendenza come proposto in precedenza (CARMIGNANI *et alii*, 1992; CAROSI *et alii*, 2005).

Il quadro d'insieme appare viceversa in maggior accordo con l'attività di un importante sistema trascorrente, la cui attività tardiva potrebbe aver controllato nel Pleistocene superiore la definitiva strutturazione in *pull a part* del Canale di Bientina.

Alla mesoscala i dati distribuiti su n.6 stazioni strutturali (fig. 52) sono nell'insieme consistenti e significativi.

Stazione F1.1 (Foce di Bucine). Maiolica.

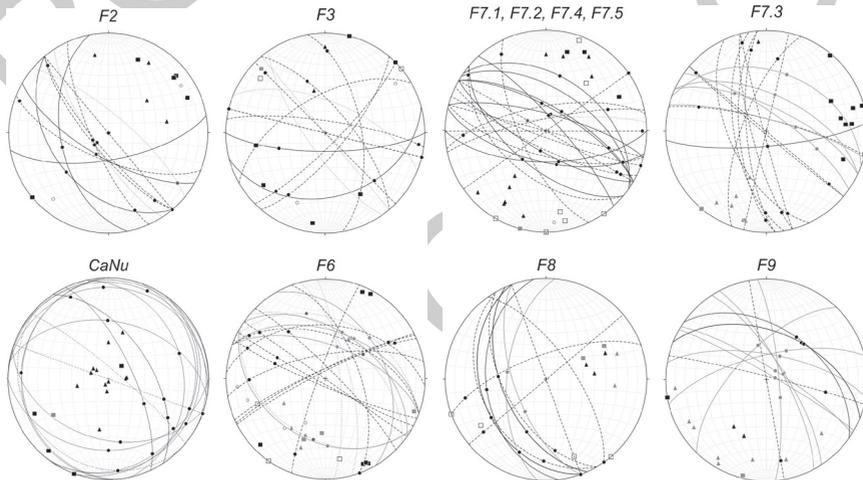


Fig. 53 - Stereonet relativo alle Faglie F2, F3 ed F6 di cui allo schema di Fig. 44. In basso a sinistra (CaNu) i dati relativi all'analisi degli affioramenti di cui alle Figg. 44 e 48.

Fig. 54 - Stereonet relativo alle Faglie F7, F8 ed F9 di cui allo schema di Fig. 44..

Affioramenti ben esposti e accessibili lungo la scarpata della strada che conduce al Rifugio Matanna. Popolazione molto omogenea e assai consistente di faglie inverse (fig. 55a) di direzione media N120- N130. Molto subordinate le faglie normali.

*Stazione F1.2 (Foce di Sella). Macigno.*

Insieme di faglie di direzione media N130 da trascorrenti dx a transpressive (I-dx e I-sx).

*Stazione F1.3 (Fosso Furiata). Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*, Maiolica, Macigno.*

Insieme consistente di faglie di direzione media N130. Prevalenza di faglie inverse e transpressive (I-dx e I-sx). In un caso associazione sulla stessa faglia di cinematiche inverse e transpressive. Subordinatamente faglie normali e transpressive (N-dx). Ben espressa la cinematica da faglia normale nel Macigno (fig. 55b) sullo specchio di faglia esposto, per una modesta frana di crollo in atto, nella scarpata stradale in corrispondenza del Fosso Furiata a monte di Pescaglia.

*Stazioni F1.4 e F1.5 (Valdottavo). Calcare Selcifero di Limano, Macigno.*

Poche faglie di direzione N120 trascorrenti dx e transpressive (I-dx). Faglie di direzione SW-NE, da trascorrenti sx a transpressive sx-N. Numerose le faglie di direzione NW-SE a cinematica non risolta.

*Stazione F1.6 (Tana al Lupo). Maiolica .*

Fascia cataclastica ad alta densità di faglie di direzione media N130.

#### 2.4.2.2. - La Faglia Montemagno-Ponte S. Pietro (F2)

Si sviluppa nel settore occidentale dell'area del Foglio 261 "Lucca" con direzione N 135 lungo l'allineamento Montemagno-Gualdo-Fibbiolla e interseca il F. Serchio poco a valle di Ponte S. Pietro. Taglia il sistema di faglie estensionali a basso angolo ( $D_4$ ) che destrutturano l'impilamento delle unità tettono-stratigrafiche in destra del F. Serchio a valle di Ponte a Moriano. Queste relazioni

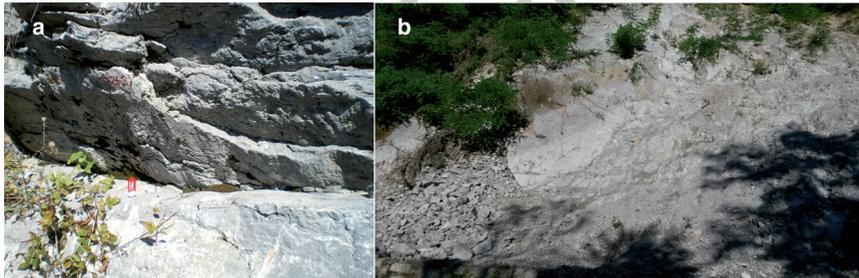


Fig. 55 - Faglia di Pescaglia (F1 dello schema di Fig. 44). Alla faglia maggiore sono associate, alla mesoscala faglie con cinematiche diverse. Nelle foto: inverse (a) e normali (b).



Fig. 56 - Associazione di faglie trascorrenti e inverse (Flower structure). Faglia di Cune (F9 dello schema di Fig. 44).

determinano, in corrispondenza della stazione F2.3 l'accostamento del Calcare Cavernoso (fig. 53), esumato dalle faglie estensionali, alle Unità tettoniche liguri.

Stazioni F2.1, F2.4 flysch di Ortonovo. F2.2, F2.5 Macigno. F2.3 Calcare Cavernoso, Maiolica.

Lo stereonet di fig. 53 cumula i dati di tutte le stazioni strutturali. I dati, tendenzialmente omogenei, indicano, per il sistema di direzione media N140, sia trascorrenza dx (fig. 56) sia distensione. In diversi casi le due cinematiche sono associate sulla stessa superficie di faglia e in questi casi la cinematica trascorrente dx precede la cinematica estensionale. Si tratta di un dato di particolare rilievo per l'interpretazione generale dell'evoluzione cinematica del sistema di faglie ad alto angolo, di direzione NW-SE, della media valle del F. Serchio su cui ritorneremo nel commento conclusivo sui dati analizzati.

#### 2.4.2.3 - La Faglia Nocchi- Casone - Mutigliano (F3)

È organizzata in due segmenti di direzione N140 raccordati da una faglia di direzione N70. Anche la Faglia F3 ad alto angolo taglia le faglie estensionali a basso angolo.

*Stazioni F3.1, F3.2* Maiolica. *F3.3* Macigno, flysch di Ortonovo.

I dati, sintetizzati nello stereonet cumulativo di fig. 53 indicano trascorrenza dx o transtensione dx per le faglie di direzione media N140 e N100, anche in questi caso in associazione a faglie normali (N-sx e N-dx).

#### 2.4.2.4. - Le Faglie della Brancoleria (*F6, F7, F8*)

Nel settore orientale del Foglio (Brancoleria), in sinistra del F. Serchio a valle di Borgo a Mozzano, questo sistema guida l'esumazione dell'insieme Maiolica-Scaglia Toscana affiancandolo al Macigno sia a NE sia a SW.

Le faglie *F6* ed *F7* tendono a convergere a SE dove dislocano, con spostamento compatibile con movimento trascorrente dx, l'*unconformity* alla base della formazione Marginone-Mastromarco (Pliocene inferiore). L'attività della Faglia *F7* riveste interesse specifico in rapporto al sollevamento recente del massiccio delle Pizzorne (Capitolo VI). La Faglia *F8* si sviluppa con direzione N160 tra le Faglie *F6* ed *F7* in sinistra del F. Serchio e tra Cune e Borgo a Mozzano, in destra del F. Serchio.

*Stazioni F6.1* litofacies calcarenitica della Scaglia Toscana. *Stazioni F6.2, F6.4* Macigno. *Stazioni F6.3* Scaglia Toscana.

I dati relativi alla Faglia *F6* (fig. 53) registrano un sistema integrato costituito da: trascorrenza dx (N135) coniugata a trascorrenza sx (N20) e da cinematica inversa N110. Mesofaglie I-dx sono ben espresse su un sistema di direzione tra N110 e N150 e inclinazione tra 30° e 60°. Un sistema dx-I, ad alto angolo, si sviluppa intorno alla direzione N65. Nell'insieme anche la faglia *F6* sviluppa transpressione dx intorno alla direzione NW-SE.

*Stazioni F7.1, F7.3, F7.4, F7.5.* Macigno. *F7.2* litofacies calcarenitica della Scaglia Toscana.

La Faglia *F7* sviluppa trascorrenza dx e transpressione dx-I sulle direzioni tra N130 e N175, associata a compressione, e transpressione sx-I, sulla direzione N110 (fig. 54). Sulla direzione media N120 cinematica da faglia normale nelle stazioni *F7.2* e *F7.4*. Non sono stati rilevati casi di cinematica multipla su una stessa superficie di faglia.

*Stazioni F8.1* Macigno. *F8.2* litofacies calcarenitica della Scaglia Toscana.

Sulla direzione N160, associazione di cinematiche compressive e trascorrenti con cinematiche transtensive e normali (fig. 54).

#### 2.4.2.5 - La Faglia di Cune (F9)

*Stazione F9.1* litofacies calcarenitica della Scaglia Toscana.

Nell'unica stazione (fig. 54), in destra del F. Serchio, si registra prevalenza di cinematica inversa, transpressiva e trascorrente dx sulle direzioni comprese nell'ampio ventaglio tra N100 e N170 (fig. 57). Faglie normali subordinate sulla direzione N120.

#### 2.4.3. - Considerazioni Conclusive

L'analisi alla mesoscala di popolazioni di faglie, distribuite sulle faglie maggiori ad alto angolo di direzione media intorno a N120- N140 (NW-SE) ne documenta il carattere policinematico con associazione ricorrente di faglie normali



Fig. 57 - Cinematiche trascorrenti, transpressive e transensive, destre, sono frequenti nei sistemi di faglie ad alto angolo, di direzione NW- SE, analizzate.

(o transtensive) e faglie trascorrenti (o transpressive) destre e subordinatamente inverse.

Quando su una stessa faglia siano associate cinematiche da faglia normale a cinematiche transpressive, le prime si sovrappongono alle seconde e sono quindi più recenti.

Questo quadro di dati sembra indicare che, in parte, i sistemi di faglie “appenniniche” (NW-SE) ad alto angolo siano state generate in un contesto strutturale compressivo ( $\sigma_1$  orizzontale) e abbiano agito come faglie normali ( $\sigma_1$  verticale) solo successivamente.

Non si tratterebbe quindi, in tutti i casi, di faglie normali primarie ma almeno in parte di riattivazione in distensione di faglie generate in regime transpressivo o trascorrente. Nel caso, frequente nelle stazioni analizzate, di associazione di cinematiche trascorrenti e cinematiche estensionali, la transizione dalle prime alle seconde sarebbe avvenuto senza modificare la posizione, sul piano orizzontale, dell’asse di minimo sforzo ( $\sigma_3$ ) per sola inversione degli assi  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$ .

Questa conclusione non si accorda con il modello strutturale applicato al settore occidentale dell’Appennino Settentrionale che a partire dalla metà del secolo scorso (TREVISAN, 1952), e tutt’ora largamente condiviso, associa le faglie ad alto angolo di direzione NW-SE, alla genesi e all’evoluzione di strutture estensionali (*horst* e *graben*), parallele alla direzione della catena, che avrebbero ospitato a partire dal Miocene superiore bacini sedimentari marini (nella Toscana sud-occidentale) e continentali (nella Toscana a nord del F. Arno).

Le faglie ad alto angolo NW-SE delimitano d’altra parte spesso stretti corridoi strutturali, la cui configurazione appare maggiormente compatibile con un movimento trascorrente piuttosto che con un sistema normale di cui manca del tutto la classica struttura a gradinata.

Il quadro che emerge dallo studio strutturale nell’area del Foglio 261 “Lucca” suggerisce che le strutture estensionali sempre sicuramente primarie siano soltanto i sistemi di faglie sottrattive, piate (D4) che come abbiamo detto destrutturano lo *stacking* preesistente che, nella Falda Toscana, è il risultato della sommatoria di almeno tre distinti eventi (D1, D2, D3) a carattere compressivo.

È concettualmente coerente con i dati raccolti, l’ipotesi che nel contesto geodinamico estensionale, responsabile dei sistemi di faglie sottrattive a basso angolo, siano stati riattivati come faglie normali anche elementi dei sistemi di faglie ad alto angolo generati in un contesto transpressivo.

Assai problematica, per l’assenza di *marker* stratigrafici, la possibilità di una scansione cronologica del quadro qui delineato per la cui messa a punto occorre fare riferimento agli studi di carattere strutturale condotti, nella Toscana sud occidentale, a carico delle successioni continentali e marine mio-plioceniche e pleistoceniche.

Senza possibilità di sviluppare compiutamente l'argomento, ci limitiamo a ricordare che alcuni studi analitici hanno documentato alla mesoscala l'esistenza diffusa di strutture da raccorciamento, a carattere prevalentemente trascorrente attive tra il Miocene superiore e il Pleistocene inferiore. (PERTUSATI *et alii*, 1980; CERRINA FERONI *et alii*, 1983; CERRINA FERONI *et alii* 1989; BOCCALETTI *et alii* 1994).

Scarsamente documentati sul piano strutturale sono i processi estensionali a basso angolo, in particolare per quanto riguarda la Toscana sudoccidentale.

A livello delle strutture maggiori è molto nota la Faglia dello Zuccale nell'Elba orientale per la quale è documentata con certezza una attività post magmatica (meno di 5.5 Ma) e ipotizzata un'attività estensionale secondo *detachment*, pre e sinmagmatici, fin dal Miocene inferiore e medio.

I processi estensionali a basso angolo sono oggetto di una Tesi di Dottorato (CLEMENZI, 2014) che discute due casi ubicati rispettivamente in settori interni (Promontorio di Lerici-Tellaro) ed esterni (Val di Lima) del prisma di accrezione dell'Appennino Settentrionale.

In evidente analogia con la struttura estensionale a basso angolo dei M.ti d'Oltre Serchio, il *detachment* di Tellaro taglia l'antiforme di Punta Bianca che, come l'antiforme-anticlinale rovesciata di La Spezia a vergenza W, può essere correlata alle strutture plicative post Fase Aquitaniana (post messa in posto della Falda Toscana) di queste Note.

Sia nei settori interni del prisma di accrezione (Isola d'Elba e Lerici-Tellaro) sia nei settori più esterni (Lunigiana e Val di Lima) da parte degli Autori è sostenuta, post estensione a basso angolo, l'attività di faglie dirette ad alto angolo che (Clementi *et alii* 2014) sarebbero da interpretare come la diretta espressione del regime geodinamico estensionale di retro arco instauratosi alle spalle del fronte compressivo.

Con riferimento infine alle successioni sedimentarie alto-neogeniche della Toscana sudoccidentale un caso interessante è rappresentato dalle popolazioni di faglie a carico delle argille del Pliocene inferiore e medio della Val d'Era. Nei tagli freschi delle pareti della discarica di Peccioli (PI) una popolazione di faglie mesoscopiche ad alto angolo, trascorrenti, a spaziatura metrica, è tagliata da superfici estensionali piatte (CERRINA FERONI, dati inediti).

### 3. L'UNITÀ DI MASSA: CONSIDERAZIONI CRITICHE

La presenza dell'Unità tettonica di S. Maria del Giudice in sinistra del F. Serchio nel settore sud-occidentale del Foglio 261 "Lucca" (schema tettonico nel campo Carta geologica) giustifica, in queste Note, una discussione di carattere

generale sul ruolo dell'Unità di Massa cui l'Unità di S. Maria del Giudice, unitamente alla Unità di Monte Serra (Monti Pisani), è stata correlata (CAROSI *et alii* in allestimento).

L'Unità di Massa (*s.s.*) si identifica con la successione pelitica e silico-clastica di età permo-triassica e pre-triassica (basamento ercinico), metamorfica in facies scisti verdi di alta pressione, che nel versante sud-occidentale delle Apuane si interpone tettonicamente tra la Falda Toscana e l'Autoctono.

Per le parziali affinità stratigrafiche e per la convergenza della posizione geometrica rispetto alla Falda Toscana, alla Unità di Massa (*s.s.*) sono state correlate, a N del F. Arno, sia la successione metamorfica di Punta Bianca a NW delle Apuane (ABBATE *et alii*, 2005) sia le Unità tettoniche di S. Maria del Giudice e di M. Serra, metamorfiche in facies scisti verdi, esposte in finestra nei Monti Pisani a SE (CAROSI *et alii*, in allestimento) (fig. 2).

Questo insieme di unità tettono-metamorfiche, indicato in queste Note Illustrative come Unità di Massa (*s.l.*), viene abbastanza concordemente ricondotto, in letteratura, a un dominio paleogeografico intermedio tra la Falda Toscana e l'Autoctono impostato sul margine passivo della placca Adria.

Questa collocazione deriva direttamente, nel contesto largamente condiviso di un trasporto a NE delle unità tettoniche nel corso della strutturazione dell'Appennino Settentrionale, dalla posizione geometrica, immediatamente sottostante alla Falda Toscana, che l'Unità di Massa (*s.l.*) occupa nello *stacking* strutturale.

Questa attribuzione paleogeografica è in particolare avvalorata dalla posizione geometrica della Unità di Massa *s.s.* nel versante occidentale delle Apuane, non solo sottostante alla Falda Toscana ma anche soprastante all'Autoctono.

L'effettiva corrispondenza geometrico-strutturale delle diverse unità attribuite all'Unità di Massa *s.s.* non è tuttavia così scontata.

Le sezioni schematiche di fig. 58 evidenziano la differenza che contrappone l'Unità tettono-metamorfica di Massa *s.s.* alle Unità tettono-metamorfiche di Punta Bianca e dei Monti Pisani (Unità di S. Maria del Giudice e Unità di M. Serra). Mentre a Punta Bianca e nei Monti Pisani l'Unità di Massa (*s.l.*) sottostà alla Falda Toscana secondo una superficie basso angolo deformata in antiforme, l'Unità di Massa *s.s.* inquadrata tra Falda Toscana e Autoctono immerge a SW con inclinazione media di circa 45°.

La superficie inferiore che la separa dall'Autoctono è inoltre deformata secondo pieghe aperte a piano assiale suborizzontale, comuni, in tutto l'edificio apuano, a carico della stratificazione ( $S_0$ ) e della scistosità di prima fase ( $S_1$ ) immergenti a SW.

Se queste diverse situazioni geometrico-strutturali vengono assunte come equivalenti, la posizione della Unità di Massa *s.l.* al di sotto della Falda Toscana assume necessariamente un significato regionale che comporta una collocazione

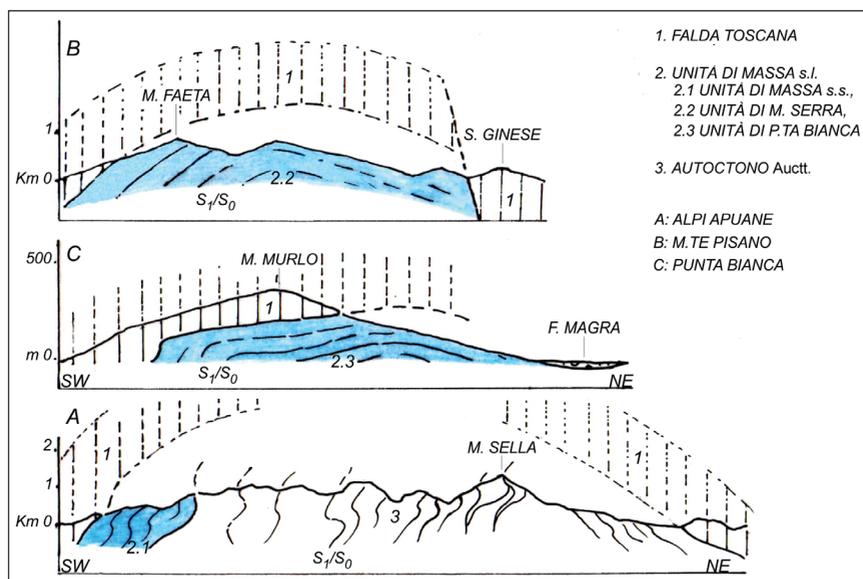


Fig. 58 - Sezioni geologiche trasversali, molto schematiche, per rappresentare le relazioni geometriche tra le unità toscane metamorfiche e la Falda Toscana, nei M.ti Pisani, nelle Apuane e a P.ta Bianca (SP).

paleogeografica intermedia tra il Dominio Toscano interno (bacino della Falda Toscana) e il Dominio Toscano esterno (bacino dell'Autoctono).

Secondo questa ricostruzione, più o meno esplicitamente condivisa in letteratura, dovremmo tuttavia attenderci che l'Autoctono si prolunghi verso NW al di sotto dell'Unità di Punta Bianca e verso SE al di sotto delle unità tettono-metamorfiche dei Monti Pisani. Questi rapporti non sono però contemplati in nessuna sezione geologica profonda (CROP) (CARMIGNANI *et alii*, 1994) né risultano confermati dai dati del sondaggio AGIP Pontremoli (REUTTER *et alii*, 1981; ANELLI *et alii*, 1994; PUCCINELLI *et alii*, 2010c) che, sul prolungamento verso N delle Apuane, non intercetta la successione carbonatica metamorfica dell'Autoctono Aucct. al di sotto del basamento scistoso metamorfico attraversato dal sondaggio per 461 metri fino a fondo pozzo (-3520 m).

A SE delle Apuane, nei Monti Pisani, è stata confermata l'esistenza delle due unità tettono-metamorfiche (Unità di S. Maria del Giudice e Unità di Monte Serra) già distinte da RAU & TONGIORGI (1974) (fig. 59). Entrambe le unità tettoniche sono correlate (CAROSI *et alii* in allestimento) alla Unità di Massa s.s. In questo settore, a SE delle Apuane, i sondaggi più profondi Pontetetto ENEL e Zannone 1 (perforato da Dalmine-Montecatini Edison), intercettano per oltre 250

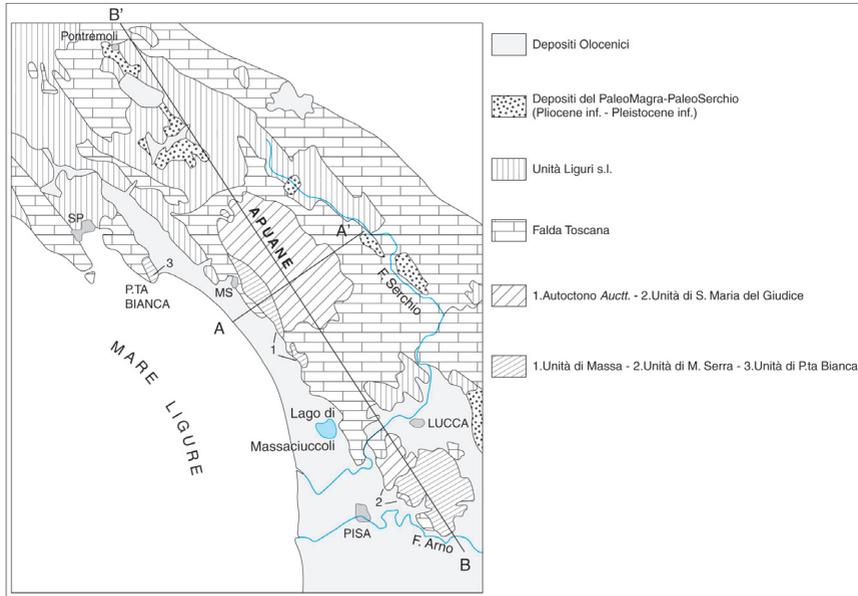


Fig. 59 - Nello schema geologico le Unità tettoniche di M.Serra e di P.ta Bianca sono correlate alla Unità di Massa s.s. (Apuane). L'Unità tettoniche di S.Maria del Giudice (M.ti Pisani) all'Autoctono Aucct.

metri a fondo pozzo il basamento filladico-quartzitico correlato al Verrucano dei Monti Pisani (GHELARDONI *et alii*, 1968). Mancano elementi per valutare se al di sotto degli scisti del basamento siano presenti la successione carbonatica metamorfica e il sistema di pieghe isoclinali che stratigraficamente, e strutturalmente, caratterizzano l'Autoctono Aucct. la cui presenza al di sotto dell'Unità di M. Serra non è mai stata d'altra parte espressamente ipotizzata da alcun autore.

Questa analisi a scala regionale delle relazioni tra le diverse unità metamorfiche sottostanti alla Falda Toscana a nord del F. Arno, conduce alla conclusione che non esistono elementi vincolanti per ammettere l'esistenza di un dominio paleogeografico interposto tra il bacino della Falda Toscana e il bacino dell'Autoctono.

Sembra quindi necessario riconsiderare l'assetto geometrico-strutturale delle diverse unità tettono-metamorfiche sottostanti alla Falda Toscana attribuite in letteratura alla Unità di Massa s.l.

Come si è visto l'Unità di Punta Bianca e le unità tettono-metamorfiche dei Monti Pisani (Unità di S. Maria del Giudice e Unità di M. Serra) sottostanno alla Falda Toscana secondo una superficie che per retrodeformazione delle strutture

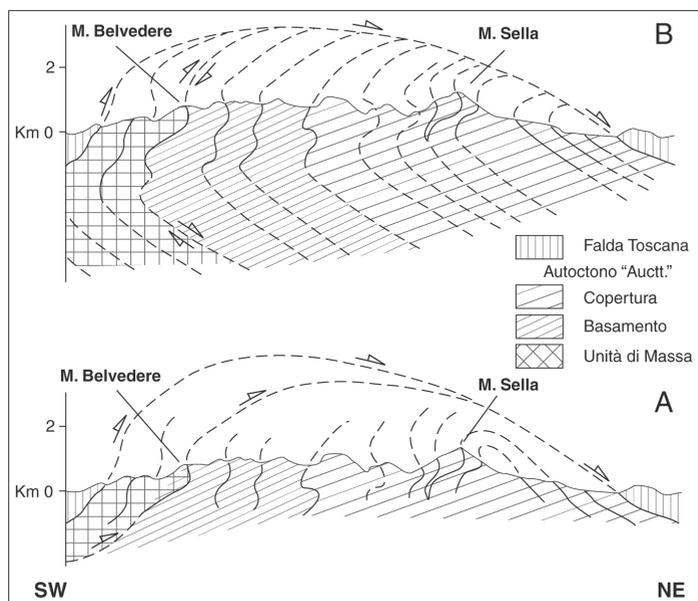


Fig. 60 - Sezioni geologiche alternative, secondo la traccia A-A' di cui allo schema di Fig. 59, per due diverse interpretazioni dei rapporti geometrici e cinematici tra l'Unità di Massa s.s. e l'Autoctono Auctt. In basso la soluzione "classica", in alto la soluzione discussa in queste Note.

post messa in posto, mantiene immutato l'ordine di sovrapposizione acquisito nel corso della fase di messa in posto.

Si può quindi parlare in entrambe le situazioni di una superficie tettonica "basso angolo" primaria che regola relazioni geometriche direttamente utilizzabili per il reciproco posizionamento dei rispettivi domini paleogeografici.

La stessa condizione non è data invece per l'Unità di Massa s.s. che, nelle Apuane, si interpone tra la Falda Toscana e l'Autoctono nel versante occidentale ma non nel versante orientale.

Il suo assetto (immersione "alto angolo" a SW) e la sua assenza nel versante orientale, è infatti compatibile con la sua attribuzione al fianco inverso di una grande sinforme rovesciata a NE strutturata al di sotto della Falda Toscana in una fase ( $D_2$ ) post pieghe isoclinali, sinmetamorfiche, della Fase  $D_1$  (*footwall syncline*  $D_2$ ) (fig. 60).

Il rapporto di sovrapposizione della Unità di Massa s.s. all'Autoctono non sarebbe in questo caso utilizzabile per restaurazioni paleogeografiche dal momento che, nel fianco inverso della sinforme, immergente a SW, risulterebbero invertiti i rapporti primari di sovrapposizione acquisiti nel corso della prima fase di messa in posto ( $D_1$ ) (fig. 61).

Verrebbe in questo caso a cadere la necessità di un dominio paleogeografico, di significato regionale, interposto tra il bacino della Falda Toscana, all'interno, e

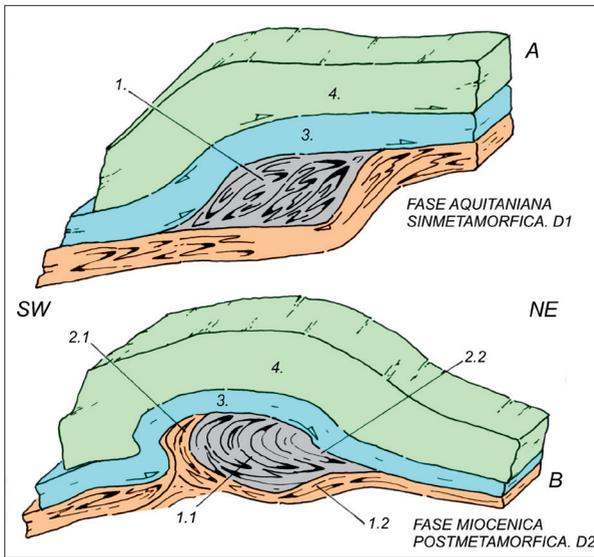


Fig. 61 - Nello schema la strutturazione in due fasi dello stacking apuano con inversione (dal quadro A al quadro B) dei rapporti tra Unità di Massa s.s. e Autoctono (Auctt.) nel fianco inverso della sinforme di footwall della Fase "post metamorfica" ( $D_2$  della letteratura).

il bacino dell'Autoctono, all'esterno.

Dalla restaurazione della sinforme di *footwall* strutturata al di sotto della Falda Toscana emergerebbe al contrario la necessità, per l'Unità di Massa s.l., di una zona paleogeografica esterna non solo al bacino della Falda Toscana ma anche al bacino di deposizione della successione dell'Autoctono (fig. 61).

Riconsiderando la struttura dei Monti Pisani (fig. 62), a questo bacino esterno sarebbe da ricondurre la successione dell'unità tettonica inferiore (Unità di Monte Serra) mentre l'unità tettonica superiore (Unità di S. Maria del Giudice), strutturalmente correlabile all'Autoctono, verrebbe a collocarsi paleogeograficamente

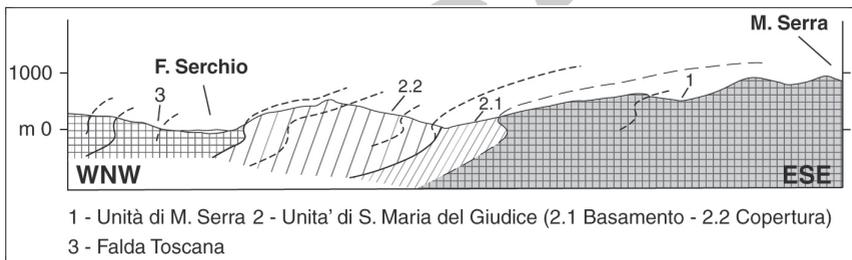


Fig. 62 - La sezione geologica schematica (M.ti Pisani) rappresenta i rapporti tra le unità metamorfiche (Unità tettonica di M.Serra e Unità tettonica di S.Maria del Giudice) e la Falda Toscana. Questi rapporti acquisiti nella fase di messa in posto ( $D_1$  della letteratura) non sono modificati dalla Fase  $D_2$  della letteratura.

in un bacino adiacente e immediatamente esterno al bacino della Falda Toscana.

A NW delle Apuane (Punta Bianca e Pozzo Pontremoli in Lunigiana), non sarebbe conservata la documentazione di questo bacino intermedio per la diretta sovrapposizione della Falda Toscana alla Unità di Massa s.l. (fig. 63).

Per l'Unità tettonica di S. Maria del Giudice appare quindi ammissibile la correlazione con l'Autoctono con la quale del resto presenta significative analogie stratigrafiche per la completezza della successione meso-cenozoica fino alla presenza, al tetto della successione, dei depositi silico-clastici di avanfossa (Pseudomacigno) del tutto assenti nella sottostante Unità di M. Serra così come del resto nell'Unità di Massa s.s. e, in Lunigiana, nella successione metamorfica sottostante alla Falda Toscana (Punta Bianca e pozzo Pontremoli).

Alla completezza della successione stratigrafica nei bacini più interni (bacino della Falda Toscana e bacino dell'Autoctono e della Unità di S. Maria del Giudice) si contrappone, in questa ricostruzione, un dominio non raggiunto dai flussi torbiditici silicoclastici nell'Oligocene superiore-Aquitano, e caratterizzato dal potente sviluppo della successione clastica continentale medio-triassica (Verucano) e dalla sostanziale assenza della copertura meso-cenozoica (fig. 64).

Il profilo longitudinale SE-NW attraverso il massiccio apuano dai Monti Pisani al pozzo Pontremoli in Lunigiana (fig. 63) è costruito ammettendo che gli elementi del fianco inverso della sinforme di *footwall* di cui alla sezione trasversale di (fig. 60) si prolunghino nel fianco dritto per uno spessore di circa 10 km di pertinenza dell'Autoctono al di sopra della Unità tettonica di Massa s.s.

Il profilo mette in evidenza la drastica riduzione di spessore tettonico dell'Au-

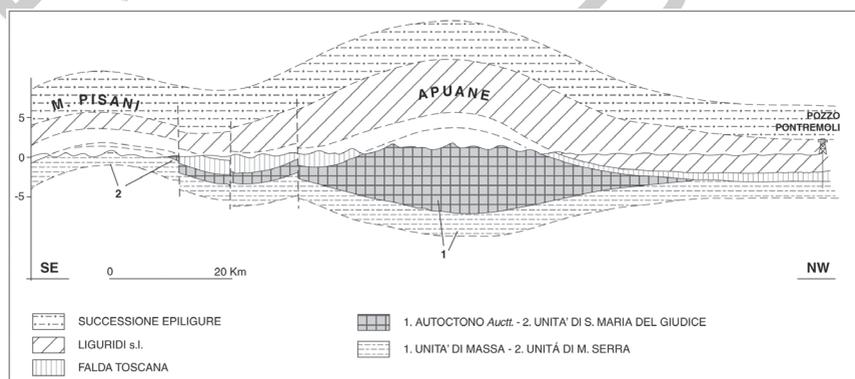


Fig. 63 - Il profilo geologico longitudinale dai Monti Pisani al Pozzo AGIP Pontremoli attraverso le Apuane (traccia B-B' dello schema geologico di Fig. 59) rappresenta i rapporti, non modificati dalla Fase D<sub>2</sub> della letteratura, tra le Unità toscane metamorfiche e la Falda Toscana. Nel profilo è ipotizzata al tetto dello stacking la Successione Epiligure smantellata dall'erosione.

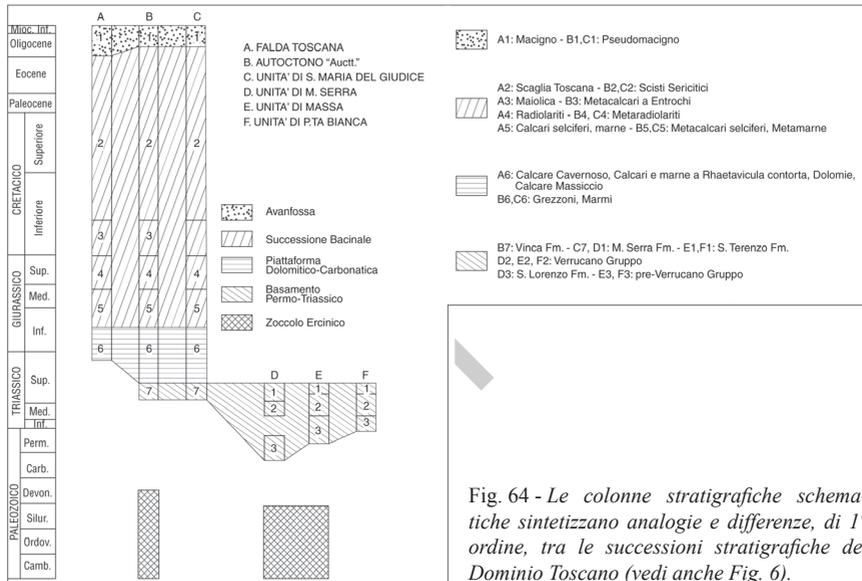


Fig. 64 - Le colonne stratigrafiche schematiche sintetizzano analogie e differenze, di 1° ordine, tra le successioni stratigrafiche del Dominio Toscano (vedi anche Fig. 6).

toctono espressa a SE, nei Monti Pisani, dalla Unità tettonica di S. Maria del Giudice e del tutto assente in Lunigiana a NW delle Apuane.

L'Unità tettono-metamorfica Autoctono è quindi ben sviluppata, secondo questa interpretazione, soltanto in corrispondenza delle Apuane che vengono così a corrispondere a una zona di accumulo della deformazione duttile non dissimile, per significato, dall'ispessimento generato in una struttura a *duplex* nei livelli strutturali elevati (fig. 61).

La soluzione strutturale avanzata in queste Note mette quindi in dubbio che le geometrie fondamentali dell'edificio apuano, con immersione opposta a SW e a NE, si raccordino attraverso l'antiforme a piano assiale ad alto angolo rappresentata tra il Monte Altissimo e il Monte Corchia nella classica sezione trasversale (CARMIGNANI *et alii*, 1993; MOLLI & MECCHERI, 2012) riprodotta schematicamente dalla sezione A della fig. 60. I due fianchi a opposta immersione avrebbero invece polarità opposta (fianco inverso con immersione a SW e fianco normale con immersione a NE, sezione B della fig. 60) in una sinforme rovesciata a NE di cui sarebbero quindi parassite le pieghe a piano assiale a basso angolo (simmetria ad S di fianco inverso).

Le due soluzioni alternative sono rappresentate attraverso due sezioni (fig. 60) che riproducono la sola geometria  $S_0/S_1$  senza la rappresentazione dei limiti tra

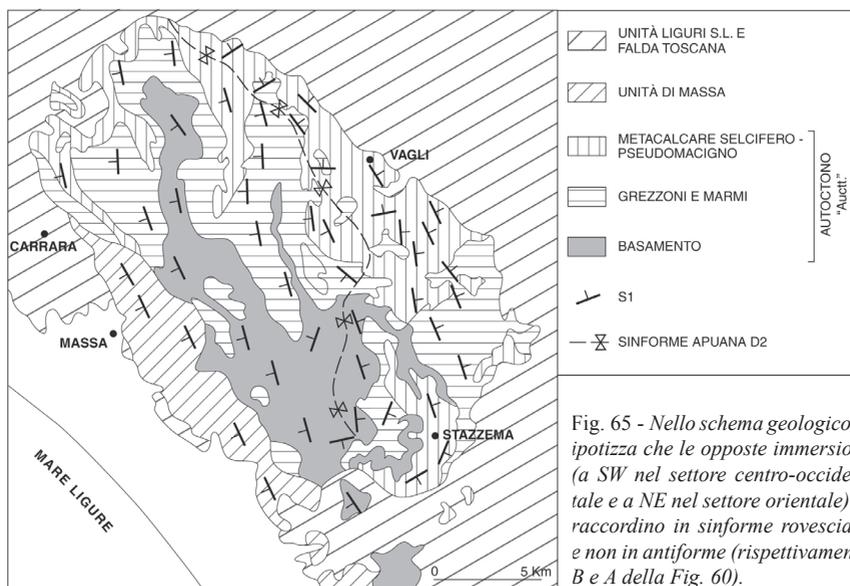


Fig. 65 - Nello schema geologico si ipotizza che le opposte immersioni (a SW nel settore centro-occidentale e a NE nel settore orientale) si raccordino in sinforme rovesciate e non in antiforme (rispettivamente B e A della Fig. 60).

le diverse unità litostatigrafiche all'interno della Unità di Massa s.s. e dell'Autoctono.

Secondo l'interpretazione strutturale proposta in queste Note dovremmo attenderci per la *footwall syncline* D<sub>2</sub> una traccia di piano assiale, immergente a W-SW al netto di deformazioni successive, a dividere, nelle Apuane, il settore centro-occidentale (S<sub>1</sub> immergente ad W-SW) dal settore orientale (S<sub>1</sub> immergente a E-NE). In questa soluzione la traccia di piano assiale della *footwall syncline* apuana (fig. 65) verrebbe sostanzialmente a corrispondere per posizione alla traccia dell'antiforme tardiva prevista dalla quasi totalità degli schemi strutturali apuani. Con la soluzione di una *footwall syncline* troverebbe accordo anche la distribuzione asimmetrica delle unità litostatigrafiche dell'Autoctono caratterizzata dalla concentrazione nel settore sud-orientale (Stazzemese) dei termini superiori (Scisti sericitici e Pseudomacigno) della successione stratigrafica.

Le implicazioni di questa soluzione alternativa sono rilevanti in quanto la Fase D<sub>2</sub> della letteratura geologica relativa alle Alpi Apuane assume in questo caso carattere compressivo venendo a corrispondere ad una seconda fase di messa in posto (sezione B, fig. 61) della Falda Toscana, e delle Unità tettoniche liguri (s.l) soprastanti, sulle unità tettono-metamorfiche derivanti dai domini toscani più esterni.

Questa soluzione strutturale e cinematica si discosta dalla interpretazione esposta per la prima volta in CARMIGNANI *et alii* (1981), e successivamente condi-

visa e riproposta a più riprese da autori diversi (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990), che ammette per la Fase D<sub>2</sub> carattere estensionale nel contesto di un collasso dello *stacking* strutturato nel corso della fase di raccorciamento tangenziale D<sub>1</sub>.

La soluzione che viene qui proposta incontra non pochi ostacoli che occorre analizzare e discutere.

La direzione di trasporto tettonico della fase D<sub>1</sub>, dedotta dalle lineazioni di allungamento e mineralogiche, è orientata nelle Apuane SW-NE con *top* a NE; con questa direzione di trasporto tettonico le pieghe isoclinali della Fase D<sub>1</sub>, con direzione ortogonale o subortogonale alla direzione di trasporto stessa, (circa NW-SE), quindi non riorientate in *sheath folds*, devono chiudere rispettivamente a SW (le sinclinali) e a NE (le anticlinali). Questa condizione deve essere rispettata, secondo l'interpretazione classica, in entrambi i fianchi a opposta immersione (a SW e a NE) dell'antiforme di cui alla sezione A di Fig. 60 che non registrano inversione di polarità nel corso della D<sub>2</sub>.

La soluzione alternativa presa in esame in queste Note comporta invece inversione della polarità D<sub>1</sub> nel fianco immergente a SW in quanto risolto come fianco inverso della sinforme rovesciata di *footwall* di seconda fase. In coerenza con una direzione di trasporto tettonico con *top* a NE, le pieghe isoclinali della Fase D<sub>1</sub>, di direzione circa NW-SE devono quindi chiudere rispettivamente, a SW le anticlinali e a NE le sinclinali nel fianco inverso di Fase D<sub>2</sub> con immersione a SW.

Si deve quindi generare, per piani assiali D<sub>1</sub> non orizzontali, una configurazione sinclinali-antiformi e anticlinali-siniformi nel fianco inverso D<sub>2</sub> con immersione a SW (fig. 66). Questa configurazione non è però riconosciuta in letteratura, alla scala delle strutture maggiori, per le pieghe isoclinali D<sub>1</sub> che sono sempre risolte come sinclinali siniformi con chiusura a SW e anticlinali antiformi con chiusura a NE.

L'analisi della ricca documentazione analitica di carattere strutturale relativa alle Apuane conduce alla osservazione che in numerosissimi casi gli assi delle pieghe D<sub>1</sub>, in corrispondenza delle "chiusure periclinali" delle strutture maggiori, hanno direzione trasversale (intorno a SW-NE) tendenzialmente coincidente con la direzione di estensione. Questa disposizione trasversale degli assi delle pieghe isoclinali della Fase D<sub>1</sub>, che viene messa in relazione allo sviluppo di pieghe a guaina (*sheath folds*) in ambiente duttile ad elevato tasso di *strain*, riduce sensibilmente la possibilità di stabilire il *facing* delle pieghe isoclinali maggiori non evolute in *sheath folds*.

Il problema non si presenta più semplice alla scala delle strutture minori (scala mesoscopica) per l'estrema difficoltà di utilizzare criteri di polarità della stratificazione (S<sub>0</sub>) nei livelli stratigrafici in cui S<sub>0</sub> sia conservata e non coincidente con S<sub>1</sub>, che consentano di discriminare le anticlinali dalle sinclinali. I tentativi condotti da parte nostra su affioramenti di Metacalcari con selce al nucleo della

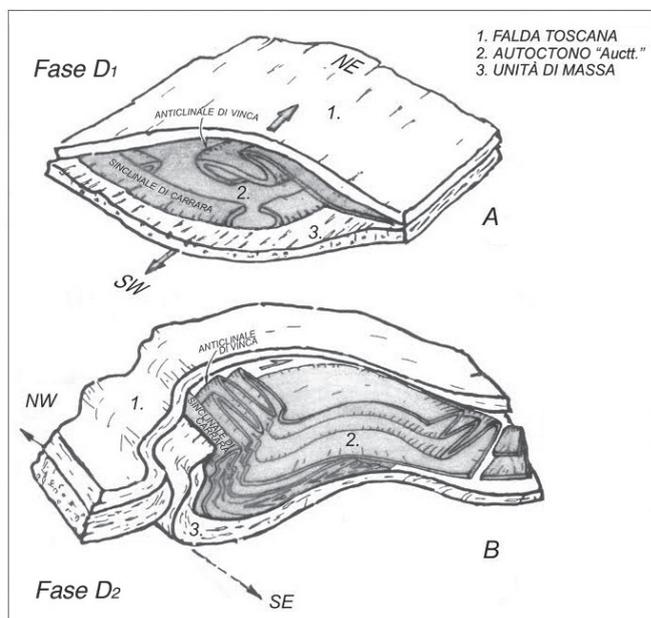


Fig. 66 - In figura è rappresentata l'evoluzione cinematica delle pieghe isoclinali apuane dalla Fase D<sub>1</sub>(A) alla Fase D<sub>2</sub> (B) (della letteratura) per rovesciamento dei piani assiali nel fianco inverso della sinforme di footwall. Per la sinclinale di Carrara (P.A immergente a SW) è ipotizzata una configurazione finale (post D<sub>2</sub> della letteratura) sinclinale-antiforme.

sinclinale di Carrara non ha prodotto apprezzabili risultati.

Anche la relazione  $S_0/S_1$  deve presentare configurazioni opposte nelle due interpretazioni strutturali a confronto.

Secondo la soluzione "classica" (sezione A di fig. 60) nei fianchi con immersione a SW si deve avere  $S_1$  meno inclinata di  $S_0$ , per  $S_0$  inversa e  $S_1$  più inclinata di  $S_0$ , per  $S_0$  a polarità normale. All'opposto, secondo la soluzione alternativa avanzata in queste Note (sezione B di fig. 60) si avrebbe  $S_1$  meno inclinata di  $S_0$ , per  $S_0$  normale e  $S_1$  più inclinata di  $S_0$ , per  $S_0$  inversa.

Anche questa condizione tuttavia non è agevolmente verificabile per due ragioni specifiche.

In primo luogo, per evitare ogni incertezza di attribuzione tra  $S_1$  e  $S_2$  occorre prendere in considerazione solo gli assetti con  $S_0$  e  $S_1$  ad alto angolo.

In secondo luogo occorre anche in questo caso avere certezza della polarità della  $S_0$  che, per la ripetizione di fianchi paralleli a polarità opposta nelle pieghe isoclinali parassite delle pieghe maggiori, non può essere data per scontata anche quando non sia ambigua la posizione dell'affioramento nel contesto strutturale di 1° ordine.

Questa certezza può essere assicurata, in definitiva, quasi esclusivamente in corrispondenza del passaggio stratigrafico tra la formazione dei marmi - e la

formazione dei metacalcari con selce, in condizioni di buona esposizione, con immersione a SW.

Le occasioni di accertare la relazione  $S_1/S_0$  per  $S_0$  a polarità definita, sono quindi limitate, in particolare quando, come nel nostro caso, si abbia conoscenza solo indiretta della ubicazione degli affioramenti potenzialmente favorevoli.

Con questi limiti vogliamo comunque segnalare alcune relazioni osservate nei metacalcari con selce al nucleo della sinclinale di Carrara che, anche se non risolutive, incoraggiano nella verifica della soluzione alternativa discussa in questo capitolo (fig. 67).

Con la soluzione strutturale prospettata in queste Note trovano accordo i dati relativi al metamorfismo dell'Unità di Massa (s.s) riguardo al quale la letteratura registra valori di T localmente superiori a quelli dell'Autoctono.

Al picco metamorfico della Fase  $D_1$  corrisponderebbe infatti, per l'Unità di Massa s.s., un carico tettonico superiore a quello dell'Autoctono derivante dallo spessore, stimabile in poco meno di 10 km, del suo sistema di pieghe isoclinali che occuperebbe nello *stacking* primario, una posizione più elevata, e non più profonda rispetto all'Unità di Massa.

L'inversione dei rapporti geometrici tra l'Unità di Massa s.s. e l'Autoctono nella Fase  $D_1$ , prevista dalla soluzione strutturale avanzata in queste Note,

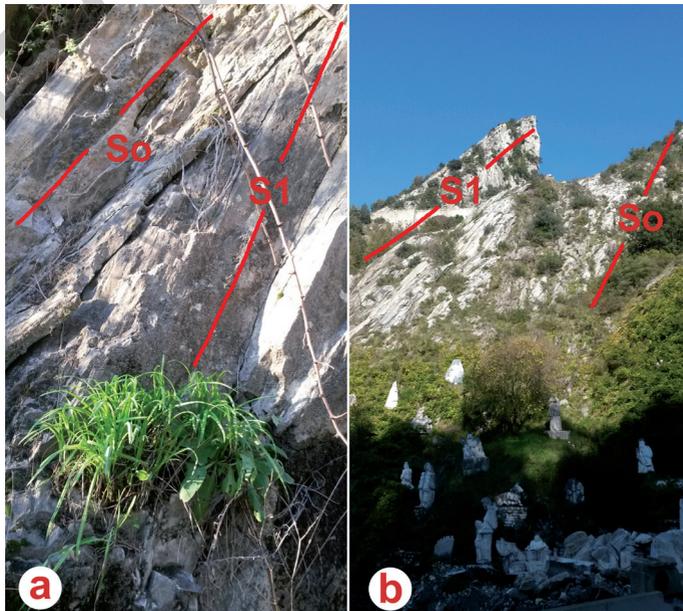


Fig. 67 - Le relazioni  $S_1/S_0$  nei Metacalcari con selce nei due fianchi (fianco inverso in a e fianco normale in b) della sinclinale di Carrara.

potrebbe dare così ragione dei valori ( $T= 450^{\circ}\text{-}500^{\circ}\text{ C}$  e  $P= 0,6 - 0.9\text{ GPa}$ ) (JOLIVET *et alii*, 1998; MOLLI *et alii*, 2000,2002) stimati per l'Unità di Massa *s.s* in base alla paragenesi quarzo, mica bianca, clorite, cloritoide,  $\pm$  cianite, superiori ai valori ( $T=300^{\circ}\text{-}450^{\circ}\text{C}$  e  $P= 0,6\text{ GPa}$ ) stimati per l'Autoctono (FRANCESCHELLI *et alii*, 1999).

Appare anche interessante il grado più elevato di ricristallizzazione del Marmo nella sinclinale di Carrara (Centro di GeoTecnologie, 2007) che, rispetto alle strutture più orientali, occupa una posizione più elevata secondo l'interpretazione tradizionale ma non secondo la soluzione strutturale fin qui discussa. Come per l'Unità di Massa *s.s.* anche le strutture isoclinali dell'Autoctono *Auctt.* della Fase  $D_1$  avrebbero infatti subito l'inversione della loro posizione reciproca nel corso del rovesciamento in sinforme durante la seconda fase compressiva  $D_2$ .

Secondo il modello evolutivo proposto potrebbero essere infine ricondotte a un evento compressivo postmetamorfico, piuttosto che ai processi estensionali basso angolo responsabili della definitiva strutturazione dello *stacking* apuano, la tettofacies del Calcere Cavernoso (*s.l.*), molto diffusa alla base della Falda Toscana, costituita da breccie poligeniche ad elementi di metamorfiti.

## VI - LA PIANA DI LUCCA E IL PALEOSERCHIO

### 1. - INTRODUZIONE

La Piana di Lucca costituisce un bacino sedimentario continentale recente (Pliocene inferiore-Pleistocene-Olocene) che occupa, nell'economia del Foglio 261 "Lucca", un ruolo chiave per la ricostruzione dell'evoluzione tardorogenica del settore di catena compreso tra le culminazioni strutturali delle Alpi Apuane a NW e dei Monti Pisani a SE.

Il lungo capitolo di queste Note relativo al Paleoserchio e alla Piana di Lucca, si articola in due sezioni che contrappongono l'interpretazione classica (VI 2) ad una nuova interpretazione suggerita dai nuovi dati e dalla rivisitazione critica dei dati di letteratura (VI 3).

Il paragrafo VI 2 riproduce senza rilevanti variazioni l'interpretazione presentata nelle Note Illustrative del Foglio 262 "Pistoia". Per non alterarne in alcun modo i contenuti e il significato sono qui riutilizzate senza modifiche anche le unità cronostratigrafiche informali (Ruscignano, Villafranchiano) comunemente in uso, nella letteratura dell'Appennino settentrionale, per la risoluzione della stratigrafia delle successioni continentali (Fluvio-lacustre *Auctt*).

Nella sezione (VI 3) che ospita la nuova interpretazione al contrario, viene utilizzata la nuova scala cronostratigrafica adottata dalla comunità scientifica per l'intervallo Pliocene-Pleistocene a seguito delle deliberazioni della *International Commission on Stratigraphy's (ICS) Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (SQS)*. Le unità cronostratigrafiche informali "storiche" sono convertite, non senza alcune incertezze, nelle unità cronostratigrafiche ufficiali.

Con questa impostazione gli eventi del processo deposizionale che ha caratterizzato l'evoluzione del territorio negli ultimi 3.5 Ma vengono dialetticamente contrapposti attraverso due modelli evolutivi diversi per contenuto e forma.

La nuova interpretazione che viene qui proposta, tende a collocare la Piana di Lucca nel processo evolutivo del Paleoserchio con l'obiettivo di organizzare in un sistema deposizionale unitario i diversi depositi fluviali di età variabile tra il Pliocene inferiore e l'Attuale presenti in questo settore di catena.

## 2. L'INTERPRETAZIONE "STORICA"

Questo territorio, di forma grossolanamente triangolare, è limitato a sud dai Monti Pisani, a est-nordest dalla terminazione settentrionale del pianalto delle Cerbaie e dai rilievi delle Pizzorne, a ovest-nordovest dal percorso del F. Serchio, il quale tra Ponte a Moriano e la strettoia di Filettole scorre verso sudovest, contenuto da una serie di arginature. Gli affluenti, tutti a carattere torrentizio e di modesta lunghezza, che s'immettono direttamente nel F. Serchio in corrispondenza della Piana, provengono sia dai rilievi nordoccidentali, sia dai Monti Pisani, sia più limitatamente dalle Pizzorne. Tra gli affluenti di destra si ricordano, il Fosso La Cerchia, il Rio, il T. Freddana, il T. Contessoria e il Fosso Canabbia; tra quelli di sinistra il T. Fraga, proveniente dalle Pizzorne, il Rio Guappero, il Fosso Vorno e il Rio Massa, provenienti dai versanti settentrionali dei Monti Pisani. Per la particolare genesi della parte più meridionale della Piana, dove scorreva il ramo del F. Serchio diretto verso sud, prima dei definitivi lavori di contenimento delle acque del fiume, che flagellava regolarmente la città di Lucca, i torrenti e i fossi provenienti dalle Pizzorne e dalle Cerbaie non sono più tributari del F. Serchio, ma s'immettevano direttamente nel lago di Bientina e dopo il 1859 nei canali di bonifica, costruiti in occasione della lunga e complessa bonifica del Padule del Bientina iniziata dal Granduca di Toscana Leopoldo II e terminata nella prima metà del XX secolo. Da nord (rilievo delle Pizzorne) provengono il Rio Caprio, il Rio Sana, il Rio Dezza e il Rio Deccio; da nordest e da est (colline di Montecarlo-Cerbaie) il Rio San Gallo e la Fossa Navareccia.

La Piana è compresa nella parte terminale di un'ampia depressione tettonica che si estende tra i Monti Pisani-Monti d'Oltre Serchio a ovest e la dorsale

di Montalbano a est, che la separa dalla pianura di Firenze, Prato, Pistoia (fig. 68). Essa prosegue verso sud nelle valli dell'Era, dell'Elsa e della Pesa, mentre verso nord s'interrompe lungo il limite pianura-montagna, probabilmente in corrispondenza di una discontinuità rappresentata da una faglia distensiva di dire-

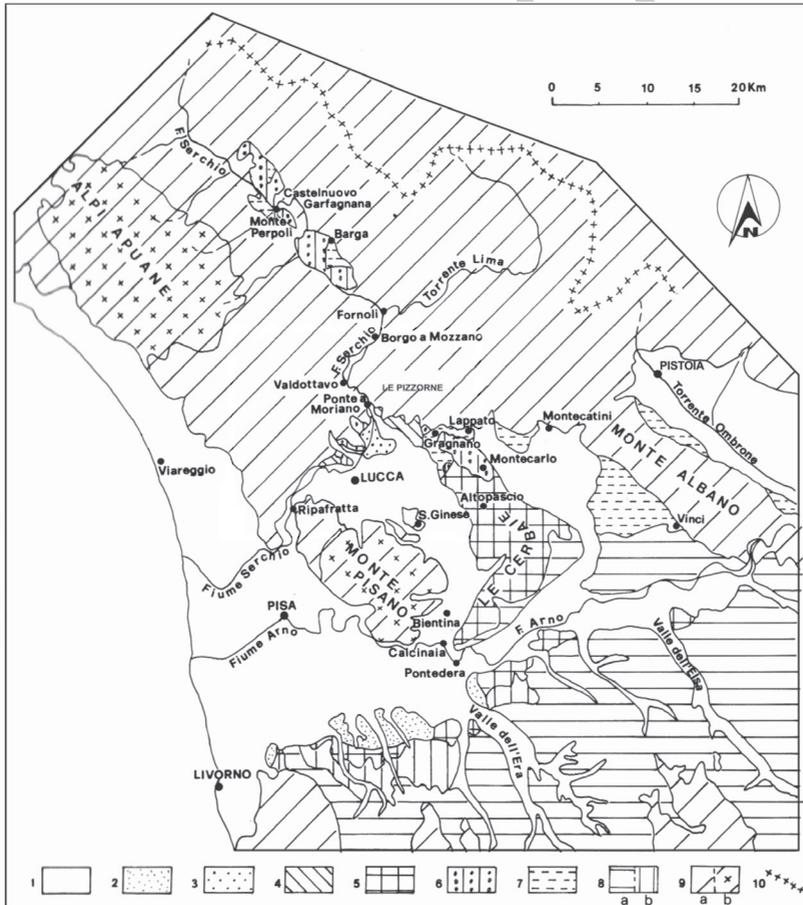


Fig. 68 - Schema geologico della Toscana Nord-Occidentale (da PUCINELLI, 1992). 1) Depositi alluvionali; 2) Sabbie di Vicarello (Pleistocene sup.); 3) Ghiaie del Serchio (Würm II); 4) Depositi lacustri e fluvio-lacustri del II ciclo (Pleistocene medio); 5) Conglomerati e sabbie delle Cerbaie (Pleistocene medio); 6) Conglomerati di Montecatini e depositi fluviali antichi della Garfagnana (Pleistocene inf.-medio); 7) Argille di Marginone-Mastromarco (Villafrafranchiano medio-sup.); 8) Depositi marini (a: Pliocene inf.-medio; b: Pleistocene inf.); 9) Substrato (a: sedimenti neoautoctoni miocenici, Falda Toscana, Unità Liguri s.l.; b: unità metamorfiche delle Alpi Apuane e del Monte Pisano); 10) Spartiacque appenninico.

zione est-ovest, lungo cui, in tempi assai recenti a partire dal Villafranchiano, si è svincolata la Piana di Lucca, in abbassamento, dall'altopiano delle Pizzorne, in sollevamento. Nella porzione settentrionale di questa depressione, limitata a sud dall'allineamento Altopascio-S. Ginese-propaggini settentrionali dei Monti Pisani, si hanno, a partire dal Rusciniense superiore secondo alcuni, più recentemente secondo altri depositi di tipo continentale (fluvio-lacustri), secondo la maggior parte degli Autori, prevalentemente fluviali secondo SARTI *et alii* (2001), in un bacino intermontano con alto tasso di sedimentazione, come lasciano intuire gli abbondanti elementi detritici grossolani, trasportati dai corsi d'acqua. Nella parte centrale e meridionale di questa depressione sono presenti successioni sedimentarie, riferibili ai cicli marini e lacustri del Mio-Pliocene.

Nella zona di studio GHELARDONI *et alii* (1968), analizzando alcune linee sismiche e interpretando il pozzo di ricerca Pontetetto 1, perforato da Enel Larderello, ipotizzano nella Piana di Lucca la presenza di 400 m circa di sedimenti "quaternari", poggianti direttamente sul substrato appartenente all'Unità tettonica della Falda Toscana, in particolare sulla formazione del Calcare Cavernoso; concludono poi, rilevando l'assenza di depositi mio-pliocenici.

I sedimenti continentali furono descritti abbastanza esaurientemente nelle Note illustrative del Foglio 105 "Lucca" alla scala 1:100.000 (TREVISAN *et alii*, 1971a), dove furono distinti anche due cicli lacustri: il primo più antico (I ciclo lacustre del Villafranchiano superiore) comprendente alla base depositi argilloso-limoso-sabbiosi con ligniti e livelli conglomeratici e al tetto sabbie e conglomerati anche grossolani; il secondo superiore (II ciclo lacustre del Pleistocene medio) caratterizzato da sedimenti sabbioso-conglomeratici, su cui poggiano i terrazzi fluviali più recenti.

Nonostante che successivi studi (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; SARTI *et alii*, 2001) a carattere geologico-stratigrafico, geomorfologico e pedologico abbiano contribuito a far progredire le conoscenze, rimangono ancora delle incertezze e difficoltà legate alla precisazione dell'età del I e del II ciclo lacustre e di quelli fluviali sovrastanti, a causa dei poco numerosi resti paleontologici e dalle pessime condizioni degli affioramenti, spesso invisibili a causa dell'intensa antropizzazione e dal grado di alterazione assai spinto.

I dati biostratigrafici, in verità assai scarsi e discontinui, basati su resti di mammiferi (FUCINI, 1891; MERLA, 1949; RICCIARDI 1952; TREVISAN *et alii*, 1971a), su invertebrati (RISTORI, 1984) o su resti pollinici (RICCIARDI, 1952; TREVISAN *et alii*, 1971a) avevano permesso di attribuire il I ciclo lacustre al Villafranchiano superiore. Tale età fu poi messa in discussione da DALLAN (1988), in seguito al ritrovamento di un metacarpo appartenente alla specie *Alephis lyrix* nelle vicinanze della

fornace di Lappato, che attribuiva la base della sequenza al Rusciniense superiore. L'età del tetto per la presenza di molluschi dulciacquicoli venne attribuita al Villafranchiano superiore. In seguito ZANCHETTA *et alii* (1994) e ZANCHETTA (1995) hanno datato l'Unità di Massarella (correlabile con la formazione di Marginone-Mastromarco del I ciclo lacustre) al Villafranchiano (?medio) per la presenza di resti di mammiferi (*Stephanorhinus* cfr. *etruscus*, *Leptobos* cfr. *etruscus*, *Equus* cfr. *stenonis*, *Sus* cfr. *strozzi*) e di molluschi *Viviparus ampullaceus*, *Negulus villafranchianus*, *Gastrocopta (Vertigopsis) dehemi* e *Leiostyla gottichiki*.

Contemporaneamente CAREDIO *et alii* (1995), nel settore orientale della depressione, ai piedi della dorsale di Montalbano (località Mastromarco), hanno datato la formazione di Marginone-Mastromarco, sovrastante i depositi marini del Pliocene inferiore-medio, al Villafranchiano superiore, per la presenza di ostracodi d'acqua dolce, di laminari bivalvi (*Lymnea bucciniformis*) e di gasteropodi di ambiente continentale (*Viviparus ampullaceus*).

In tempi ancora più recenti SARTI *et alii* (2001) hanno riferito l'età di questi depositi, definiti di piana alluvionale, genericamente al Villafranchiano, non escludendo però che essa possa essere compresa tra il Villafranchiano medio e il Villafranchiano superiore per la presenza di associazioni polliniche e di invertebrati (*Emmericia umbra*, *Melanopsis affinis* e *Theodoxus groyanus*), segnalati anche da RISTORI (1984) e da ZANCHETTA (1995).

Quest'ultima datazione è confrontabile con quella attribuita attraverso resti di micro e macroforaminiferi a sedimenti analoghi (Unità di Massarella) nel basso Valdarno (Case Sgherri) da MARCOLINI *et alii* (2000), che l'hanno riferita ad un periodo compreso tra il Villafranchiano medio e la parte bassa del Villafranchiano superiore, corrispondente all'intervallo che va dall'Unità faunistica di Costa San Giacomo a quella di Olivola.

Per ZANCHETTA (1995) la parte superiore della formazione è compresa senz'altro nel Villafranchiano superiore, dove compaiono intercalazioni di depositi marini, riferibili alla formazione delle Argille ad *Arctica islandica* affioranti più a sud (zona di Montecastello- Montopoli Valdarno).

Purtroppo i sovrastanti depositi, appartenenti a diversi cicli fluviali (conglomerati di Montecarlo e conglomerati delle Cerbaie), non contengono reperti paleontologici, per cui le attribuzioni temporali si basano su correlazioni litostratigrafiche con formazioni ritenute coeve e affioranti in aree limitrofe. I conglomerati di Montecarlo sottostanti ai conglomerati delle Cerbaie e sovrastanti i depositi del Villafranchiano superiore, secondo una discordanza stratigrafica, potrebbero avere un'età compresa tra il post Villafranchiano superiore e il Pleistocene medio, età attribuita ai Conglomerati e sabbie di Casa di Poggio ai Lecci. Questa formazione, affiorante in sponda sinistra del F. Arno e caratterizzata dalla presenza di livelli di tufiti cineritiche (SQUARCI & TAFFI, 1967), è stata correlata con i con-

glomerati delle Cerbaie, appartenenti al ciclo fluviale Altopascio-Cerbaie. ZANCHETTA (1995) attribuisce ai conglomerati e sabbie di Casa di Poggio ai Lecci al Pleistocene medio e i sottostanti conglomerati di Montecarlo al Pleistocene inferiore-medio.

La Piana di Lucca e la Piana di Pescia- Montecarlo-Vinci, un tempo unite, hanno seguito le stesse vicende geologiche e geomorfologiche fino al Pleistocene superiore, momento in cui si forma il pianalto delle Cerbaie, che le ha separate definitivamente. Pertanto la loro evoluzione è stata trattata dai diversi Autori unitariamente fino all'individuazione del pianalto suddetto, secondo quanto già evidenziato nelle Note illustrative della Carta Geologica d'Italia del Foglio 262 "Pistoia" alla scala 1:50.000 (PUCCINELLI *et alii*, 2010b).

I diversi Autori che hanno studiato questo territorio non sempre concordano tra loro nella successione temporale degli eventi tettono-sedimentari, responsabili dell'evoluzione della piana lucchese e di quella pesciatina-montecatinese, giungendo a conclusioni assai diverse tra loro a causa della controversa età dei depositi appartenenti al I ciclo lacustre.

TREVISAN *et alii* (1971a) e FEDERICI & MAZZANTI (1988) ritengono che in tutta l'area s'instauri nel Pliocene inferiore una sedimentazione francamente marina a seguito di una trasgressione regionale, a cui è seguita un'emersione. Nel Pleistocene inferiore, in seguito ad un'accentuata subsidenza nelle aree emerse, s'instaura una sedimentazione di tipo lacustre (I ciclo lacustre), prevalentemente fine (limi e sabbie) con intercalazioni di ghiaie e di ciottoli anche grossolani nella parte medio-superiore. Segue un ciclo di chiusura del lago, determinato dai forti apporti detritici provenienti da ovest-sudovest (Monti Pisani) e da nord (valle del Serchio).

PUCCINELLI (1992), sulla base di quanto evidenziato da GHELARDONI *et alii* (1968), che escludevano una sedimentazione marina al Mio-Pliocene a nord della linea Vinci-S. Ginese-Lucca e secondo quanto esposto da DALLAN (1988), che aveva rinvenuto in sedimenti basali del I ciclo lacustre un metacarpo appartenente ad *Alephis lyrix* e attribuito al Rusciniense superiore, sostiene che nell'ampia depressione tettonica, compresa tra le valli dell'Era, dell'Elsa e della Pesa a sud e la pianura di Lucca a nord, si individuino due distinti bacini di sedimentazione (fig. 69), uno francamente marino a sud della linea ideale Vinci-S. Ginese-Lucca di età riferibile Pliocene inferiore e medio; l'altro francamente continentale, a nord di detta linea, attribuibile a un'età compresa tra il Rusciniense superiore e il Villafranchiano medio-superiore. Nella zona di Lamporecchio (Foglio 262 "Pistoia") i sedimenti lacustri sormontano quelli marini, mentre nel sottosuolo lucchese poggiano ora sull'Unità tettonica della Falda Toscana, ora sulle Unità metamorfiche del Monte Pisano, ora sulle Unità Liguri. La giacitura dei depositi lacustri al di sopra di quelli marini non deve però trarre in inganno: nella zona di

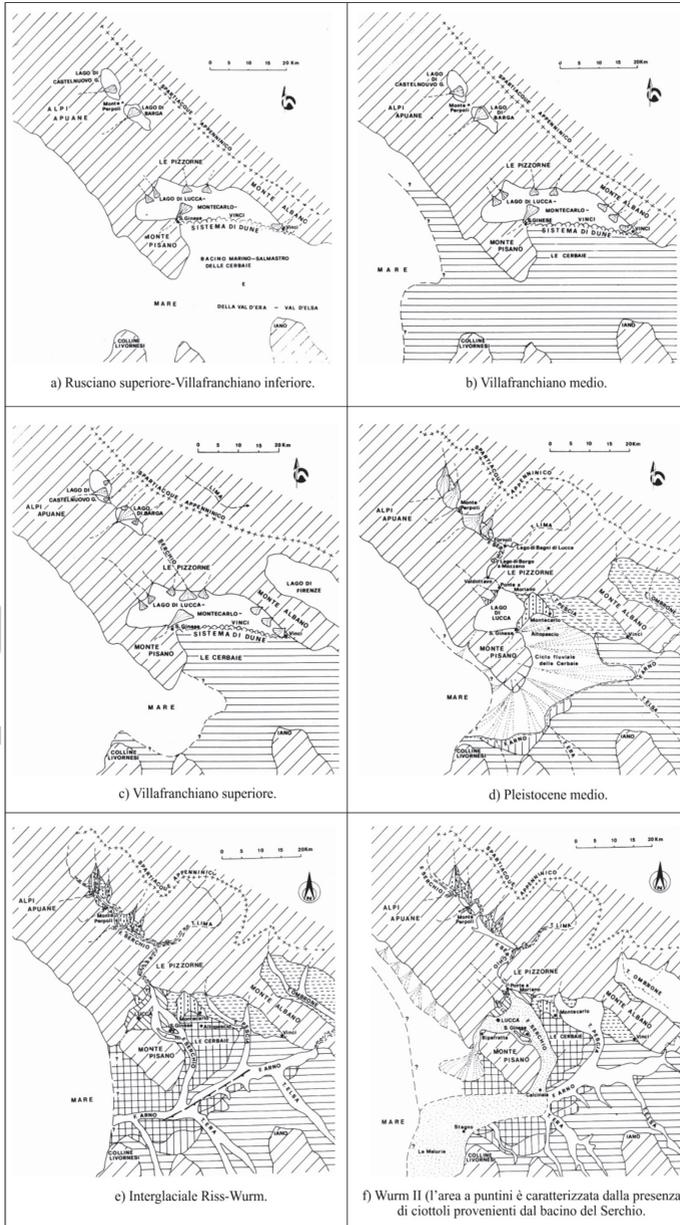


Fig. 69 - Ricostruzione paleogeografica tra il Rusciano Superiore e il Wurm II. (da PUCINELLI, 1992)

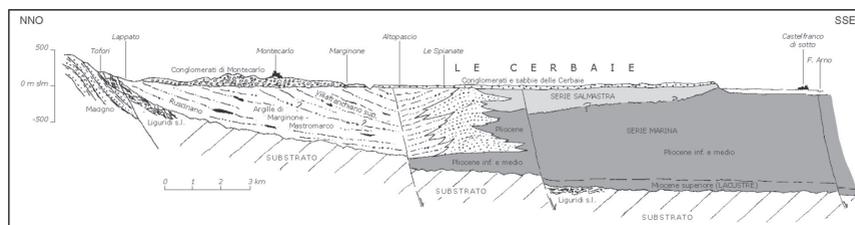


Fig. 70 - Sezione geologica interpretativa attraverso le Cerbaie (da DALLAN, 1988).

Lamporecchio i sedimenti continentali che sormontano quelli marini e salmastri non rappresentano la base della successione lacustre, bensì la parte sommitale di età villafranchiana medio-superiore. Nella fig. 70 si può osservare questa disposizione: la parte superiore della formazione di Marginone-Mastromarco giace sui sottostanti depositi marini (Successione marina del Pliocene inferiore-medio) e salmastri (Argille limoso-torbose di Toiano).

Mentre al Villafranchiano medio (fig. 69b) nella zona nord continua la sedimentazione continentale, dove cominciano a individuarsi anche intercalazioni di sedimenti più grossolani, nei bacini marini la sedimentazione termina, a seguito di una generalizzata emersione e di una successiva fase erosiva.

CAREDIO *et alii* (1995), escludendo l'esistenza di un bacino marino e di uno lacustre, pressoché coevi, ipotizzati da PUCCINELLI (1992) e riconoscendo al di sopra di sedimenti francamente marini una successione continentale distale e una prossimale (cfr. Puccinelli *et alii*, 2010b), escludono quindi un'età più vecchia del Villafranchiano superiore per i depositi lacustri.

Al Villafranchiano superiore (fig. 69c), ancora secondo la ricostruzione di PUCCINELLI (1992), il lago si colma a causa dell'aumentato apporto detritico dei corsi d'acqua sia da nord sia da ovest-sudovest, dando luogo anche a estesi coni di deiezione. È in questo lasso di tempo compreso tra il Villafranchiano superiore e il Pleistocene medio che s'individuano, secondo una superficie erosiva che si estende al di sopra dei depositi lacustri, i conglomerati di Montecarlo.

Successivamente al Pleistocene medio (fig. 69d) nella zona di Altopascio-Le Cerbaie si sviluppa un esteso ciclo fluviale con limitati episodi lacustri, la cui superficie erosiva basale coinvolge sia i depositi lacustri, sia i conglomerati di Montecarlo, sia i depositi marini. Questo ciclo dà luogo alla formazione dei conglomerati delle Cerbaie, comprendente prevalentemente clasti di provenienza occidentale (Monti Pisani) e in maniera ridotta da nord.

Nella Piana di Lucca o nelle propaggini collinari che la circondano non c'è traccia di questo episodio fluviale, ma si individua un nuovo episodio lacustre (II ciclo lacustre di TREVISAN *et alii*, 1971a). Contemporaneamente a nord della piana

si assiste al definitivo sollevamento delle Pizzorne (BARTOLINI, 1980; BARTOLINI *et alii*, 1984; BARTOLINI & NISHIWAKI, 1985), che potrebbe avere obbligato il Serchio a migrare verso ovest e a scegliersi un nuovo percorso probabilmente non dissimile dall'attuale.

Questo episodio ha coinvolto solo marginalmente la parte meridionale della Piana di Lucca (fig. 69d), dove invece si è sviluppato un nuovo bacino lacustre (II ciclo lacustre di TREVISAN *et alii*, 1971a); tale lago potrebbe aver avuto origine in seguito allo sbarramento del F. Serchio da parte della collina di S. Ginese a sud e dai Conglomerati di Montecarlo a est, interessati da una precedente fase di sollevamento, da collocare probabilmente tra la fine del Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio (FEDERICI & MAZZANTI, 1988).

Nello stesso periodo comincia a delinearsi il confine nordest della Piana di Lucca segnato dal margine meridionale delle Pizzorne ormai alla fine del loro sollevamento più parossistico. BARTOLINI *et alii* (1983), BARTOLINI *et alii* (1984) e BARTOLINI & NISHIWAKI (1985), correlando le screziature riscontrate alla base delle paleosuperfici alla sommità delle Pizzorne con quelle presenti nei suoli a plintite dei depositi lacustri e affermando che tali suoli richiedono per il loro sviluppo una morfologia a debole energia di rilievo, ipotizzano che esse si siano sollevate in un lasso di tempo corrispondente alla parte basale del Pleistocene medio. Il sollevamento della montagna obbliga il F. Serchio, che precedentemente attraversava le Pizzorne, proseguendo il suo percorso in direzione appenninica, ad una brusca deviazione: all'altezza di Fornoli comincia a scorrere in direzione antiappenninica, parallelamente al margine settentrionale delle Pizzorne. A nord di Ponte a Moriano, prima di sfociare nella Piana, il fiume riacquista il suo consueto andamento appenninico.

All'interglaciale Riss-Würm (fig. 69e) comincia a strutturarsi il pianalto delle Cerbaie: esso è limitato a sud da una faglia antiappenninica, ubicata parallelamente al corso dell'Arno, che innalza i conglomerati delle Cerbaie per più di 100 m rispetto a sedimenti analoghi posti in sinistra del fiume Arno (SESTINI, 1929; GHELARDONI *et alii*, 1968; TREVISAN *et alii*, 1971a; MAZZANTI & NENCINI, 1986; DALLAN, 1988; FEDERICI & MAZZANTI, 1988); probabili faglie dirette, sepolte da sedimenti più recenti, che corrono al limite con la pianura del Bientina, lo limitano sul bordo occidentale. I conglomerati delle Cerbaie non presentano tracce di suoli a plintite, essendosi formati in aree non ancora emerse al Mindel-Riss, ma mostrano invece Acrisols, sviluppatasi in condizioni climatiche riferibili al Riss-Würm (MAGALDI *et alii*, 1983). Da questo momento la pianura di Montecatini-Pescia e quella di Lucca sono separate dai rilievi delle Cerbaie-Altopascio e subiranno sorti indipendenti, soprattutto ad opera degli uomini.

Al Würm II (fig. 69f), a causa della risalita del livello di base dell'Arno (FEDERICI & MAZZANTI, 1988), di cui il Serchio era tributario, e dell'abbondanza del tra-

sporto solido, durante una fase climatica molto umida, si verifica il sovralluvionamento della vallata occidentale<sup>2</sup> (direzione Ripafratta, Piana di Pisa), sia di quella meridionale (direzione Calcinaia), sia di quella sudoccidentale (direzione Stagno, forse fino alle Melorie), lungo un *talweg* che si era modellato durante le ultime fasi glaciali del Riss. Questi depositi ghiaiosi, costituiti da elementi quarziticci, calcarei e calcareo-metamorfici, affiorano nella parte settentrionale della Piana di Lucca e si approfondiscono verso sud e verso ovest: a Ripafratta s'incontrano alla profondità di -26 m; a Calcinaia a -23 m, a Stagno a -57 m.

Come segnalato da FEDERICI & MAZZANTI (1988), nella porzione meridionale della valle, il Serchio, tra Altopascio e Bientina, a causa del sovralluvionamento dell'Arno, aveva difficoltà di deflusso verso l'Arno, per cui si assisteva a un'alternanza di episodi lacustri e palustri; a riprova di ciò, CANESTRELLI (1909) riferisce del ritrovamento di due imbarcazioni della tarda età del bronzo o della prima età del ferro. È verosimile che si siano verificati anche episodi di più facile deflusso delle acque e, conseguentemente, di emersione delle terre, come testimoniato dalla presenza di sepolture risalenti al VI-V secolo avanti Cristo (GHIRARDINI, 1893) e dalla presenza di 12 tombe del II-I secolo avanti Cristo (NEPPI MODONA, 1930).

Più recentemente il corso del Serchio (dal VI al XVI secolo d. C.), per la costruzione di opere di regimazione idraulica, atte alla difesa della città dalle frequenti alluvioni, ha abbandonato il ramo diretto verso Bientina e ha seguito il ramo verso Ripafratta, in un alveo pensile e arginato.

Per giustificare il cambiamento di percorso del F. Serchio, la tradizione popolare narra (FEDERICI & MAZZANTI, 1988) che nel 575 il vescovo di Lucca San Frediano, come riportato in un'omelia di papa Gregorio Magno, tracciò con il pastorale il solco, che il fiume, docile, seguì.

### 3. LA NUOVA INTERPRETAZIONE

#### 3.1 - IL PALEOSERCHIO

I nuovi dati acquisiti per la realizzazione del Foglio 261 "Lucca", relativi in particolare all'evoluzione recente dell'area caratterizzata dalla interazione tra

<sup>2</sup> Secondo alcuni Autori (PADERI, 1932; MASINI, 1956; MENCACCI & ZECCHINI, 1981) dal corso principale del Serchio, che scorreva in direzione sud, si individuano all'altezza di Ponte a Moriano altri corsi secondari con direttrici nord-sudovest, che erosero la soglia di Ripafratta tra il Monte Pisano e i Monti d'Oltre Serchio, trovando un nuovo corso verso sud, probabilmente fino a ovest di Pisa, dove si gettava in Arno. Questo nuovo percorso, testimoniato dalla presenza di numerosi paleoalvei tra Vecchiano e Pisa, sarebbe stato poi mantenuto fino al I e II secolo avanti Cristo (FEDERICI & MAZZANTI, 1988).

processi estensionali a basso angolo e l'attività di faglie ad alto angolo, suggeriscono la rivisitazione del significato del ciclo sedimentario continentale attivo, nel settore sud orientale del Foglio, tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene superiore-Olocene.

Il presupposto per la riorganizzazione dei dati in funzione di un nuovo modello deposizionale è rappresentato dalla necessità di collocare l'insieme dei depositi continentali affioranti nelle Colline delle Cerbaie, sulle propaggini meridionali delle Pizzorne e nel sottosuolo della Piana di Lucca, nel contesto di un apparato fluviale di significato regionale.

Anticipando la principale conclusione di questa revisione sembra probabile che i tre episodi deposizionali continentali (argille e limi della formazione Marginone-Mastromarco, conglomerati di Montecarlo e conglomerati delle Cerbaie) rivestano, anteriormente al Pleistocene superiore, il ruolo di elementi distali dell'apparato fluviale del Paleoserchio. Elementi cardine di questo tentativo di revisione sono due:

- necessità di dare continuità fisica, in senso longitudinale, ai depositi "fluvio-lacustri" (*Auctt.*) del Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore del tratto intramontano del F. Serchio (fig. 71) fino all'innesto in linee di costa, coeve, plio-pleistoceniche;
- revisione del significato dei sedimenti argilloso-limosi di pertinenza dell'unità litostratigrafica inferiore del sistema (formazione di Marginone-Mastromarco) attribuiti da molti Autori ad un ambiente lacustre (TREVISAN *et alii*, 1971; MAGALDI *et alii*, 1983; FEDERICI & MAZZANTI, 1988; DALLAN, 1989; PUCCINELLI, 1992; CAREDIO *et alii*, 1995) ma ad un ambiente di piana alluvionale da SARTI *et alii* (2001).

Riguardo al primo punto non risulta, dalla letteratura, che fino ad oggi sia stata tentata l'identificazione dei depositi riferibili al segmento distale del Paleoserchio del Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore interattivo con la linea di costa.

Da questa lacuna deriva, per questo intervallo di tempo, un tracciato del Paleoserchio documentato limitatamente al suo tratto medio-alto, a monte della confluenza del T. Lima, per la presenza discontinua ma diffusa, lungo il tracciato attuale, di placche residuali (Agliano, Castelnuovo Garfagnana, Barga) di depositi sia fini sia grossolani di evidente origine fluviale, localmente lacustre (Fluvio-lacustre *Auctt.*) per facies e posizione (fig. 71).

L'assenza di depositi plio-pleistocenici, in corrispondenza del F. Serchio a valle della confluenza del T. Lima (fig. 71) lascia così incompleto e sospeso il tracciato del Paleoserchio pre-Pleistocene superiore, che, nelle ricostruzioni di letteratura, si interrompe a monte di Borgo a Mozzano.

Con questa impostazione è naturale ricercare nei depositi fluviali del sistema collinare delle Cerbaie-Montecarlo gli elementi fossili del tracciato paleoidro-

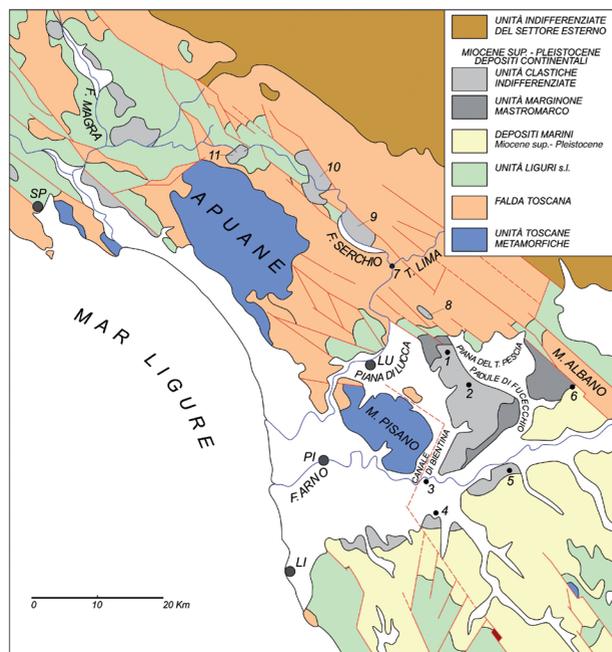


Fig. 71 - Distribuzione dei depositi continentali tardo orogenici (Pliocene inferiore-Pleistocene) dell'Appennino nord occidentale (Fluvio lacustre Auctt.). 1. Montecarlo, 2. Altopascio, 3. Calcinai, 4. Ponsacco, 5. S. Romano, 6. Vinci, 7. Borgo a Mozzano, 8. Pizzorne s.l., 9. Barga, 10. Castelnuovo G.na, 11. Agliano.

grafico di età plio-pleistocenica, al momento mancante del suo segmento medio-inferiore.

Allo stato attuale delle conoscenze il Canale di Bientina (fig. 71) risulta essere il tracciato fossile del Paleoserchio più discosto dal tracciato attuale. La certezza di un importante mobilismo laterale del tratto distale del F. Serchio, nel Pleistocene superiore-Olocene per migrazione verso NW a partire dal Canale di Bientina fino al tracciato attuale, documentato dai nastri di ghiaie sepolti a debole profondità al di sotto della copertura superficiale della Piana di Lucca (“bellettone”) (fig. 72) suggerisce la ricerca del segmento mancante plio-pleistocenico non tanto in corrispondenza del corso attuale ma piuttosto ad E del Canale di Bientina.

La soluzione del problema passa attraverso la revisione del significato dei sedimenti argillosi della formazione Marginone-Mastromarco che, nell'ambito del Foglio 261 “Lucca”, affiorano (o piuttosto affioravano), nelle pareti di alcune cave non più attive (fig. 24) al di sotto dei conglomerati delle Cerbaie.

Al di fuori del Foglio 261 “Lucca” le peliti continentali della formazione Marginone-Mastromarco affiorano estesamente nelle colline a E del Padule di Fucecchio (fig. 71) dove sormontano i depositi marino-lagunari del Pliocene inferiore-medio (Argille e sabbie di Cerreto Guidi, Argille limoso-sabbiose di Toiano (CAREDDIO *et alii*, 1995).

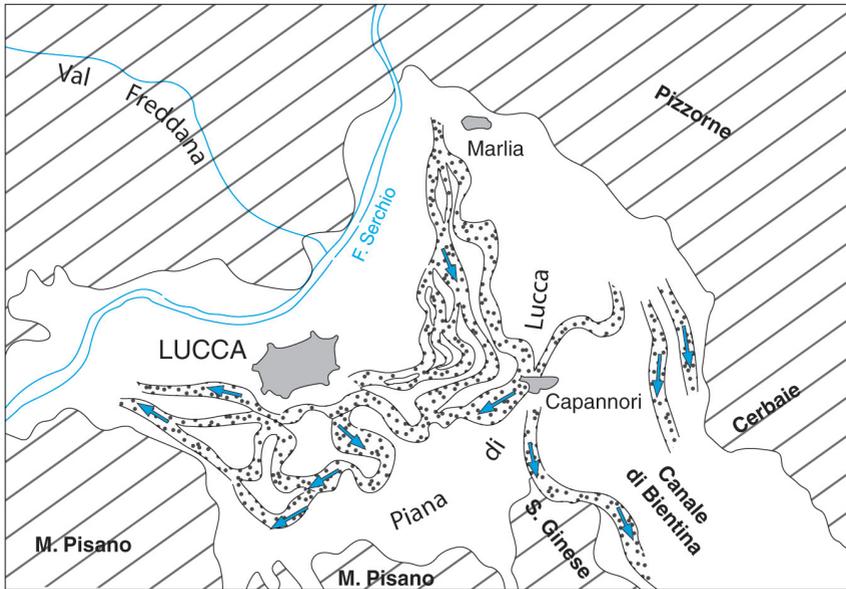


Fig. 72 - I "nastri" di ghiaie sepolte, della Piana di Lucca, documentano la migrazione del segmento distale del Paleoserchio verso NW, dal Canale di Bientina alla posizione attuale (Pleistocene sup. - Olocene).

Questa unità pelitica sembra inoltre presente nel sottosuolo, con sostanziale continuità da W ad E, sia nella Piana di Lucca, ad W delle Cerbaie, sia nella Piana del T. Pescia-Padule di Fucecchio, ad E delle Cerbaie.

La formazione di Marginone-Mastromarco, per il suo carattere di deposito fine in facies continentale è stato interpretato come un deposito lacustre (TREVISAN *et alii*, 1971; DALLAN, 1988; FEDERICI & MAZZANTI, 1988; PUCCINELLI, 1992). Questa interpretazione è stata poi confermata da CAREDIO *et alii* (1995) attraverso l'analisi stratigrafica, sedimentologica e paleontologica della successione del settore sud orientale a est del padule di Fucecchio (colline di Vinci-Cerreto Guidi nel territorio empoiese). Si può rilevare tuttavia che nell'insieme le associazioni a Ostracodi e le malacofaune studiate da questi Autori non indicano in maniera univoca un ambiente lacustre in quanto compatibili anche con corsi d'acqua dolce a bassa energia. In particolare tra i gasteropodi acquatici la specie *Ancylus fluviatilis* (MULLER) "...vive in acque correnti mentre è poco comune in acque stagnanti..." (CAREDIO *et alii*, 1995). Con un ambiente fluviale a bassa energia, piuttosto che con un ambiente lacustre, appaiono maggiormente compatibili anche le periodiche emersioni testimoniate da processi di ossidazione a carico di elementi organici e inorganici. Gli Autori stessi d'altra parte, pur confermando l'esistenza

di un bacino lacustre tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore che si estendeva dai Monti d'Oltre Serchio fino alla dorsale del Monte Albano, attribuiscono a canali fluviali a bassa energia gli affioramenti argillosi e limosi della formazione di Marginone-Mastromarco del settore meridionale dell'area ad est del Padule di Fucecchio (affioramenti di Case S. Lorenzo). Gli Autori documentano inoltre un deposito di piana alluvionale al tetto della formazione nel settore settentrionale dell'area (affioramenti di cava Mastromarco).

Un recente fondamentale lavoro di carattere sedimentologico (SARTI *et alii*, 2001) ha inoltre documentato, attraverso l'analisi delle facies associate nei circa 50 metri esposti nella parete di cava dei dintorni di Altopascio, che questa unità pelitica è da riferire non a un ambiente lacustre ma a una piana alluvionale con effimeri ristagni d'acqua (stagni, paludi) e periodiche emersioni (paleosuoli).

Invertendo ora il punto di osservazione per guardare questa volta da valle l'apparato idrografico fossile nel suo complesso, sembra naturale individuare nei depositi clastici più antichi del Paleoserchio, a monte di Borgo a Mozzano (formazione di Barga) il segmento intramontano del tracciato di età plio-pleistocenica, da connettere alla piana alluvionale del sistema che, verso sud est, è limitata dal Pliocene inferiore e medio, marino-litorale, dell'allineamento Ponsacco-Cerreto Guidi (fig. 71).

Il raccordo tra i due elementi, intramontano e di piana alluvionale, dell'apparato idrografico del Paleoserchio richiede però ancora l'individuazione del segmento che, dalla confluenza del T. Lima, si connetta alla parte apicale del sistema collinare delle Cerbaie dove affiorano i primi sedimenti pelitici attribuibili alla formazione Marginone-Mastromarco (fig. 71).

In linea concettuale il segmento mancante, di direzione NW-SE, doveva correre, a valle di Borgo a Mozzano, all'interno dell'attuale settore montuoso "Brancoferia-Pizzorne" il cui sollevamento è riferito al Pleistocene medio (BARTOLINI *et alii*, 1980; BARTOLINI & NISHIWAKI, 1985). Un quadro morfologico del tutto diverso dall'attuale, caratterizzato da debole energia del rilievo, è poi sostenuto da BARTOLINI *et alii*, (1984) sulla base della correlazione delle screziature riscontrate alla base delle paleosuperfici delle Pizzorne con quelle dei suoli a plintite dei depositi lacustri.

I nuovi rilevamenti eseguiti per la realizzazione del Foglio 261 "Lucca" hanno in effetti condotto all'acquisizione di nuovi significativi elementi che avvalorano l'esistenza di un tracciato del Paleoserchio, attraverso il massiccio delle Pizzorne necessariamente anteriore al suo sollevamento.

Si tratta di depositi ciottolosi a elementi di arenarie del Macigno (fig. 73) rinvenuti in diverse località sul Macigno del settore nord orientale in corrispondenza di alti morfologici non riconducibili in alcun modo a terrazzi alluvionali di corsi d'acqua attuali.



Fig. 73 - I depositi ciottolosi, ad elementi di arenarie del Macigno (Falda Toscana), delle Pizzorne.

Tra i diversi siti identificati il più significativo e anche più facilmente “visitabile” è rappresentato dal ciottolame, di sola arenaria Macigno, affiorante in corrispondenza di una paleosuperficie di forma ellittica debolmente inclinata verso SE, conservata sul versante meridionale del massiccio delle Pizzorne (stazione n.8 di fig. 71 e fig. 74) a monte degli abitati di Valgiano e Petrognano. In corrispondenza del sito è in più punti conservato, a quote variabili, esposto sia in sezione longitudinale sia in sezione trasversale, l'appoggio del deposito ciottoloso sugli strati di arenaria (fig. 75). Le esposizioni non sono buone ma sufficienti a riconoscere con un buon grado di attendibilità nel sito un tratto di un paleoalveo, del tutto indipendente dalla idrografia attuale, di un corso d'acqua riconducibile, unitamente agli altri affioramenti, al tracciato del Paleoserchio plio-pleistocenico e in posizione ideale per connettere l'antico tracciato a monte della confluenza Lima-Serchio ai depositi coevi del sistema collinare delle Cerbaie.

Con tutte le inevitabili incertezze relative all'età dei depositi ciottolosi delle Pizzorne, la loro presenza in placche residuali è di grande interesse per la possibilità di connettere i depositi del Paleoserchio, a monte di Borgo a Mozzano, con i depositi fluviali del sistema delle Cerbaie e in particolare, per le analogie



Fig. 74 - In corrispondenza della freccia le superfici relitte del sistema montuoso Brancoleria - Pizzorne (da: plastico IGM, 1:50000, Foglio 261 "Lucca").

composizionali, con i conglomerati di Montecarlo.

Le quote di affioramento di questi depositi ciottolosi nel massiccio delle Pizzorne comportano per il massiccio stesso un sollevamento differenziale, post Pliocene superiore, dell'ordine di alcune centinaia di metri per garantire il riallineamento del tracciato del Paleoserchio e il necessa-

rio raccordo, secondo un *trend* altimetrico coerente, dei depositi intramontani di Barga (affioranti tra quota 150 e quota 400 circa) con i depositi delle Pizzorne attualmente affioranti tra 750 m e 650 m s.l.m..

È ora necessario spostare l'attenzione sulla distribuzione latero-verticale dei depositi clastici grossolani e fini, affioranti nel sistema collinare delle Cerbaie e presenti nel sottosuolo sotto la copertura dei depositi recenti del Pleistocene superiore-Olocene, nelle piane laterali di Lucca e del T. Pescia e nel Padule di Fucecchio.

Le relazioni tra le unità continentali Marginone-Mastromarco, Montecarlo e Cerbaie, e di queste con i sedimenti marino-litorali e lagunari plio-pleistocenici della bassa Val d'Arno dell'allineamento Ponsacco-Cerreto Guidi sono da reinterpretare in funzione della ricostruzione paleogeografica fin qui discussa.

Per la loro posizione vanno collocate nel

Per la loro posizione vanno collocate nel

Per la loro posizione vanno collocate nel

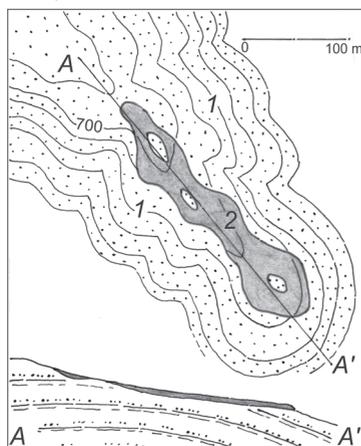


Fig. 75 - Carta geologica della spianata del Cariglione (Pizzorne). 1. Macigno (Falda Toscana) - 2. Conglomerati delle Pizzorne (Pliocene sup. - Pleistocene inf.).

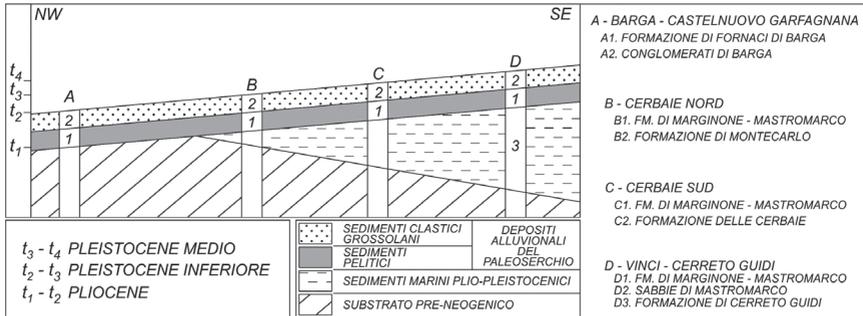


Fig. 76 - Modello schematico della migrazione verso sud del sistema deposizionale dell'apparato distale del Paleoserchio interattivo con il sistema marino - litorale (Pliocene inf. - Pleistocene medio).

tratto finale dell'apparato fluviale del Paleoserchio le facies pelitiche dell'unità inferiore del sistema (formazione di Marginone-Mastromarco) riconducibili, come abbiamo visto, a un ambiente di piana alluvionale limitato a valle da una linea di costa.

Le facies limoso-sabbiose di piana alluvionale sono sormontate da due unità clastiche (conglomerati di Montecarlo e conglomerati delle Cerbaie) che per granulometria del detrito (conglomerati e sabbie anche con livelli di limi) implicano una tendenza alla sostituzione di un ambiente fluviale di alta energia a un ambiente di bassa energia.

Questi rapporti suggeriscono quindi che il tratto terminale dell'apparato fluviale, solidalmente all'ambiente marino litorale cui doveva fare transizione attraverso facies ibride, appartenesse a un sistema deposizionale dinamico caratterizzato da mobilità soprattutto longitudinale in relazione alle oscillazioni della linea di costa nel quadro della regressione marina che, nel Pliocene terminale, si conclude regionalmente con una lacuna generalizzata.

Il modello deposizionale dinamico ipotizzato è schematizzato in fig. 76 con la rappresentazione della diacronia e del rapporto di eteropia delle tre componenti di base del sistema continentale e marino-litorale. La schematizzazione è suggerita dai rapporti geometrici tra le unità clastiche Montecarlo e Cerbaie e l'unità pelitica Marginone- Mastromarco, e di queste con i sedimenti marini plio-pleistocenici, ricostruiti secondo la sezione geologica circa N-S Montecarlo-Palaia (fig. 77).

Nella sezione geologica è rappresentata la chiusura a N del cuneo di sedimenti marini compensata dalla espansione del sistema continentale nelle sue facies clastiche grossolane (conglomerati e sabbie delle unità Montecarlo e Cerbaie) e fini (argille della formazione Marginone-Mastromarco).

La sedimentazione dei conglomerati di Montecarlo, costituiti da clasti derivanti dal Macigno della Falda Toscana, dalle Unità Liguri e dalla successione

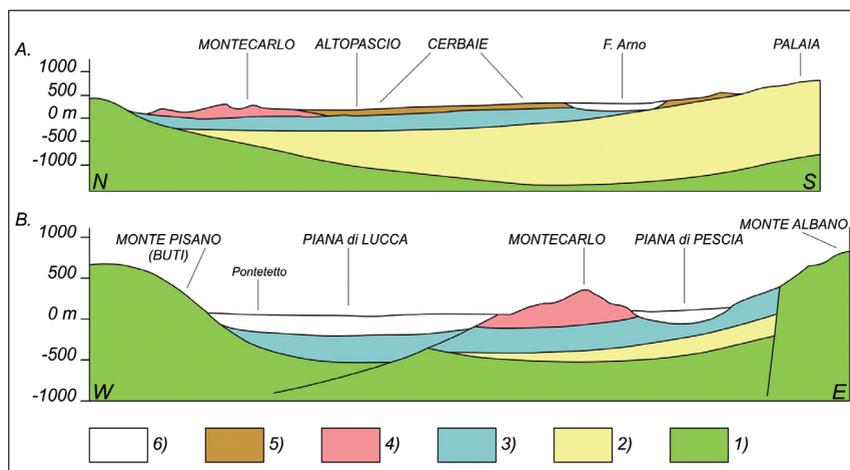


Fig. 77 - Sezioni geologiche schematiche, longitudinale Montecarlo - Palaia (A) e trasversale M.te Pisano - M.te Albano (B), attraverso il sistema deposizionale, continentale e marino litorale, tardo orogenico, del settore Piana di Lucca, Le Cerbaie, Padule di Fucecchio. 1) Substrato preneogenico, 2) Pliocene marino, 3) Formazione di Marginone-Mastromarco, 4) Conglomerati di Montecarlo, 5) Conglomerati delle Cerbaie, 6) Depositi alluvionali recenti (Pleistocene superiore-Olocene).

metamorfica del Monte Pisano, annunciata da livelli di conglomerati e sabbie intercalate alle peliti nella parte superiore della formazione di Marginone-Mastromarco, denuncia la sostituzione, nel Pleistocene inferiore, di un ambiente fluviale ad alta energia a un ambiente di piana alluvionale, a bassa energia, rappresentato dai sedimenti argillosi della formazione di Marginone-Mastromarco. La progradazione verso S dell'apparato alluvionale registra un ulteriore *step* con la sedimentazione clastica grossolana dei conglomerati delle Cerbaie, alimentata anche lateralmente dal M. Pisano, che nel Pleistocene medio vanno a sostituirsi ai depositi fluviali precedenti (conglomerati di Montecarlo e forse parte superiore della formazione Marginone-Mastromarco) nel vasto settore a S di Montecarlo-Altopascio (Conoide delle Cerbaie?).

La sostituzione di un sistema clastico grossolano alla sedimentazione prevalentemente limoso-argillosa e sabbiosa è correlabile all'energico sollevamento differenziale, a monte, del massiccio Brancoleria-Pizzorne che si completerà con il distacco dell'apparato fluviale di pianura del Paleoserchio, del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, dal tratto intramontano con deviazione del tracciato all'altezza della confluenza del T. Lima dalla direzione "appenninica" (NW-SE) alla direzione trasversale attuale (NE-SW).

I rapporti tra la piana alluvionale argillosa e la successione marina plio-pleistocenica della bassa Val d'Arno sono quindi da interpretare nel contesto di un

sistema deposizionale dinamico controllato dal mobilismo orizzontale delle componenti paleoambientali del sistema.

I dati di cui occorre tener conto per vincolare l'interpretazione sono riconducibili a tre aspetti: geometria e profondità del tetto del substrato preneogenico, età della formazione Marginone-Mastromarco, natura del substrato della formazione stessa.

In rapporto al primo aspetto i dati sono ancora quelli derivanti dai sondaggi profondi e dai rilievi sismici discussi in GHELARDONI *et alii* (1968). In questa memoria, cui si deve la ricostruzione per isobate del *top* del substrato preneogenico, è ben documentata una depressione subtriangolare del substrato preneogenico nel settore, a nord del F. Arno tra Pontedera ed Empoli, compreso tra il Monte Pisano, il massiccio delle Pizzorne e il Monte Albano. In direzione NW-SE, in corrispondenza di una sezione ideale passante per Altopascio, il substrato preneogenico registra un progressivo approfondimento con trasferimento di quota di oltre duemila metri sulla distanza di circa 30 km con inclinazione di circa 5° verso SE.

Per quanto riguarda l'età della formazione Marginone-Mastromarco sono scarsi, e non sempre del tutto attendibili, i dati paleontologici che forniscono indicazioni cronologiche dirette.

Un metacarpo di bovide (*Alephis lyrix*) proveniente da una cava di argilla presso Lappato a nord di Porcari indica (DALLAN, 1988) il Rusciano superiore, probabilmente corrispondente alla Zona a *G. puncticulata*, al limite Zancleano-Piacenziano, per i livelli inferiori della formazione nel settore settentrionale della sua area di distribuzione. Associazioni a malacofaune provenienti dalle argille della cava Mastromarco indicano il passaggio Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, o il Pleistocene inferiore, per la parte superiore della formazione nel settore orientale della sua area di distribuzione.

Nel settore sud-orientale tuttavia, pur in assenza di indicazioni paleontologiche dirette, la base della formazione Marginone-Mastromarco è necessariamente più recente dell'età (Pliocene medio) delle sottostanti unità di ambiente marino-lagunare (Argille limoso-sabbiose di Toiano e Argille e sabbie di Cerreto Guidi). Questi rapporti comportano un'età non più antica del Gelasiano per la base della formazione Marginone-Mastromarco nel settore sud orientale (Vinci-Cerreto Guidi).

Seppur limitati, i dati paleontologici e stratigrafici documentano quindi la diacronia della base della formazione Marginone-Mastromarco con *trend* di ringiovanimento in direzione circa N-S. Anche se non documentato paleontologicamente è verosimile che anche il tetto della formazione Marginone-Mastromarco, e quindi l'intera unità pelitica, sia diacrona secondo lo stesso *trend* direzionale.

Con una età più antica delle argille affioranti nel settore a monte (settore nord)

rispetto al settore sud e sud orientale, è in accordo anche il contrasto giaciturale che contrappone l'inclinazione di circa 30° delle argille della cava Fornace Rossi presso Marginone alla giacitura tabulare dei livelli che appoggiano sul Pliocene marino nell'area di Cerreto Guidi (fig. 78).

Con l'attribuzione della sua base al Gelasiano nel settore sud-orientale (CARE-DIO *et alii* 1995) la formazione assume relazioni di eteropia con i conglomerati di Montecarlo che sormontano in discordanza angolare le argille della formazione Marginone-Mastromarco nel settore nord dell'area di sviluppo.

Sembra inoltre che il processo deposizionale diacrono sia stato accompagnato da *uplift* differenziato più energico nel settore a monte in accordo con la sostituzione di facies clastiche grossolane (Montecarlo e successivamente Cerbaie) alla sedimentazione pelitica di piana alluvionale.

In merito infine alla natura del substrato della formazione Marginone-Mastromarco esso è sicuramente costituito dalle Liguridi nella parte nord-occidentale, dalla Falda Toscana all'estremità del settore nord-occidentale e sud-orientale (San Ginese), dalle Quarziti di Monte Serra nella parte meridionale e dai sedimenti marino-lagunari del Pliocene medio nella bassa Val d'Arno nell'area empoese (Argille e sabbie di Cerreto Guidi e Argille limoso-torbose di Toiano).

In relazione al modello deposizionale adottato dovremmo attenderci che il Pliocene inferiore, di ambiente marino litorale, penetri nel sottosuolo verso N per andare a costituire la linea di costa interattiva con la piana alluvionale del Pliocene inferiore. È quindi probabile che il substrato della formazione Marginone-Mastromarco sia costituito in una parte almeno del settore corrispondente al pianalto delle Cerbaie da sedimenti pliocenici di età progressivamente più giovane verso sud e sud est.

Sulla base di questo insieme di dati e considerazioni, è possibile ipotizzare, per

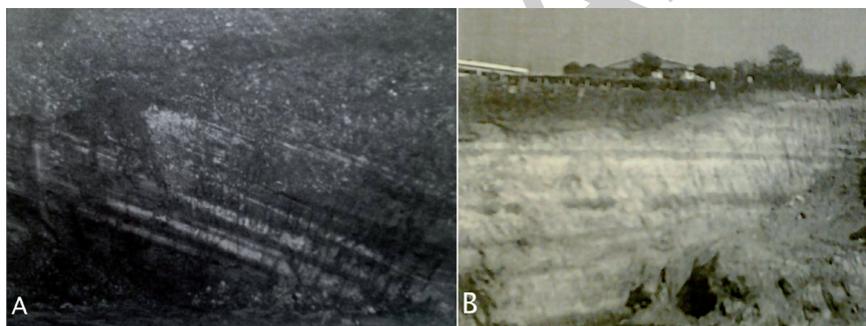


Fig. 78 - Argille e sabbie della formazione Marginone- Mastromarco. Il contrasto giaciturale tra i livelli del Gelasiano (B) dell'area sud-orientale e i livelli del Pliocene inferiore (A) del settore nord occidentale.

il sistema deposizionale “a due componenti” (piana alluvionale a sedimentazione argillosa e ambiente marino-litorale e lagunare), un modello concettuale secondo lo schema di fig. 76 che rappresenta la migrazione spazio-temporale del punto di transizione tra i due ambienti con costruzione progressiva di una superficie di contatto diacrona.

La diacronia della superficie di base della formazione Marginone-Mastromarco è in buon accordo con un ambiente di piana alluvionale costiera caratterizzato da un mobilismo nello spazio, nel quadro di oscillazioni trasgressivo-regressive della linea di costa.

La migrazione spazio-temporale del sistema non assume un significato compiuto se non si ammette in parallelo anche il mobilismo delle facies fluviali clastiche deposte a monte della piana alluvionale argillosa, costituite, al netto di depositi più fini (ambiente lacustre?), da sabbie e conglomerati e conservate nelle placche intramontane delle sorgenti del F. Serchio, di Castelnuovo Garfagnana e Barga.

Questa impostazione conduce necessariamente ad impegnare, nel modello deposizionale dinamico, anche le facies clastiche di ambiente fluviale (conglomerati delle Cerbaie e conglomerati di Montecarlo) geometricamente soprastanti, in destra del F. Arno, alle peliti della formazione Marginone-Mastromarco.

Sembra quindi naturale includere nel sistema deposizionale anche un'unità clastica superiore migrante verso sud e sud est solidalmente all'insieme, sottostante, argille di piana alluvionale-sedimenti lagunari e marino-litorali.

Nella sezione geologica di fig. 77 l'insieme clastico Montecarlo-Cerbaie-Poggio ai Lecci progredante verso SE si sostituisce progressivamente ai sedimenti argillosi della piana alluvionale fino allo scavalco frontale degli stessi, con conseguente deposizione diretta sui sedimenti marini del Pleistocene inferiore (Sabbie di Nugola Vecchia) in sinistra del F. Arno tra Empoli e Pontedera.

L'evoluzione spazio-temporale del sistema deposizionale è rappresentata in cinque stadi nello schema di fig. 79 che, pur nella validità del suo significato complessivo, mantiene non pochi elementi di incertezza. In particolare è da sottolineare l'incompletezza dello stadio C (Pleistocene medio) per l'assenza di dati relativi all'organizzazione del sistema a valle dei depositi clastici della formazione di Poggio ai Lecci, corrispondente ai conglomerati delle Cerbaie, e alla posizione, nel sottosuolo, della linea di costa.

La storia plio-pleistocenica del F. Serchio si chiude con questa ricostruzione lasciando però una finestra aperta sulla prospettiva di confermare la suggestiva ricostruzione proposta da RAGGI (1988) in cui si sostiene la continuità tra il corso del Paleomagra e il corso del Paleoserchio in un unico tracciato longitudinale di cui gli studi relativi al Foglio Lucca dimostrerebbero lo sbocco nel mare plio-pleistocenico del Paleogolfo pisano di fig. 79.

L'evoluzione fin qui discussa è naturalmente antecedente al tracciato trasversale della bassa Val d'Arno ad occidente di Empoli. Successivamente all'impostarsi del F. Arno secondo il suo percorso verso occidente a valle di Empoli, si apre il secondo capitolo (post Pleistocene inferiore) della storia del F. Serchio che si identifica con l'evoluzione del bacino sedimentario della Piana di Lucca.

### 3.2 - LA PIANA DI LUCCA

La Piana di Lucca si sviluppa in sinistra del F. Serchio in corrispondenza del grande arco fluviale compreso tra Ponte a Moriano e la strettoia di Filettole (figg. 72 e 80).

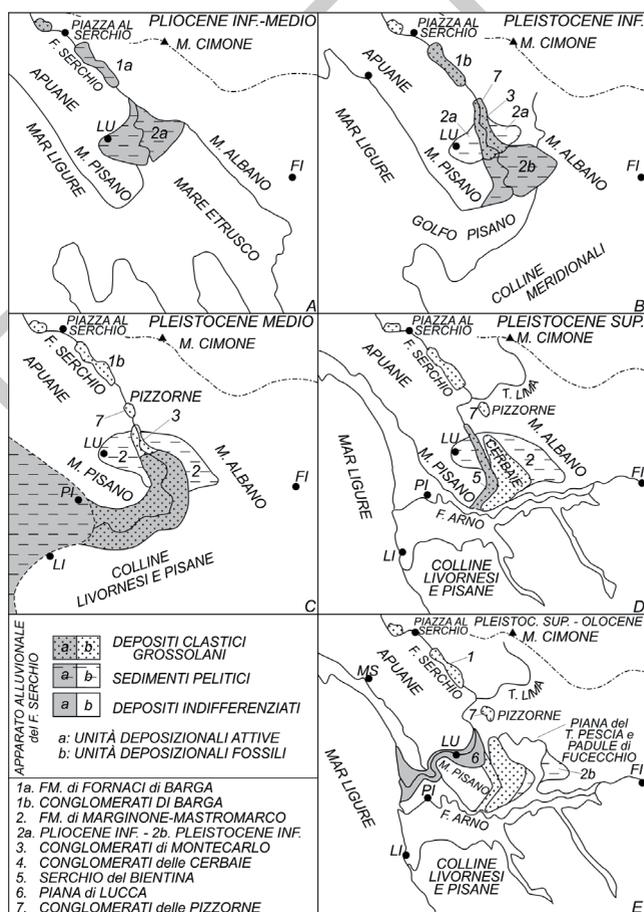


Fig. 79 - L'evoluzione dell'apparato fluviale del Paleoserchio tra il Pliocene inferiore (Ruscignano) e il Pleistocene superiore.

La sua configurazione dissimmetrica rispetto alla posizione dell'alveo attuale fotografa il momento finale di una evoluzione spazio-temporale complessa e difficile da ricostruire, controllata dalla progressiva migrazione a NW del F. Serchio.

Verso SE la Piana di Lucca si prolunga nel Canale di Bientina che corrisponde al tratto terminale dell'antico corso del F. Serchio che con decorso submeridiano, tra il M. Pisano e il margine occidentale delle Cerbaie, andava a confluire nel F. Arno all'altezza di Calcinaia, poco a valle di Pontedera (fig. 71).

La Piana di Lucca è quindi l'espressione morfologica di un bacino sedimentario continentale (fig. 77) la cui strutturazione tra il Pleistocene superiore e l'attuale, è il risultato della progressiva migrazione del tracciato del F. Serchio dal Canale di Bientina fino alla posizione attuale. Il trasferimento verso NW dell'apparato fluviale è documentato dai "nastri" di ghiaie e sabbie, sepolti a debole profondità sotto i depositi superficiali della piana alluvionale.

Con l'abbandono del suo tracciato submeridiano l'apparato fluviale si organizza secondo un percorso meandriforme, divagante, di cui è naturalmente molto difficile ricostruire i diversi stadi. (fig. 72).

È verosimile che la configurazione attuale della Piana di Lucca sia stata raggiunta attraverso stadi di accrescimento progressivo, dissimmetrico, in cui alla crescita dell'apparato alluvionale in sinistra orografica abbia fatto riscontro, in destra, da parte del processo erosivo dell'alveo attivo, la progressiva incisione, e riduzione, del substrato rappresentato dai sedimenti fini dell'antica piana alluvionale (formazione di Marginone-Mastromarco) e grossolani, rappresentati dai conglomerati di Montecarlo e dai conglomerati delle Cerbaie, dei quali non c'è traccia nel sottosuolo della Piana di Lucca. Con esclusione del Canale di Bientina, la Piana di Lucca corrisponde ad un bacino sedimentario rotondeggiante, la cui



Fig. 80 - La Piana di Lucca (da: *plastico IGM, 1:50000, Foglio 261 "Lucca"*).

strutturazione subsidente deriva dal processo di accumulo e di distribuzione delle diverse facies, a diversa granulometria, dell'apparato fluviale in evoluzione.

Il controllo strutturale del processo di subsidenza del bacino è da ricondurre ai processi estensionali delle fasi tardive dell'evoluzione tettonica di questo settore di catena. L'andamento tendenzialmente lineare del Canale di Bientina, scomponibile in due tronconi rispettivamente di direzione circa N160 e N30 (fig. 79), riconduce alla attività dei sistemi di faglie ad alto angolo che segmentano il settore compreso tra la terminazione meridionale delle Apuane e il limite settentrionale della Piana di Lucca. Di questo sistema è riconosciuta la corrispondenza, e probabilmente anche la continuità attraverso la pianura del F. Arno, con le grandi faglie di direzione "appenninica" che classicamente delimitano i "graben" della Toscana a sud del F. Arno. Nel capitolo sulla Tettonica di queste Note Illustrative viene documentato come, con tutta probabilità, i sistemi di faglie ad alto angolo di direzione dominante compresa tra N120 e N160 (direzione appenninica) non siano nati come sistemi di faglie normali ma come sistemi in trascorrenza e transpressione.

In questo contesto interpretativo è suggestiva la possibilità che il Canale di Bientina di direzione intorno a N30 possa essersi impostato in corrispondenza dell'elemento di raccordo di due faglie "en echelon" di direzione appenninica, rispettivamente a N e a S del F. Arno, il cui movimento in un sistema transtensivo destro, abbia prodotto estensione per distacco dei due lati della faglia di raccordo secondo il meccanismo tipico dei bacini di *pull a part*.

Il processo di subsidenza del bacino sedimentario corrispondente alla Piana di Lucca appare meno facilmente riconducibile alla attività dei sistemi di faglie ad alto angolo. La forma subcircolare del bacino sedimentario suggerisce piuttosto la possibilità che il processo estensionale sia stato controllato dall'attività di faglie normali arcuate congeneri del sistema riconosciuto nei Monti d'Oltre Serchio e nel sistema collinare a N della Piana di Lucca.

Si tratta per il momento di ipotesi speculative la cui funzione è soprattutto quella di sottolineare, anche in queste Note, come i processi estensionali responsabili della strutturazione dei bacini sedimentari subsidenti, circoscritti, non richiedano necessariamente, e forse neppure si accordino, con i sistemi di faglie normali ad alto angolo secondo il modello "a horst e graben" tutt'ora largamente condiviso, e applicato alla evoluzione post collisionale del settore occidentale, ligure-tirrenico, dell'Appennino settentrionale.

## VII. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

L'area del Foglio 261 "Lucca" comprende vaste aree collinari e montuose, che circondano la pianura di Lucca, attraversata da nord verso sud-ovest dal Fiume Serchio. L'altitudine minima, inferiore al livello del mare (-1 m s.l.m.), corrisponde all'area del Lago di Massaciuccoli a sud-ovest, mentre la quota della Piana di Lucca varia fra una e qualche decina di metri s.l.m. La quota massima si raggiunge a nord-ovest, con i 1.318 m s.l.m. del M. Matanna, nelle Alpi Apuane meridionali; nella stessa zona altre cime significative sono quelle del M. Nona (1.297 m s.l.m.), del M. Piglione (1.231 m s.l.m.) e del M. Prana (1.221 m s.l.m.).

Schematicamente l'area rappresentata in questo Foglio può essere suddivisa in alcuni insiemi principali in base all'altimetria. La zona montuosa corrisponde alla porzione settentrionale del territorio ed è riferibile per la maggior parte al bacino del F. Serchio. In questa zona affiora prevalentemente la Falda Toscana, compresa tra il Calcare Cavernoso e il Macigno, che occupa oltre la metà di quest'area. Quote collinari sono di pertinenza delle propaggini dei Monti Pisani, dei Monti d'Oltre Serchio e delle colline di Montecarlo. Il resto del territorio comprende la grande pianura di Lucca, le aree alluvionali lungo il F. Serchio e la piana di Massaciuccoli.

L'idrografia è riferibile principalmente al bacino del F. Serchio, che include la maggior parte dell'area (circa il 75 %). Oltre al fiume principale sono com-

presi alcuni affluenti di destra, fra cui i torrenti Pedogna e Freddana e il Fosso Contesora, che provengono dalle propaggini meridionali delle Alpi Apuane. In sinistra del F. Serchio confluiscono torrenti poco sviluppati, come il T. Pizzorna e il T. Vinchiana e parte della rete scolante, prevalentemente artificiale, della Piana di Lucca. Quest'ultima è drenata in prevalenza dal Canale Ozzeri, che raccoglie anche le acque dei torrenti che defluiscono dalla parte settentrionale dei Monti Pisani, come il Fosso del Guappero.

Il bacino dell'Arno è rappresentato nella porzione sud-orientale e occupa circa il 25 % dell'area del Foglio. Quest'area include gran parte del bacino superiore del T. Pescia di Collodi, che scende dai rilievi delle Pizzorne, per poi dirigersi verso sud-est (contiguo Foglio 262 "Pistoia"). Attraverso il Canale Rogio e il Rio Leccio, la pianura a est di Lucca raccoglie altre acque dai rilievi delle Pizzorne, dalle colline di Montecarlo e dai Monti Pisani, per scaricarle nell'Arno a valle dell'alveo dell'ex del Lago di Bientina (Foglio 273 "Pisa").

Verso il margine ovest dell'area rilevata si trovano i bacini del T. Lucese e del Rio Lombricese, la cui confluenza forma il T. Camaiole, che più a ovest sfocia nel Mar Ligure.

Infine, un elemento idrografico caratteristico è costituito dal lago retrodnale di Massaciuccoli, alimentato dai bacini fluviali minori tra Massarosa e il M. Niquila, da sorgenti subacquee, dalla rete scolante e dalle idrovore della rete di bonifica della piana circostante.

## VIII. - GEOLOGIA APPLICATA

Nell'area del Foglio 261 "Lucca" diverse sono le tematiche di interesse geologico-applicativo, come le attività estrattive, i problemi di stabilità dei versanti, l'idrogeologia e le problematiche ad essa connesse, come il reperimento, la gestione e la tutela delle risorse idriche.

### 1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nel territorio di questo Foglio l'attività estrattiva è stata praticata in molte aree, con prevalenza nella parte centro-settentrionale. Lo sfruttamento delle risorse lapidee per usi ornamentali e come pietre da costruzione ha certamente origini remote. Con la fine dell'800 e l'inizio del '900 l'attività estrattiva, fino ad allora molto frammentaria, ha acquisito quella continuità e razionalità gestionale e produttiva, tipicamente legate a un mercato ormai consolidato.

La maggior parte dell'attività antica non ha lasciato particolari evidenze morfologiche, ma è testimoniata dal patrimonio edilizio e monumentale di molti centri abitati storici, in *primis* Lucca. L'attività recente, caratterizzata da mezzi e tecniche molto efficaci, ha avuto spesso un impatto molto marcato sul territorio. L'escavazione si è successivamente e progressivamente ridotta nel tempo, fino ad esaurirsi 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 anche per una neo-acquisita e ancora un po' acerba coscienza ambientale.

I documenti di riferimento per questa sintesi sull'attività estrattiva sono stati pubblicati dall'Autorità del Bacino Sperimentale del Fiume Serchio (1993) e dall'Autorità di bacino del Fiume Arno (1994); a questi documenti si rimanda per approfondimenti.

La distribuzione delle cave è legata alle peculiarità litologiche presenti, che permette di individuare alcune aree ad alta concentrazione di attività estrattive.

La maggior parte delle aree estrattive rientra nel bacino idrografico del F. Serchio e comprende in grande maggioranza cave di monte o collinari finalizzate all'estrazione di materiale lapideo. Esse, collocate lungo il corso principale del Serchio e lungo i suoi affluenti maggiori, sono per lo più inattive, ad esclusione di alcuni poli estrattivi ancora in attività. Fra queste la più importante è la Cava Pedogna, che si trova lungo il torrente omonimo (affluente di destra del F. Serchio) presso Villa a Roggio. L'estrazione, per utilizzo industriale, riguarda essenzialmente i calcari della Maiolica e del Calcere Selcifero della Val di Lima e subordinatamente le litologie silicee dei Diaspri. In piena attività dal 1986, le dimensioni dell'area estrattiva sono ragguardevoli: circa 1.000 m in direzione est-ovest, 750 m in quella nord-sud e dislivello di 400 m. Ogni anno sono estratti circa 800.000 m<sup>3</sup> di roccia, utilizzati come materiale inerte.

Un'altra grande cava attiva si trova poco più a sud presso Valdottavo, lungo il T. Cèletra, affluente di destra del F. Serchio; i litotipi estratti e utilizzati sono gli stessi della cava precedente.

Una cava attiva di calcare, riferibile alla formazione della Maiolica a uso industriale si trova nei pressi di Anchiano, a sud di Borgo a Mozzano.

Lungo entrambe le sponde del F. Serchio altre cave hanno cessato la loro attività, in prevalenza concentrata nei calcari della Maiolica. Fra queste merita menzione quella in destra idrografica sul versante nord-orientale del M. Castellare, attiva sin dai primi anni del '900 e in piena attività dal 1984. Essa è stata interessata da una frana complessa di scorrimento, ribaltamento e crollo di roccia, che ha coinvolto la strada di accesso e il fronte, che dà sulla S.P. Lodovica. I movimenti principali si sono attivati il 27 ottobre e nella notte del 3-4 novembre 2004 a seguito di piogge abbondanti, ma non eccezionali (circa 135 m di pioggia nel periodo 27 ottobre - 1 novembre al pluviometro di Piaggione). Il materiale mobilitato dal fronte di cava, circa 5.000 m<sup>3</sup>, ha raggiunto il piazzale in prossimità della S.P. A seguito di questi eventi e della situazione di rischio venutasi a creare, le autorità competenti hanno disposto la sospensione delle attività estrattive e del transito lungo la strada provinciale, deviato lungo una pista alternativa realizzata in emergenza. Le operazioni di messa in sicurezza dell'area hanno richiesto alcuni mesi (disgaggio, chiodature e argine paramassi). Attualmente la cava non è più attiva.

Nella zona a nord di Matraia sono attive molte piccole cave nella formazione

del Macigno. L'arenaria estratta, nota come "pietra di Matraia", è piuttosto rinomata e pregiata come pietra ornamentale e da costruzione e trova applicazioni per lastricati, pavimentazioni, arredi e altro. Per l'escavazione e la lavorazione sono utilizzate tecniche tradizionali, che determinano una produzione ridotta, ma di pregio elevato. Le caratteristiche di questa pietra sono state analizzate in dettaglio da LEZZERINI *et alii* (2008).

Nella formazione delle quarziti di Monte Serra, a sud di Lucca, sono state aperte cave di inerti, utilizzati come materiali da costruzione e come pietre ornamentali (volumi estratti tra 50.000 e 100.000 m<sup>3</sup>/anno). Alcune di esse hanno costituito la materia prima per la costruzione di molte case medioevali di Lucca e di Pisa (FRANZINI *et alii*, 2001).

Le pendici del M. Romagna, a sud-ovest di Lucca, sono costellate di decine di cave inattive in cui veniva estratta roccia prevalentemente carbonatica (marmo e metacalcari appartenenti all'Unità tettonica di S. Maria del Giudice).

Ancora lungo il corso del F. Serchio, i rilievi calcarei a sud-ovest e a nord-ovest di Filettole ospitano molte cave abbandonate; alcune hanno dimensioni rilevanti, come quella del M. del Legnaio o quelle nella zona di Massaciuccoli. L'estrazione interessava soprattutto le formazioni del Calcare Massiccio e della Maiolica, per ottenerne materiali per uso industriale.

Le cave di materiali sciolti sono limitate alle basse quote e alle pianure. Nella zona di Porcari si trovano numerose cave inattive di argilla, che veniva estratta dalle peliti della formazione di Marginone - Mastromarco; nella zona a sud di Porcari, che ancor più a sud diventa il Padule di Bientina (Foglio 273 "Pisa"), si riconoscono aree allagate, che hanno i connotati di cave di fossa, che, abbandonate, hanno permesso la venuta a giorno di acque di falda; in altri casi sono state riempite di materiali inerti. Altre cave, anch'esse abbandonate, situate nella pianura a monte di Lucca o addirittura nell'alveo del F. Serchio, fornivano materiali conglomeratici e sabbiosi. La più vasta di esse si trova circa 1 km a sud-ovest di Lammari, dove ha lasciato tre ampi bacini contigui colmi di acqua di falda; l'area è stata recentemente destinata a parco pubblico.

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

Vaste aree collinari e montuose delineano l'area del Foglio 261 "Lucca", in cui affiorano formazioni rocciose, depositi e coperture di versante con caratteristiche meccaniche scadenti; questo predispone il territorio all'instabilità, favorita dal concorso di numerosi fattori: le caratteristiche meteo-climatiche, l'acclività, l'erosione fluvio-torrentizia, la sismicità. Pertanto vi si trovano numerosi movimenti di massa (frane e deformazioni gravitative profonde di versante), non di

rado attivi o facilmente riattivabili. La piovosità media annua è approssimativamente compresa tra 1.200 e 1.800 mm/anno, dove i valori maggiori sono raggiunti nella parte nord del territorio (BALDACCI *et alii*, 1993). Possono verificarsi piogge intense e/o prolungate, in cui l'intensità di precipitazione può raggiungere valori elevati.

La sismicità è significativa soprattutto nella zona settentrionale, dove i comuni di Bagni di Lucca, Borgo a Mozzano e Pescaglia e quelli più a nord rientrano nella zona 2 della classificazione sismica della Regione Toscana, mentre il resto dell'area è inserito in zona 3. Occorre ricordare anche i terremoti che si sono verificati in aree limitrofe, come le Alpi Apuane e la Garfagnana, negli anni 1481, 1545, 1641, 1740, 1834, 1920, 1939 (CNR-REGIONE TOSCANA, 1986). Fra questi, il sisma del 7 settembre 1920 (IX-X grado MCS, magnitudo 6,5) devastò l'alta valle del F. Serchio, con effetti significativi anche nell'area di questo Foglio; se l'intensità che può essere raggiunta non è sufficiente a innescare direttamente frane di rilievo, la sismicità contribuisce a deteriorare le qualità meccaniche dei materiali.

Questa combinazione di fattori fa sì che nel territorio studiato siano presenti sia frane, sia Deformazioni Gravitative 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 a livello areale sulla stabilità dei versanti, si ricorda la "Carta della franosità del Bacino del Serchio a scala 1:10.000" (D'AMATO AVANZI *et alii*, 2000; PUCCINELLI *et alii*, 2007a, 2007b), che copre gran parte del Foglio. Tale carta identifica un alto numero di dissesti e consente di valutarne la distribuzione in relazione alle caratteristiche geologico-strutturali e morfoclimatiche. Sono invece inediti e sporadici gli studi specifici sui fenomeni franosi; ciò non consente di entrare nel dettaglio di questa problematica.

Le caratteristiche litologiche dei versanti coinvolti nelle frane generalmente esercitano un forte controllo sul tipo di movimento (VARNES, 1978; Carrara *et alii*, 1987; CRUDEN & VARNES, 1996). Le frane di scorrimento traslativo sono piuttosto frequenti soprattutto nelle formazioni lapidee, dove il movimento è guidato dalla stratificazione o da sistemi di fratturazione significativi con assetto a franapoggio. 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 coperte dall'arenaria Macigno. In occasione di piogge intense possono innescarsi anche colate rapide di

detrito, lungo i pendii o negli impluvi, com'è avvenuto nel novembre 2000 sulle colline intorno a Ponte a Moriano (vedi in seguito).

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 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 del Macigno, con larghezza di centinaia di metri e lunghezza che può superare i 2 km. Frane piuttosto vaste si trovano anche nelle formazioni siltitico-argillitico, come 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. 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.

I paesi di Fiano e Pariana rientrano fra quelli dichiarati da consolidare a cura della Pubblica Amministrazione (Decr. Cons. Reg. n. 944 del 27.12.1984 e Decr. Min. n. 9 del 7.6.1952, rispettivamente) e sono stati studiati nell'ambito del Progetto SCAI (Studio Centri Abitati Instabili) del CNR - GNDCI (CANUTI *et alii*, 2000).

Fiano (comune di Pescaglia) si trova alla sommità di un grande corpo di frana che coinvolge le successioni prevalentemente pelitico-argillitiche della Scaglia Toscana. La frana, di scorrimento rotazionale, ha una lunghezza di circa 600 m, larghezza di quasi 300 m e dislivello di quasi 150 m e presenta varie riattivazioni per scorrimento o colamento. Le opere di mitigazione sono costituite soprattutto da interventi di regimazione delle acque superficiali e di drenaggio delle acque sotterranee.

Pariana (comune di Villa Basilica) sorge su un pianoro a 600 m s.l.m., alla sommità di un dosso costituito da arenarie del Macigno e all'interno di un vasto pendio interessato da fenomeni di DGPV (vedi in seguito). Il pianoro è delimitato da scarpate acclivi aggredite da frane di scorrimento; per la loro mitigazione sono

state eseguite opere di regimazione delle acque e di controllo dell'erosione.

Un'altra frana merita di essere ricordata, sia per le particolari condizioni di attivazione, sia per la posizione in prossimità del raccordo autostradale tra Lucca e Viareggio. Si tratta in realtà di un complesso di frane, in parte attive, che interessano i versanti nord-est e sud del Monte Comunale (quota 436 m s.l.m.), quest'ultimo prospiciente l'autostrada, in prossimità del margine occidentale del Foglio. Alla base del versante sud veniva praticata l'escavazione di materiale siliceo dalla formazione dei Diaspri, utilizzato per terrapieni e pietrisco. Il progredire degli scavi ha finito con il destabilizzare la Maiolica sovrastante, innescando crolli, fratturazioni ampie e profonde e scorrimenti superficiali e profondi. Una volta cessata l'estrazione, il versante sembra essersi avviato verso una situazione di equilibrio.

#### 2.1.1. - *Le frane del novembre 2000*

Nel novembre 2000 la Versilia, la Piana di Lucca e la Media Valle del F. Serchio sono state investite da una successione di precipitazioni che hanno messo in crisi il territorio e causato vittime e danni gravissimi (D'AMATO AVANZI *et alii*, 2002). I giorni più critici sono stati il 3, il 6 e soprattutto il 20 novembre, in cui il pluviometro di Piaggione ha registrato 197,4 mm in 24 ore; lo stesso pluviometro nel mese di novembre ha registrato 587,4 mm, il 44,8 % della media annua. Il F. Serchio ha reagito con portate che hanno raggiunto 1.600 m<sup>3</sup>/sec a Borgo a Mozzano e 2.000 m<sup>3</sup>/sec a Monte San Quirico, fra i valori massimi conosciuti, con allagamenti a Diecimo, Ponte San Pietro, Nozzano e S. Maria a Colle.

Tuttavia, gli effetti più gravi e diffusi delle precipitazioni hanno investito i versanti. Il 20 novembre una frana ha funestato l'area di Vinchiana, distruggendo alcune abitazioni e provocando la morte di cinque persone. La frana, di prima generazione, ha coinvolto la formazione del Macigno e la sua copertura detritica e si è evoluta con due movimenti principali successivi e adiacenti con caratteristiche cinematiche diverse (D'AMATO AVANZI *et alii*, 2002).

- Il primo movimento (fig. 81) è iniziato tra le 9.30 e le 10.00 con lo scorrimento traslativo di detrito e roccia, sviluppatosi per circa 120 m di lunghezza e 30 m di larghezza, con spessore stimato in quasi 10 m. Il movimento ha coinvolto un grande blocco di arenaria (alcune migliaia di m<sup>3</sup>), che è scivolato alla velocità di qualche m/s senza scompaginarsi, fino a investire e abbattere un'abitazione (A in fig. 81), causando 5 vittime. Quasi contemporaneamente una piccola colata rapida di fango e detrito ha coinvolto due persone, senza gravi conseguenze.

- Il secondo movimento (2 in Fig. 81) si è innescato verso le 11.00 con lo scorrimento rototraslativo multiplo di terra e detrito. Questa frana, meno veloce



Fig. 81 - *La frana di Vinchiana. 1 e 2: corpi principali; A e B: posizione degli edifici abbattuti dai franamenti (da D'AMATO AVANZI et alii, 2002).*

(qualche m/min) ha investito una villetta appena evacuata, distruggendola.

Oltre a queste frane devastanti, nella media valle del F. Serchio se ne sono innescate molte altre: si è trattato in prevalenza di frane superficiali che hanno

coinvolto la copertura detritica del Macigno, in genere per l'intero spessore (da pochi dm a 1-2 m o più) in movimenti di scorrimento-colata rapida di detrito (*complex, debris slide - debris flow*, CRUDEN & VARNES, 1996). Tali dissesti sono stati causa di molteplici interruzioni stradali, danni diffusi al patrimonio edilizio e situazioni ad alto rischio che hanno richiesto l'allontanamento precauzionale degli abitanti.

## 2.2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Nell'area rilevata sono presenti fenomeni riferibili a Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV), rappresentate 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. SORRISO-VALVO, 1984, 1987, 1989; PASUTO & SOLDATI, 1990; CRESCENTI & SORRISO-VALVO, 1995), ha permesso di individuare alcune caratteristiche ricorrenti fra le DGPV (MAHR & NEMCOK, 1977; AGNESI *et alii*, 1978; RADBRUCH-HALL, 1978; DRAMIS, 1984; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; BISCI *et alii*, 1996; CAREDIO *et alii*, 1997; D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI, 1997). Fra queste si possono trovare: grande estensione e spessore delle masse 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 del Foglio 261 “Lucca” non sono stati svolti studi specifici sulle DGPV. Vi sono comunque alcuni casi che meritano di essere menzionati.

Uno di essi, precedentemente citato, interessa il pendio su cui giace il paese di Pariana (comune di Villa Basilica), modellato nella formazione del Macigno. Ne è coinvolto il versante sud-orientale del Col Pillottore, che dalla sommità a quota 914 m s.l.m. scende fino al fondovalle del Rio della Torbola (bacino del T. Pescia di Collodi), a quota di circa 300 m s.l.m.; la pendenza media è intorno al 40 %. Gli indicatori morfologici della presenza di un fenomeno di DGPV sono rappresentati soprattutto da numerosi pianori e aree in contropendenza, mentre le caratteristiche trincee sono riconoscibili solo presso la sommità del Col Pillottore. L’area interessata ha dimensioni considerevoli e supera la lunghezza di 1.500 m e la larghezza di 1.000 m. Mancando dati geognostici specifici, lo spessore delle masse coinvolte può essere solo ipotizzato, in almeno 100 m.

Un altro fenomeno di DGPV si trova a sud-ovest di Fibiialla (comune di Camaiore), in destra orografica del Rio Contesora, affluente di sinistra del F. Serchio. La DGPV coinvolge la formazione della Maiolica tra la quota di 240 m s.l.m. e il fondovalle, a circa 100 m s.l.m. Nella zona sommitale si riconosce un pianoro allungato per circa 200 m in direzione NE-SW e largo un centinaio di metri. Una contropendenza lo separa verso monte dal resto del rilievo. Una possibile interpretazione può ipotizzare il cedimento in massa di questa porzione di Maiolica, formazione lapidea piuttosto rigida, favorito dalla deformazione dei Diaspri sottostanti, molto fratturati e con intervalli pelitici che ne favoriscono il comportamento duttile.

### 3 - IDROGEOLOGIA

Il territorio studiato è compreso quasi integralmente, ad esclusione di alcune aree ristrette, nel bacino del F. Serchio (Fig. 4): facendo riferimento a BALDACC *et alii* (1993), esso è compreso nel “settore oro-idrografico” D (bacino montano a valle della Lima fino allo sbocco nella Piana con una superficie di circa 225 km<sup>2</sup>), nel settore E (Piana di Lucca con una superficie di circa 70 km<sup>2</sup>), nel settore F (versante settentrionale dei Monti Pisani con una superficie di circa 43 km<sup>2</sup>).

Il complicato assetto geologico delle unità tettoniche e la variabilità litostratigrafica delle numerose formazioni hanno dato luogo in molti casi a sistemi idrogeologici complessi, in cui le acque sotterranee hanno circuiti molto profondi e di difficile comprensione.

In queste note sarà fornita una classificazione della permeabilità delle rocce e delle coperture; saranno descritti sommariamente gli acquiferi superficiali; saranno evidenziati i caratteri idrostrutturali più importanti degli acquiferi mesozoici contenuti nell'Unità tettonica della Falda Toscana; saranno riepilogati i risultati di alcuni Autori che hanno studiato le disponibilità idriche sia di superficie sia sotterranee dei settori D, E, F (NARDI *et alii*, 1987; BALDACC *et alii*, 1993; AMBROSIO *et alii*, 2010). In particolare, sarà descritto con maggiore dettaglio uno degli acquiferi più importanti della zona, contenuto nei depositi ghiaioso-sabbiosi della Piana di Lucca (Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina), essendo importante fonte di approvvigionamento idrico per scopi idropotabili, agricoli e industriali. Infine, sarà esaminato e descritto quel particolare fenomeno, che da tempo affligge la zona di Paganico, di apertura di piccole cavità nel terreno e che sembra essere legato sia a cause antropiche (in particolare i cospicui prelievi di acque sotterranee contenute nell'acquifero in ghiaie), sia al particolare assetto idrostratigrafico e geotecnico della zona (DELL'ARINGA *et alii*, 2010).

#### 3.1. - LE CLASSI DI PERMEABILITÀ DELLE ROCCE E DELLE COPERTURE

Ogni unità litostratigrafica appartenente alle numerose unità tettoniche e alle varie tipologie di copertura presenti nel Foglio sarà distinta in base al tipo di permeabilità (primaria, secondaria, mista) e al grado di permeabilità relativa (alta, media, bassa, nulla). Conseguentemente le unità con grado di permeabilità alto e medio potranno costituire degli ottimi acquiferi in condizioni strutturali e di estensione favorevoli, quelle con grado di permeabilità basso degli acquitardi, quelle con grado di permeabilità nullo degli acquicludi. Nell'elenco che segue le unità litostratigrafiche del Foglio 261 “Lucca” sono contrassegnate da sigle

che ne indicano il tipo di permeabilità (p= primaria, s= secondaria) e il grado di permeabilità (a= alto, m= medio, b = basso, n= nullo).

**Autoctono**

Grezzoni (sm/a)  
Cipollino (sm)  
Pseudomacigno (sb/n)

**Unità di Monte Serra**

Quarziti di Monte Serra (sb)

**Unità di S. Maria del Giudice**

Scisti di San Lorenzo (sn)  
Brecce di Asciano (sb)  
Formazione della Verruca: Scisti violetti (psn) e Anageniti minute (sb)  
Grezzoni (sm/a)  
Marmo dei M. Pisani (sm)  
Metacalcari con selce (sm)  
Calcescisti (sb/n)  
Metacalcari a entrochi (sm)  
Metaradiolariti (sb)  
Scisti sericitici (sn)  
Pseudomacigno (sb/n)

**Unità tettonica della Falda Toscana**

Calcere Cavernoso (pa e sa)  
Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* (sb/n)  
Calcere Massiccio (sa)  
Rosso Ammonitico (sm)  
Calcere selcifero di Limano (sm)  
Calcari e Marne a Posidonia (sb/n)  
Calcere Selcifero della Val di Lima (sa)  
Diaspri (sb)  
Maiolica (sa)  
Scaglia Toscana (sn), litofacies calcarenitica (sm/a)  
Calcari di Puglianella (psm/a)  
Marne di Rio Benabbiana (sn)  
Macigno (sb)

**Unità tettonica Marra-Coli**

Litofacies a breccie (sn)

Marne di Marra (sn)

**Unità tettonica di Monte Morello**

Formazione di Sillano (sn)

Formazione di Monte Morello (sm)

**Unità tettonica inferiore del Flysch ad Elmintoidi**

Argilliti e calcari di Poggio Rocchino (sn)

Flysch di Ortonovo (sm/b)

**Unità tettonica di Monte Gottero**

Arenarie di Monte Gottero (sb)

Argilliti di Giaiette (sn)

**Successione Plio-Pleistocenica, continentale, delle Cerbaie e della Piana di Lucca**

Formazione di Marginone-Mastromarco (pn, localmente pm/a)

Conglomerati di Montecarlo (pm/b)

Conglomerati delle Cerbaie (pm/b)

**Depositi continentali quaternari (Pleistocene medio-superiore-Olocene)**

Depositi alluvionali terrazzati antichi (pm/a)

Coltre eluvio-colluviale (pm/b, localmente m/a)

Deposito di frana antica (pm/a)

Deposito da debris flow (pb)

Deposito di frana (pm/a)

Depositi alluvionali (pa, localmente pm/b)

Deposito di versante (pm/a, localmente b)

Detrito di falda (pm/a, localmente b)

Depositi lacustri-palustri (pb/n)

Dopo avere stimato il grado di permeabilità delle diverse unità litostratigrafiche, confrontato i loro spessori, esaminato le direzioni e le immersioni degli assi strutturali, considerato le aree di affioramento e valutato le quantità di pioggia che cadono sul bacino del F. Serchio, sono stati individuati due acquiferi d'importanza regionale: uno profondo, costituito dalla serie mesozoica calcarea, scomposto poi in più acquiferi per la presenza di due acquicludi e di un acquitardo (Calcari e Marne a Posidonia, Calcari a *Rhaetavicula contorta*) l'altro più superficiale,

rappresentato dai sedimenti grossolani trasportati dal F. Serchio e depositati nella Piana di Lucca (Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina), nei rami del fiume diretti sia verso Filettole sia verso Bientina.

### 3.1.1. - Caratteri idrogeologici delle coperture

Nei settori D ed F (fig. 82) le coperture, con particolare riferimento ai depositi alluvionali e ai detriti di falda, non danno luogo a importanti acquiferi, a causa delle loro limitate dimensioni e della conseguente modesta ricarica: le sorgenti hanno di norma portate esigue (inferiori a qualche litro al secondo nei periodi di morbida); gli impianti di estrazione, localizzati lungo il corso di alcuni affluenti di destra del F. Serchio, hanno portate di qualche litro al secondo, utili a soddisfare fabbisogni locali. Fanno eccezione le estese coltri alluvionali comprese in un lungo tratto del F. Serchio tra Borgo a Mozzano e il Piaggione, dove si registra un'abbondante presenza di acque di subalveo, alimentate sia dal corso del fiume sia direttamente dagli acquiferi mesozoici, come testimoniato dalla sorgente in alveo Fiumicello, che ha portate di alcune centinaia di litri/sec.

Nel settore E le coperture alluvionali, costituite in prevalenza da ghiaie e sabbie, affiorano allo sbocco del F. Serchio nella Piana, immediatamente a sud

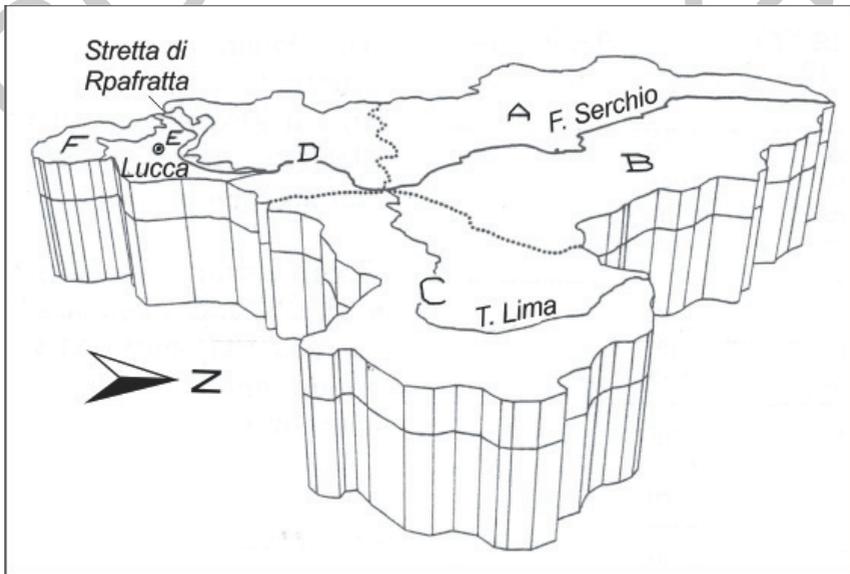


Fig. 82 - Il bacino del F. Serchio suddiviso in settori oro-idrografici (da BALDACCI et alii, 1993).

di Ponte a Moriano, e si estendono sia in superficie sia nel sottosuolo; esse assumono un ruolo d'importanza strategica, in quanto sede di un esteso e ricco acquifero, alimentato dalle acque del F. Serchio, da quelle meteoriche e in maniera non secondaria dalle rocce incassanti; tale acquifero si estende, approfondendosi, sia verso ovest (Ripafredda-Filettole) sia verso sud (Bientina). Numerosi impianti acquedottistici (Paganico, Pollino, Filettole, Pacconi, Cerbaie, ecc.) vi prelevano attualmente grandi quantità d'acqua destinate ad usi idropotabili per le province di Lucca, Pisa e Livorno; le abbondanti quantità di acqua presenti hanno inoltre permesso lo sviluppo industriale, prevalentemente cartario, e agricolo dell'area. Tuttavia, le carenze di pianificazione e gestione della risorsa idrica stanno determinando col tempo una situazione di criticità (AMBROSIO *et alii*, 2010). Questo sistema acquifero, i cui riferimenti bibliografici sono abbastanza numerosi, sarà trattato più estesamente in seguito.

### 3.2. - IDROGEOLOGIA DEL SETTORE D

Pur non avendo riscontrato nel Foglio 261 "Lucca" l'esistenza di sorgenti termo-minerali, come invece si osserva nel Foglio 250 "Castelnuovo Garfagnana" e nel Foglio 262 "Pistoia", dove in varie località si ha l'improvvisa venuta a giorno di acque profonde caratterizzate da un elevato carico piezometrico, attraverso faglie o fratture, è tuttavia ipotizzabile anche in questo settore la presenza di acque calde e salate circolanti in rocce evaporitiche. Esse hanno acquisito i loro caratteri fisico-chimici in seguito a una lunga permanenza in profondità, dove sono venute a contatto soprattutto con le anidriti presenti alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Tali rocce in presenza d'acqua danno luogo a una reazione esotermica, trasformandosi in gesso. Questa reazione chimica e il gradiente geotermico sono dunque responsabili dell'aumento della temperatura dei fluidi circolanti, come già messo in evidenza altri Autori (TREVISAN 1951, 1954, 1959A; BRANDI *et alii*, 1967). La temperatura misurata in alcune sorgenti di norma non supera i 40°, anzi spesso è anche più bassa, mescolandosi durante la risalita con acque "fresche" locali; il loro residuo fisso è caratterizzato dalla presenza di sali clorurati e solfato-calcici.

In seguito agli studi eseguiti nel Foglio 261 "Lucca", nel soprastante Foglio 250 "Castelnuovo Garfagnana" e nel contiguo Foglio 262 "Pistoia" (BRANDI *et alii*, 1967; RAGGI & TREVISAN, 1974; BALDACCI *et alii*, 1993; PUCCINELLI *et alii*, 2010a; 2010b), è stata accertata una circolazione idrica profonda all'interno delle formazioni carbonatiche poste nella parte medio-alta dell'Unità tettonica della Falda Toscana. In particolare la presenza dell'acquicludo costituito dai Calcari e Marne a Posidonia che scompone la serie carbonatica in due acquiferi, uno

superiore (Maiolica, Diaspri e Calcere Selcifero della Val di Lima) e uno inferiore (Calcere Selcifero di Limano, Rosso Ammonitico, Calcere Massiccio), entrambi caratterizzati da acque generalmente fredde e con scarso contenuto salino. In questo contesto la Formazione della Maiolica costituisce un ottimo acquifero sia per il diffuso carsismo sia per le numerose fratture, sia per la notevole estensione dell'area di affioramento che ne assicura l'elevata possibilità di ricarica. Inferiormente alla formazione dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*, che si comporta ora da acquicludo ora da acquitardo, ma pur sempre dotata di ridotta permeabilità, s'individua l'acquifero carbonatico profondo corrispondente alla Formazione del Calcere Cavernoso con le breccie associate, caratterizzato dalla presenza di acque termominerali.

A riprova del diverso grado di permeabilità delle formazioni mesozoiche affioranti in questo settore e appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana, possiamo prendere in considerazione la variabilità della portata del torrente Pedogna, affluente di destra del Serchio in alcuni suoi tratti (RAGGI & TREVISAN, 1974). Esso ha una discreta portata (70-80 l/s) nel tratto iniziale che va sotto il nome di Rio delle Campore, in quanto compreso nella formazione dei Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta* con permeabilità bassa o nulla. Il T. Pedogna dalla confluenza del Rio suddetto fino all'altezza di Convalle rimane praticamente asciutto, avendo scavato il suo percorso in formazioni permeabili (Rosso Ammonitico e Calcere Selcifero di Limano). Da qui in poi il torrente, che inizia a scorrere su un letto impermeabile costituito dalla Formazione dei Calcari e Marne a Posidonia, ha di nuovo acque in superficie, alimentate da una serie di sorgenti di contatto. Dopo un breve tratto in corrispondenza di Piegajo Basso le acque scompaiono, inghiottite dai calcari della Formazione della Maiolica, per riemergere poi all'altezza di Fondagno; qui, ribassato da una faglia diretta, affiora la formazione del Macigno, che, giustapposta alla Maiolica, determina una risalita della piezometrica e una parziale emersione delle acque sotterranee. Poco prima di Villa a Roggio, a valle di una faglia di direzione appenninica, le acque del T. Pedogna scompaiono nuovamente, inghiottite dai calcari permeabili (Maiolica, Calcere Selcifero della Val di Lima e Calcere Selcifero di Limano) affioranti per un tratto di circa 2 km fino alla confluenza col F. Serchio.

Le acque del F. Serchio ricevono cospicui contributi anche dalle acque di subalveo, soprattutto tra Borgo a Mozzano e Ponte a Moriano. I sistemi acquiferi carbonatici mesozoici recapitano parte delle loro acque di circolazione profonda ai sistemi alluvionali, particolarmente sviluppati tra Borgo a Mozzano e il Piagione. RAGGI & TREVISAN (1974) hanno stimato gli apporti dal subalveo del Serchio in circa 1 m<sup>3</sup>/sec, corrispondenti a quasi il 50% della portata del F. Serchio misurata alla traversa di San Gimignano (1 km circa a nord di Ponte a Moriano): infatti, secondo i citati Autori, la portata misurata il 3 agosto 1953 (2230 l/sec)

potrebbe aver avuto contributi:

- dagli affluenti di destra (T. Pedogna e T. Celetra) per circa 900 l/sec;
- dalla sorgente in alveo Fiumicello per circa 320 l/sec (portata misurata nello stesso giorno);
- contributi dal subalveo per oltre 1000 l/sec.

La sorgente Fiumicello, posta nelle alluvioni del F. Serchio, secondo il nuovo rilievo geologico, eseguito per la realizzazione del Foglio 261 “Lucca”, ha evidenziato una idrostruttura diversa da quella ipotizzata da RAGGI & TREVISAN (1974): la scaturigine è alimentata, come si può osservare dalla sezione geologica di fig. 83, dalle acque circolanti nell’acquifero carbonatico inferiore (Calcere Selcifero di Limano, Rosso Ammonitico e Calcere Massiccio), alla cui base si trova l’acquicludo/acquitardo (Calcari e marni a *Rhaetavicula contorta*), che lo isolebbe dalle acque calde e salate contenute nel sottostante acquifero carbonatico (Calcere Cavernoso). La venuta a giorno delle acque sotterranee è favorita da una soglia sovrimposta, costituita dai Calcari e Marni a *Posidonia*, che costringe le acque sotterranee in parte a risalire e in parte ad approfondirsi.

Un’altra sorgente, denominata Le Vene e su cui sono stati compiuti alcuni studi a carattere idrogeologico e chimico (RINALDI, 2007), si trova in prossimità del Ponte alle Vene, lungo il T. Vinchiana, affluente di sinistra del F. Serchio. La sorgente, alla quota di circa 210 m, è ubicata in corrispondenza di una faglia a direzione appenninica, che giustappone la Formazione del Macigno, con permeabilità secondaria medio-bassa, a quella della Maiolica con permeabilità secondaria alta. Tale faglia funge da sbarramento alle acque che circolano all’interno della Maiolica, costringendole all’emergenza. La portata misurata nell’anno 2006 variava tra un massimo di oltre 155 l/sec, registrata ai primi di marzo, e un valore minimo calcolato di circa 40 l/sec. Dalle analisi chimiche risulta un’acqua oligominerale (residuo secco a 180° pari a 165,5 mg/l e conducibilità pari a 220 µ/cm), bicarbonato-calcica, con durezza 11 e ph 7,6.

L’assetto idrogeologico del settore D ha un evidente controllo strutturale determinato principalmente dalle varie discontinuità tettoniche e dalla direzione e

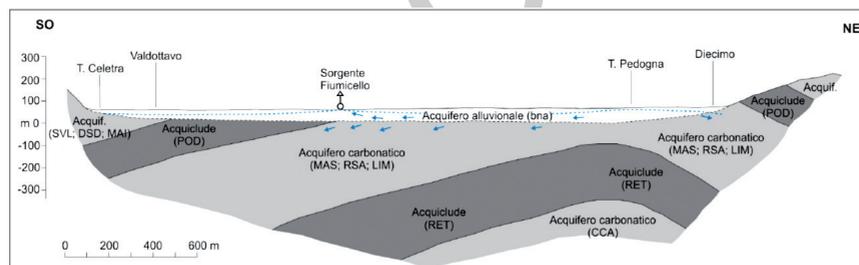


Fig. 83 - Sezione idrogeologica tra Valdottavo e Diecimo.

immersione degli assi strutturali, che condizionano la circolazione profonda delle acque. Le discontinuità più importanti sono rappresentate dal sistema di faglie ad alto angolo di direzione appenninica, che mettono a contatto l'acquicludo più superficiale (Scaglia Toscana e Macigno) con gli acquiferi carbonatici mesozoici, determinando una parziale interruzione del flusso sotterraneo e un'emersione della piezometrica. La disposizione degli assi strutturali (direzione appenninica e immersione verso SE) controlla il flusso delle acque sotterranee. L'anticlinale del Rio delle Campore funge da spartiacque idrogeologico: a occidente della struttura le acque d'infiltrazione vanno verso il Camaiorese, mentre a oriente recapitano verso SE. Gli assi di drenaggio, che si collocano in corrispondenza delle principali sinclinali, hanno anch'essi direzione appenninica; l'immersione degli assi verso SE costringe le acque sotterranee a dirigersi verso quel quadrante.

### 3.3. - IDROGEOLOGIA DEL SETTORE E

Il settore E è rappresentato sostanzialmente dalla Piana di Lucca, che si estende per circa 70 km<sup>2</sup>. Una descrizione completa e dettagliata del sottosuolo della Piana di Lucca è stata effettuata da NARDI *et alii* (1987), da cui sono state sintetizzate le informazioni che seguono, integrate dai dati acquisiti successivamente nel corso del rilievo del Foglio 261 "Lucca". Sulla base delle numerose stratigrafie di pozzi e sondaggi, come abbiamo già ampiamente trattato nei capitoli precedenti, è stato possibile definire la struttura idrogeologica della Piana stessa. L'acquifero più importante è quello costituito da ciottoli e ghiaie in matrice sabbioso-limosa, con lenti di argille e argille sabbiose (Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina). Tali depositi alluvionali affiorano a Nord della Piana in prossimità di Ponte a Moriano, per approfondirsi sia verso ovest che verso Sud, ricoperti da sedimenti prevalentemente sabbiosi ("bellettone") nella parte settentrionale, da sedimenti limoso-argillosi fluviali e palustri nella porzione centro-meridionale. Come accennato in precedenza, da questo acquifero, dotato di alta permeabilità, vengono prelevati ingenti quantitativi di acqua per scopi idropotabili, irrigui e industriali. Esso si presenta freatico nella parte settentrionale, divenendo semi-confinato e confinato rispettivamente nelle porzioni centro-meridionali e sud-occidentali.

Lo spessore dell'acquifero varia dai 10 ai 15 m nella parte settentrionale e occidentale, mentre in quella meridionale raggiunge i 40 m. Il maggior spessore dell'acquifero si ritrova generalmente in corrispondenza dei paleoalvei del F. Serchio che con il loro andamento meandriforme ne marcano la progressiva migrazione dal Canale di Bientina fino al tracciato attuale.

L'acquifero in ghiaie poggia per la quasi totalità della sua estensione su un

substrato impermeabile, costituito dalla formazione di Marginone-Mastromarco; lateralmente esso viene a contatto in prossimità dei rilievi con unità litostratigrafiche diverse caratterizzate da permeabilità da medio/alta a bassa.

Considerando il modello idrogeologico della Piana di Lucca, presentato da NARDI *et alii* (1987) e integrato successivamente dai dati derivati dai nostri studi, sono stati evidenziati anche i vari contributi forniti al sistema acquifero alluvionale in ghiaie:

- infiltrazioni dirette da parte delle acque di pioggia nell'area di affioramento delle ghiaie e della loro copertura sabbiosa e limosa ("bellettone");
- contributi forniti dalle rocce incassanti a contatto con l'acquifero in ghiaie (Monti Pisani, Pizzorne, sistema collinare-montuoso a nordovest della Piana);
- contributi forniti dalle acque di falda presenti nei numerosi coni di deiezione ai piedi dei rilievi (M. Pisani e Pizzorne), che si sono formati probabilmente nello stesso periodo di tempo e in eteropia di facies coi Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina;
- infiltrazione diretta delle acque del F.Serchio e di quelle di subalveo nel tratto compreso tra Saltocchio e Carignano nell'acquifero in ghiaie;
- infiltrazione delle acque irrigue, prelevate direttamente dal F. Serchio, che attraverso un sistema di canalizzazione arrivano nella Piana.

Sulla base delle caratteristiche granulometriche si desume che la permeabilità e quindi anche la trasmissività dell'acquifero in ghiaie siano molto elevate. Il coefficiente di permeabilità, secondo AMBROSIO *et alii* (in preparazione), ha valori intorno a  $10^{-3}$  m/s per la frazione più grossolana, prevalente, che localmente si riduce a  $10^{-4}$ - $10^{-5}$  m/s, laddove prevalgono materiali più fini; la trasmissività è stata quantificata da NARDI *et alii* (1987) in un range compreso tra  $10^{-1}$  e  $10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s. Il coefficiente d'immagazzinamento, ottenuto da AMBROSIO *et alii* (in preparazione) per la parte sud-orientale della piana, è tipico di acquiferi confinati.

La superficie piezometrica riflette gli andamenti principali dei paleoalvei del F. Serchio. Infatti, a partire dalla zona di sbocco in pianura del fiume, nei pressi di Ponte a Moriano, due sono le principali direzioni di flusso sotterraneo: una in senso NW-SE, verso la valle di Bientina, e l'altra NE-SW, conformemente all'attuale percorso del F. Serchio, che, da Ponte a Moriano, si dirige inizialmente verso sud, poi, dopo aver lambito Lucca, verso ovest, fino a indirizzarsi verso la stretta di Ripafratta.

Il gradiente idraulico è variabile, influenzato sia dalla topografia, sia dalle aree di emungimento localizzato. In questo senso, si hanno aree di consistente depressione della superficie piezometrica soprattutto in corrispondenza dei principali campi-pozzi (Pollino, Paganico, Cerbaie, Pacconi).

AMBROSIO *et alii* (2010) hanno analizzato l'evoluzione temporale della superficie piezometrica nel settore sud-orientale della Piana di Lucca a partire dal 1975

al 2008, studiando diverse carte piezometriche realizzate in vari anni. È interessante notare come la carta di morbida di aprile 2008, rispetto a quella di morbida di aprile 1975 di NARDI *et alii* (1987), presenti una superficie piezometrica ribassata di più di 2 metri; anche il minimo chiuso di Pacconi, leggermente spostato verso sud-ovest, presenta una depressione piezometrica che si è approfondita di circa 6 metri (da 4 m s.l.m. del 1975 a -2 m s.l.m. del 2008, anno peraltro caratterizzato da modeste piovosità). Il *trend* di abbassamento generale della piezometrica è stato comunque accertato anche dall’Autorità di Bacino del Serchio. Del resto, da qualche tempo molti pozzi “romani” o “a sterro” situati nella porzione freatica dell’acquifero sono stati abbandonati per assenza di falda.

In sintesi, l’andamento medio di lungo periodo (1975-2008) mostra un abbassamento medio della superficie piezometrica, che in passato si trovava generalmente a modesta profondità dal piano campagna, di circa 8 cm/anno nella porzione nord dell’area di studio, che raggiunge i 15 cm/anno nella parte sud. D’altra parte, l’andamento delle piogge dal 1970 al 2008 non ha mostrato un *trend* tale da giustificare una così importante depressione generale della piezometrica se non imputabile agli emungimenti (AMBROSIO *et alii*, 2010). Le misure 2005-2007-2008 segnalano una non linearità del *trend* con accelerazioni (2005-2007) e rallentamenti (2007-2008) del fenomeno.

#### 3.4. - IDROGEOLOGIA DEL SETTORE F

In quest’area s’individuano alcune strutture idrogeologiche assai complicate, derivate da una tettonica polifasata che ha interessato le varie unità tettoniche nei diversi periodi della loro storia geologica. Nei Monti d’Oltre Serchio, ovverosia nella parte sudoccidentale del Foglio, tra la Valle del Guappero e il lago di Massaciuccoli, l’abbondante ricchezza d’acque nel sottosuolo, è dovuta alla particolare strutturazione delle diverse unità tettoniche.

In quest’area, come si può evincere dalla sezione idrogeologica (fig. 84), sono presenti al di sotto delle coperture importanti acquiferi delimitati inferiormente da acquiclude:

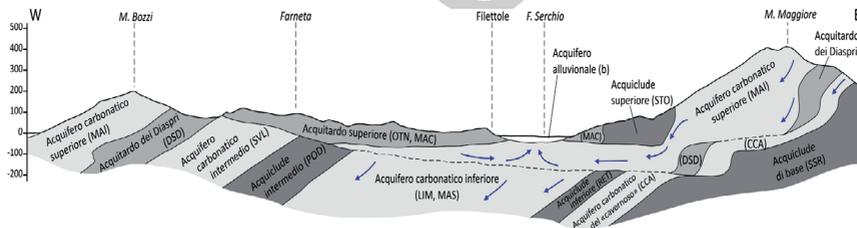


Fig. 84 - Sezione idrogeologica nella zona di Filettole.

- a) acquifero metamorfico (Unità tettoniche di S. Maria del Giudice e di Monte Serra), comprendente Grezzoni, Marmi, Metacalcari selciferi;
- b) acquifero profondo (Unità della Falda Toscana) corrispondente al Calcare Cavernoso;
- c) acquifero carbonatico inferiore (Unità tettonica della Falda Toscana) comprendente Calcare Massiccio, Rosso Ammonitico, Calcare Selcifero di Limano;
- d) acquifero carbonatico superiore (Unità tettonica della Falda Toscana), comprendente Calcare Selcifero della Val di Lima, Diaspri, Maiolica;
- e) acquicludo metamorfico profondo (Unità tettoniche di Santa Maria del Giudice e di Monte Serra) corrispondente agli Scisti di San Lorenzo;
- f) acquicludo metamorfico di base (Unità tettoniche di Santa Maria del Giudice e di Monte Serra) comprendente Calcescisti, Metaradiolariti, Scisti sericitici e Pseudomacigno (i livelli di Calcari a entrochi a causa del loro modesto spessore sono stati inseriti all'interno di queste unità a permeabilità bassa o nulla);
- g) acquicludo inferiore (Unità tettonica della Falda Toscana) comprendente i Calcari e marne a *Rhaetavicula contorta*;
- h) acquicludo intermedio (Unità tettonica della Falda Toscana) comprendente i Calcari e Marne a *Posidonia*;
- i) acquicludo superiore (Unità tettonica della Falda Toscana) Scaglia Toscana;
- j) acquitardo superiore (Unità tettonica della Falda Toscana) comprendente il Macigno.

La Figura 84 evidenzia nel settore orientale la presenza di un battente impermeabile (acquicludo metamorfico di base) costituito dagli Scisti sericitici, che a causa della sua immersione verso W costringe gli acquiferi soprastanti a recaptare le acque sotterranee verso mare; in alcuni casi, come ad esempio tra Monte Maggiore e il F. Serchio, a causa delle elisioni tettoniche, l'acquifero carbonatico inferiore è in connessione idraulica con quello carbonatico superiore. La particolare struttura geologica permette alle acque contenute nei due acquiferi di raccogliersi all'altezza della valle del F. Serchio. La presenza a E di una soglia sovrimposta, costituita dall'acquitardo superiore, favorisce la risalita di una parte delle acque, che incrementano la portata della falda di subalveo del F. Serchio. In questa zona particolarmente ricca d'acqua sono ubicati numerosi pozzi che vanno ad alimentare l'acquedotto di Livorno e Pisa.

A est della valle del Guappero invece, sulle propaggini nordorientali dei Monti Pisani, che confinano con la Piana di Lucca, la modesta area di affioramento delle unità litostratigrafiche non permette di evidenziare in maniera completa le strutture o di fare bilanci idrogeologici; pertanto ci limiteremo descriverne i caratteri idrogeologici più rilevanti.

In quest'area la maggior parte delle formazioni ha un grado di permeabilità basso o addirittura nullo, tanto che non sono stati individuati acquiferi importanti; solo le formazioni quarzitiche sono sede, a causa della loro fatturazione, di piccoli acquiferi, le cui uscite sono rappresentate da sorgenti poco mineralizzate e con modesta portata, soggette anche a forti escursioni stagionali.

#### 3.4.1. - *Disponibilità idriche nei settori D, E, F*

Secondo quanto riportato da BALDACCI *et alii* (1993), nei vari settori oro-idrografici in cui è stato suddiviso il bacino del F. Serchio i valori degli afflussi meteorici (P), dell'evotraspirazione (Et) e delle disponibilità idriche (Di), espresse in mm/anno e riferite al trentennio 1951-1980, sono elencati di seguito:

Settore D

P = 1534, Et = 594, Di = 940

Settore E

P = 1265, Et = 580, Di = 685

Settore F

P = 1220, Et = 579, Di = 641

Nel settore D i dati relativi alla disponibilità idrica, comprendente sia acque di circolazione superficiale (ruscellamento superficiale) sia acque di circolazione profonda (infiltrazione efficace), restano purtroppo non scomponibili, dal momento che non si dispone dei deflussi del F. Serchio per un cospicuo numero d'anni alla stazione di chiusura di Ponte a Moriano, che avrebbero permesso di calcolare i valori del ruscellamento superficiale. Una volta noti i deflussi, i valori dell'infiltrazione efficace sarebbero poi facilmente calcolabili attraverso l'equazione di bilancio.

### 3.4.1.1. - Bilanci idrogeologici del settore E (Piana di Lucca)

Relativamente alla Piana di Lucca, NARDI *et alii* (1987) hanno effettuato il bilancio idrogeologico anche al fine di quantificare le disponibilità idriche dell'acquifero in ghiaie che, come già ampiamente riportato in precedenza, è sottoposto da tempo a intensi emungimenti.

Come si evince dalla tab. 1, i maggiori apporti idrici all'acquifero della Piana provengono dal subalveo del F. Serchio, il cui bacino è estremamente ricco di acque, in quanto drena un'area (apua e appenninica) particolarmente piovosa. Tra le uscite predominano invece, come era lecito attendersi, quelle di origine antropica.

La differenza tra le entrate e le uscite porta a un residuo attivo medio di  $1,26 \times 10^7$  m<sup>3</sup>/anno, che corrisponde a un deflusso istantaneo medio di circa 400 l/sec. che si suddivide in due parti: uno verso Ripafratta-Filettole, l'altro verso l'alveo del Bientina.

Calcolando il deflusso alla stazione di chiusura a ovest (zona di Montuolo) NARDI *et alii* (1987) ottengono  $0,64 \times 10^7$  m<sup>3</sup>/anno; calcolando inoltre quello verso sud (tra S. Ginese e Altopascio) ottengono  $0,76 \times 10^7$  m<sup>3</sup>/anno, per un deflusso totale di  $1,4 \times 10^7$  m<sup>3</sup>/anno, che non presenta sensibili differenze col bilancio analitico (+10% circa).

L'acqua sotterranea che transita attraverso la strettoia di Filettole trova la sua alimentazione, oltre che nella ricarica dovuta alle piogge e al contributo del Serchio, anche negli apporti profondi provenienti, come abbiamo già indicato, da NW dai serbatoi calcarei.

Successivamente, un rapporto inedito di NOLLEDI (1997) ha aggiornato i dati di NARDI *et alii* (1987), trovando risultati sostanzialmente simili (tab. 2).

Più recentemente, DEL SORDO (2009) e SARTELLI (2009), mediante modellazione numerica, hanno effettuato un bilancio relativo ad una porzione del settore sud-orientale della Piana, nella zona compresa tra i comuni di Porcari, Capannori e Altopascio, ovvero una di quelle interessate dai maggiori prelievi in falda. I risultati si basano su un periodo ristretto, da dicembre 2007 a ottobre 2008, tra l'altro periodo particolarmente poco piovoso.

I risultati dell'elaborazione hanno tuttavia mostrato una situazione piuttosto delicata con uno sbilancio tra entrate e uscite, per quell'area, di quasi 8 milioni di metri cubi, con attingimento quindi nelle riserve idriche permanenti dell'acquifero. Ovviamente, tali risultati dovrebbero essere corroborati da un'analisi che comprenda un maggior numero di anni, per avere una visione statistica maggiormente attendibile. Ad ogni modo, l'Autorità di Bacino dell'Arno (la zona rientra al limite delle competenze amministrative delle Autorità di Bacino di Arno e Ser-

<b>Entrate</b>	<b>Volume (m<sup>3</sup>/anno ×10<sup>7</sup>)</b>	<b>Uscite</b>	<b>Volume (m<sup>3</sup>/anno ×10<sup>7</sup>)</b>
Infiltrazione meteorica diretta*	0,96	Deflussi superficiali delle acque risorgive	0,95
Infiltrazione di acque irrigue	0,29	Prelievi per usi civili e industriali	6,10
Ricarica di subalveo del Serchio	4,25		
Infiltrazioni dai Monti Pisani	1,44		
Infiltrazione dalle Pizzorne-Colline di Porcari-Altopascio	1,37		
<b>Totale</b>	<b>8,31</b>		<b>7,05</b>
Differenza Entrate-Uscite	126		

Tab. 1 - Definizione e quantificazione delle voci del bilancio idrogeologico della Piana di Lucca (\*: si riferisce a un'area di circa 100 km<sup>2</sup> di cui il 20% con permeabilità alta e il restante 80% con permeabilità media) (da NARDI et alii, 1987).

chio) ha classificato tale area a forte deficit di bilancio nel proprio Piano Stralcio relativo alla risorsa idrica.

<b>Entrate</b>	<b>Volume (m<sup>3</sup>/anno ×10<sup>7</sup>)</b>	<b>Uscite</b>	<b>Volume (m<sup>3</sup>/anno ×10<sup>7</sup>)</b>
Contributo diretto F. Serchio	4,25	Deflussi superficiali delle acque risorgive	0,95
Contributo irrigazione	0,30	Prelievi acquedotti pubblici	2,22
Contributo Monti Pisani	1,44	Prelievi industriali	3,49
Infiltrazione meteorica diretta	0,96	Prelievi da pozzi diffusi	0,39
Contributo dalle Pizzorne-Colline di Porcari-Altopascio	1,37		
<b>Totale</b>	<b>8,32</b>		<b>7,05</b>
Differenza Entrate-Uscite	127		

Tab. 2 - Definizione e quantificazione delle voci del bilancio idrogeologico della Piana di Lucca secondo NOLLEDI (1997).

#### 4. - LE CAVITÀ DI PAGANICO (LUCCA)

Paganico è un piccolo centro abitato situato nella porzione sud-orientale della Piana di Lucca. A partire dagli anni '60, un ristretto comprensorio di alcuni chilometri quadrati con al centro Paganico è interessato dall'apertura di piccole cavità (*micro-sinkholes*) e cunicoli sub-verticali sulla superficie del suolo. Se inizialmente tali fenomeni erano sporadici, di piccole dimensioni e poco considerati dalla popolazione, agli inizi degli anni '80 il fenomeno ha subito una notevole amplificazione, con aumento di frequenza e dimensioni. Anche attualmente, diverse zone dell'area di Paganico vengono ripetutamente interessate dall'apertura di cavità e collassi del suolo, con dimensioni che generalmente si collocano su alcune decine di centimetri di diametro e profondità, ma che in alcuni casi hanno raggiunto 2 m sia di diametro che di profondità. Per tale motivo, le *micro-sinkholes* stanno causando molteplici disagi alla popolazione residente e alle attività agricole, talvolta con danni anche ai manufatti (lesioni a muri, pavimenti esterni, ecc.). Il fenomeno sembra manifestarsi in qualsiasi periodo dell'anno, ma pare ormai accertato che il periodo maggiormente a rischio per l'apertura di cavità sia verso la fine della stagione estiva, durante o immediatamente dopo i primi eventi pluviometrici intensi, che solitamente caratterizzano, in questa area, la fine dell'estate e l'inizio della stagione autunnale (DELL'ARINGA *et alii*, 2010; 2014). Peraltro, le loro cause di predisposizione e innesco non sono state completamente chiarite.

I cunicoli e le cavità, sul cui fondo spesso si dipartono lateralmente delle condotte a sezione cilindrica, sviluppo orizzontale e piccolo diametro (qualche decimetro), possono essere isolati e dispersi apparentemente con una certa casualità, oppure allinearsi secondo direzioni preferenziali (in genere N-S, più raramente E-W), ovvero raggrupparsi in "sciami", sovente parallelamente alla direzione dei fossi. Anche le forme assunte dalle cavità sono variabili: cilindriche, coniche, tronco-coniche, a botte, ecc. (DELL'ARINGA *et alii*, 2010; 2014).

Per quanto il fenomeno stia preoccupando da tempo la popolazione residente e le amministrazioni locali, anche perché messo in relazione con gli emungimenti spinti dalla locale falda acquifera, attualmente non esistono sull'argomento pareri concordanti, né molti dati pubblicati. Spesso si tratta di relazioni tecniche inedite di geologi professionisti che hanno cercato di spiegare, anche con indagini mirate, le cause dell'apertura delle cavità, che in effetti interessano un'area molto circoscritta. Indagini specifiche sono state effettuate anche da DELL'ARINGA (2006), GROSSI (2009) e dai già citati DELL'ARINGA *et alii* (2010; 2014). Di seguito viene quindi riassunto lo stato delle conoscenze attuali sui meccanismi di innesco ed evoluzione di tali collassi.

Secondo DELL'ARINGA *et alii* (2010; 2014), due sembrano essere i principali

fattori che concorrono a causare l'apertura delle cavità: le particolari caratteristiche stratigrafiche, idrogeologiche e geotecniche dei materiali presenti in superficie e nel sottosuolo di Paganico e gli intensi emungimenti che interessano l'acquifero dell'area, caratterizzato da condizioni idro-strutturali particolari.

Il sottosuolo di Paganico (fig. 85) presenta infatti tre livelli con differenti proprietà litologiche, idrogeologiche e geotecniche: un livello limoso-sabbioso superficiale di origine fluviale (spessore di 1-3 m, localmente denominato "bellettone"), maggiormente coinvolto nei collassi; un orizzonte limoso-argilloso intermedio di origine palustre (spessore 1-3 m); un orizzonte inferiore costituito da ghiaie di origine fluviale, assai potente (circa 40 m nella zona di Paganico), (Conglomerati dell'Arno e del Serchio da Bientina); esso è riconducibile all'importante acquifero che prende origine dalla Piana di Lucca ed è caratterizzato da una notevole circolazione idrica, dovuta principalmente all'alimentazione da parte delle acque del F. Serchio. Fin dagli anni '70, questo acquifero è stato sottoposto a uno sfruttamento incontrollato per effetto di una crescente domanda idrica per uso idropotabile (diversi campi-pozzi, tra cui uno proprio a Paganico), industriale (industria cartaria) e agricolo. Molteplici studi (tra gli altri NARDI *et alii*, 1987; SEGHERI, 2008; AMBROSIO *et alii*, 2010) hanno analizzato l'acquifero della Piana di Lucca e la falda in esso contenuta, dimostrando come nel tempo la superficie piezometrica abbia subito un consistente abbassamento, soprattutto nella porzione orientale. AMBROSIO *et alii* (in preparazione) hanno anche evidenziato, tramite modellazione numerica, come il sovrasfruttamento dell'acquifero stia depauperando la riserva permanente. Inoltre, tali emungimenti sono probabilmente la causa dei fenomeni di subsidenza generalizzata che da tempo interessano la porzione orientale e sud-orientale della Piana di Lucca, soprattutto verso l'ex lago di Bientina (SALVINI & ZUCCARO, 2003; CANUTI *et alii*, 2006; BRUGIONI *et*

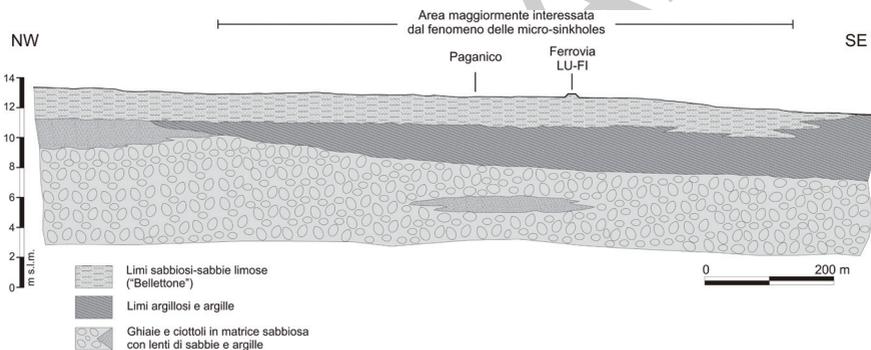


Fig. 85 - Sezione NW-SE dell'area di Paganico, in cui si evidenzia l'assetto lito-stratigrafico del sottosuolo (da DELL'ARINGA *et alii*, 2010; 2014 modificato).

*alii*, 2008), confermati anche dal monitoraggio eseguito dall'Autorità di Bacino del Fiume Serchio. Per tali motivi, questa zona, al confine tra le aree di pertinenza dell'Autorità di Bacino dell'Arno e del Serchio, è stata inserita tra le aree a grave deficit di bilancio nel Piano Stralcio di Bilancio Idrico dall'Autorità di Bacino del Fiume Arno (AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO, 2008).

Per effetto del suo particolare assetto litostratigrafico, nel sottosuolo di Paganico si possono individuare due falde idriche sovrapposte, separate da un orizzonte sostanzialmente impermeabile: una superiore, freatica, temporanea, contenuta nei depositi limoso-sabbiosi del "bellettone", avente una permeabilità bassa ( $10^{-6}$ - $10^{-7}$  m/s, classificabile quindi come acquitardo) e alimentata prevalentemente da piogge locali; una inferiore, confinata e generalmente in pressione, contenuta nelle alluvioni grossolane del Paleoserchio (ciottoli e ghiaie in matrice sabbioso-limosa), alimentata direttamente dalle piogge nelle aree di affioramento e in prevalenza dai flussi idrici di subalveo del F. Serchio, nonché dagli apporti derivanti dalle formazioni più permeabili affioranti nei rilievi a nord dell'area. Questo acquifero, grazie alle sue elevate permeabilità e trasmissività (il coefficiente di permeabilità è dell'ordine di  $10^{-3}$ - $10^{-4}$  m/s, localmente superiore), è quello maggiormente sottoposto a emungimenti. Acquitardo e acquifero sono separati da un livello limoso-argilloso, sostanzialmente impermeabile.

Secondo MAGAZZINI (1998), nelle stagioni siccitose o per effetto del pompaggio, quando il livello piezometrico della falda confinata si abbassa, il livello impermeabile compreso tra l'aquitardo superiore e l'acquifero inferiore subisce fenomeni di disseccamento, con variazione di volume tra 3 e 12 cm per metro di spessore, crepacciandosi già con il 30% di umidità. L'Autore ha osservato che anche lo strato di Bellettone è in grado di fratturarsi per disseccamento, ma con entità minore: 1-3 cm per metro di spessore con il 26% di umidità. Tale fatto ha un duplice effetto: aumenta la permeabilità dell'aquitardo superiore e permette, quando possibile, uno scambio di acque tra acquitardo e acquifero attraverso lo strato impermeabile (DELL'ARINGA *et alii*, 2010; 2014). Secondo il modello evolutivo ipotizzato da quest'ultimi Autori, alla fine della stagione secca i fenomeni di disseccamento produrrebbero fratture ad andamento sia subverticale che suborizzontale. I primi eventi piovosi intensi causerebbero infiltrazione di abbondanti quantità di acqua nel dominio fessurato con saturazione e formazione di una falda freatica temporanea, dando luogo, se la piezometrica dell'acquifero confinato si trovasse al di sotto del tetto dell'acquifero freatico (condizione che può verificarsi per effetto sia della stagione asciutta, sia degli emungimenti) a fenomeni di drenanza discendente. Tale effetto favorirebbe l'innescio di processi erosivi nel livello limoso-sabbioso superficiale, con formazione di cunicoli verticali ed orizzontali e il collasso delle aree più deboli. In tal senso, è stato appurato che le cavità più grandi si sviluppano laddove sono maggiori le differenze tra la super-

ficie piezometrica della falda in pressione e la superficie freatica temporanea.

Le cavità sembrano inoltre aprirsi con maggiore frequenza in prossimità delle fosse interpoderali, in cui verosimilmente i processi erosivi sono da ricondurre agli scambi idrici tra la falda freatica e l'acqua nei fossi durante gli eventi piovosi più intensi.

Le cause scatenanti sarebbero quindi da ricercare, in un contesto dove si ha un abbassamento della piezometrica dell'acquifero più profondo al disotto della base dei depositi argillosi lacustri, nelle piogge intense e prolungate, in grado di saturare i terreni superficiali, dando luogo alla falda freatica temporanea ed innalzando il livello dell'acqua nei fossi.

La situazione stratigrafico-idrogeologica di Paganico sembra pertanto essere alla base dello sviluppo di cavità, dal momento che il variare delle condizioni stratigrafiche ne condiziona la formazione: infatti, pur essendovi ugualmente industrie cartarie e pozzi privati, tali cavità non si aprono né a nord di Paganico (dove manca lo strato limo-argilloso intermedio), né a sud (dove manca il livello limo-sabbioso superficiale). La presenza di un solo livello acquifero, come accertato nel primo caso (nord di Paganico), dove il "bellettone" è in connessione idraulica con le alluvioni grossolane sottostanti a causa della mancanza dei depositi palustri, non consente il fenomeno di drenanza. Gli emungimenti causano la formazione di cavità solo quando i coni di depressione, allargandosi, raggiungono situazioni stratigrafiche predisponenti l'insorgere di dissesti, come si verifica decisamente in prossimità del campo-pozzi dell'acquedotto di Paganico (DELL'ARINGA *et alii*, 2010; 2014).

In conclusione, si può dedurre l'importanza degli emungimenti spinti che si verificano nella zona e che causano forti riduzioni nella pressione della falda confinata, tanto da subire il fenomeno della drenanza discendente. In effetti, in passato, quando gli emungimenti erano più contenuti, la pressione idrica nell'acquifero confinato doveva essere tale da impedire il fenomeno, mentre addirittura si potevano rinvenire nella zona risorgive di acque provenienti dalla falda in pressione (NARDI *et alii*, 1987).

Infine, per ridurre o addirittura eliminare il problema delle cavità, DELL'ARINGA *et alii* (2010; 2014) suggeriscono di aumentare nuovamente la pressione della falda confinata nelle alluvioni grossolane, limitando e controllando gli emungimenti, eventualmente usando anche tecniche di ricarica artificiale e/o spostando il campo-pozzi di Paganico in un'area più favorevole dal punto di vista stratigrafico. L'abitato di Paganico, inoltre, dovrebbe essere regolarmente allacciato all'acquedotto, in modo da eliminare i pozzi a uso privato. Tutto ciò ovviamente comporterà la scelta di soluzioni alternative per gli approvvigionamenti idrici anche delle industrie cartarie (riciclo delle acque, condotte di derivazione esterna all'area, ecc.).

PROGETTO

CARG

## BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., FANUCCI F., BENVENUTI M., BRUNI P., CIPRIANI N., FALORNI P., FAZZUOLI M., MORELLI D., PANDELI E., PAPINI M., SAGRI M. REALE V. & VANNUCCHI P. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 248* - La Spezia. S.EL.CA..
- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (1978) - *Espansioni laterali (lateral spreads) nella Sicilia occidentale*. Geol. Appl. e Idrogeol., **13**: 231-238.
- AMBROSIO M., DEL SORDO A., FAGIOLI M.T., GIANNECCHINI R., PUCCINELLI A. & SARTELLI A. (2010) - *Analisi dell'evoluzione piezometrica nel periodo 2007-2008 nel settore meridionale della Piana di Lucca (Toscana), area di crisi idrica conclamata*. Atti Congresso Codice Armonico 2010 - III Congresso Regionale di Scienze Naturali. Castiglioncello, 11-13/03/2010, 224-234.
- AMBROSIO M., DEL SORDO A., FAGIOLI M.T., GIANNECCHINI R., PUCCINELLI A. & SARTELLI A. (in preparazione) - *Finite difference numeric modeling as a possible base for groundwater resources managing: a case study in the Lucca Plain*.
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1994) - *Subsurface well data in the northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 461-471.
- ARCANGELI G. (1895a) - *Sulle affinità delle Sfenofillacee*. Nuovo Giorn. Bot. It. **2** (3), 261-272, Firenze.
- ARCANGELI G. (1895b) - *La collezione del Cav. Sigismondo De Boniaski e le filliti di San Lorenzo sul Monte Pisano*. Boll. Soc. Bot. It. **2** (7-8), 237-246, Firenze.
- ARCANGELI G. (1896) - *La Flora del Rotliegenden di Oppenau e le formazioni di S. Lorenzo nel Monte Pisano*. Boll. Soc. Bot. It. **3** (4-5), 85-94, Firenze.
- 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, Roma.
- ARTHABER V. G. (1935) - *Revision der Fauna Hellenkalke der Pisaner Berger*. Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal., ser.b., **5**, 161-178, Wien.
- ARTHABER V. G. (1937) - *Die Terminetto-Schichten der Toskanischen unterkreide im Pisaner Berger*. N. Jahrb f. Min. Geol. u. Pal., ser. B., **86**, 402-454, Stuttgart.

- AUTORITÀ DEL BACINO SPERIMENTALE DEL FIUME SERCHIO (1993) - L'ATTIVITÀ ESTRATTIVA NEL BACINO DEL FIUME SERCHIO. Quad. Autorità di Bacino F. Serchio, **1**: 96 pp.
- 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 (2008) - Progetto di Piano di Bacino del Fiume Arno, Stralcio "Bilancio Idrico".
- 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., BELLINI L. & RAGGI G. (1994) - *Le risorse idriche sotterranee della Pianura Pisana*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem. serie A, **110**: 241-322.
- BARSOZZI 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** (3): 425-495.
- BARTOLINI C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino Settentrionale (prov. di Lucca e Pistoia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**: 42-60.
- 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.
- BAUMGARTNER P.O., BARTOLINI A. & CARTER E.S. (1995) - *Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations*. In : P.O. Baumgartner et al. (Eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethys: occurrences, systematics, biochronology*. Mem. Geol. (Lausanne), **23**, 1013-1048.
- 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.
- BISCI C., DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1996) - *Rock flow (Sackung)*. In: Dikau R., Brunsten D., Schrott L. & Ibsen M.L. (Eds.): "Landslide recognition. Identification, movement and causes", J. Wiley & Sons (UK): 150-160.
- BOCCALETTI M. & BORTOLOTTI V. (1965) - *Lacune della Serie Toscana, 1. - Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 271-356.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonic models for development of the Western Alps and Northern Apennines (Italy)*. Nature, **234**, 108- 111.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI P., 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** (4): 847-922.
- 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.
- BORTOLOTTI V. & PIRINI C. (1965) - *Nota preliminare sull'età della base del Macigno*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 29-36.
- BOTTI F., DANIELE G. BALDACCI F., MOLLI G. (2010) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*

- , *Foglio 251- Porretta Terme e Note Illustrative*. ISPRA (Serv. Geol. It.), Roma: 1-194
- BOTTI F., DANIELE G. & BALDACCIO F. (2011) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 251 - PORRETTA TERME e Note Illustrative*. ISPRA (Serv. Geol. It.), Roma: 1-194.
- BOWN P.R. (1987) - *Taxonomy, biostratigraphy, and evolution of late Triassic-early Jurassic calcareous nannofossils*. Special papers in Palaeontology, **38**, 1-118.
- 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**.
- BRUGIONI M., MENDUNI G. & MONTINI G. (2008) - *Lo studio del bacino dell'Arno con interferometria satellitare PSInSARTM. Autorità di Bacino del Fiume Arno*. Supplemento ARPA Rivista n°1 gennaio-febbraio 2008, 26-28.
- BURCKHARDT C. (1946) - *Il sondaggio di Belagajo (Grosseto) e il suo significato geologico*. Boll. Soc. Geol. It., **65**: 97-107.
- CANAVARI M. (1891) - *Due nuove località nel Monte Pisano con resti di piante carbonifere*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **7**, 217-218, Pisa.
- CANAVARI M. (1892) - *Insetti del Carbonifero di San Lorenzo nel Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **8**, 33-34, Pisa.
- CANESTRELLI G. (1909) - *Le regioni a spartiacque incerto o indeterminato dei bacini dell'Arno e del Serchio*. In "Memorie Geografiche di Giotto Dainelli", Firenze, **1**: 123-214.
- CANUTI P. & MARCUCCI M. (1970) - *Lacune della Serie Toscana, 5. Stratigrafia della base degli Scisti Policromi (Scaglia toscana) nella Toscana meridionale (area di Montepulciano e Campiglia d'Orcia)*. Boll. Soc. Geol. It., **89** (1): 253-276.
- CANTINI P., TESTA G., ZANCHETTA G. & CAVALLINI R.. (2001) - *The Plio-Pleistocene evolution of extensional tectonics in northern Tuscany, as constrained by new gravimetric data from the Montecarlo Basin (lower Arno Valley, Italy)*. Tectonophysics, **330**: 25-43.
- CANUTI P., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazioni e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 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 - GNDCI. Pubbl. n. 2143. Stab. Poligr. Fiorentino, FI: 208 pp.
- CANUTI P., CASAGLI N., FARINA P., FERRETTI A., MARKS F. & MENDUNI G. (2006) - *Analisi dei fenomeni di subsidenza nel bacino del fiume Arno mediante interferometria radar*. Giornale di Geologia Applicata, **4**: 131-136.
- CAPELLINI G. (1864) - *Descrizione geologica dei dintorni del Golfo di La Spezia e Val di Magra inferiore*. 152 pp., Tip. Gamberini e Parmeggiani, Bologna.
- CAPELLINI G. (1902) - *Note esplicative della carta geologica dei dintorni del Golfo della Spezia e Val di Magra inferiore*. Tip. Bertero, Roma.
- CAPPONI G. & CRISPINI L. (2008) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 213 - 230* Genova. S.EL.CA., Firenze.
- CAREDDIO F., ESU D. & TESTA G. (1995) - *Il margine orientale del bacino plio-pleistocenico di Lucca-Montecarlo-Vinci: evoluzione stratigrafica e tettonica*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/1: 235-253.
- CAREDDIO F., CASTALDINI D. & PUCCINELLI A. (1997) - *Gravitational slope deformations near the Abetone Pass (Tuscan-Emilian Apennines)*. Atti "V Seminario Deformazioni Gravitative Profonde di Versante, Italian-Rumanian Workshop on landslides". Chieti, 2-4/5/1996. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **19** (1996): 287-296.
- CARMIGNANI L. (Eds.) (1985) - *Carta geologico-strutturale del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane, Foglio Nord (scala 1:25.000)*. L.A.C, Firenze
- CARMIGNANI L., CERRINA FERONI A., DEL TREDICI S., FANTOZZI P.L., GIGLIA G., MARTINELLI P., MECCHERI M. & ROBBIANO A. (1994) - *Considerazioni sul profilo La Spezia- Reggio Emilia*. Studi

- Geologici Camerti*, Vol. Spec. 2, CROP 1-1°, 17-29.
- CARMIGNANI L., DECANDIA, F., FANTOZZI, P., LAZZAROTTO, A., LIOTTA, D., MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. *Tectonophysics*, **238**, 295–315.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1975) - *Le fasi tettoniche terziarie dell'Autoctono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **94** (6): 1957–1981.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1975) - *Le fasi tettoniche terziarie dell'Autoctono delle Alpi Apuane: studio delle strutture minori della zona centro-meridionale*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **94** (6): 1957-1981.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. *Tectonics*, **9** (6): 1275–1303.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P. & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza "sin" e "post-nappe" della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e Castelpoggio (Alpi Apuane)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**: 351-364.
- CARMIGNANI L., DISPERATI L., FANTOZZI P., GIGLIA G. & MECCHERI M. (1992) - *Tettonica distensiva del Complesso Metamorfico delle Alpi Apuane: guida all'escursione*. Pietrasanta 1-4 giugno 1993: 1-128.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P. & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza "sin" e "post" Nappe della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e Castelpoggio (Alpi Apuane)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**, 351- 364.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P., & MECCHERI M. (1995) - *Tettonica estensionale nella Falda Toscana nelle Alpi Apuane meridionali*. In *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino, Camerino, 9-10 febbraio 1995, Riassunti, Abstract Volume*, 274-276.
- CARMIGNANI L., MECCHERI M., CONTI P., MASSA G., PATACCA E. & SCANDONE P. (in allestimento) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 "Foglio 249 - Massa Carrara"*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex*. *Tectonics*, **9** (6): 1275 -1303.
- CAROSI R., LEONI L., MONTOMOLI C., & SARTORI F. (2003) - *Very low-grade metamorphism in the Tuscan Nappe, Northern Apennines, Italy: relationships between deformation and metamorphic indicators in the La Spezia mega-fold*. *Swiss Bull. Mineral. Petrol.*, **83**, 18.
- CAROSI R., LEONI L. & TAMPONI M. (1993) - *Temperature di metamorfismo e "cristallinità" dell'illite nell'Unità di S. Maria del Giudice (Monti Pisani, Appennino Settentrionale)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **99**: 161-173.
- CAROSI R., LEONI L. & TAMPONI M. (1993) - *Temperature di metamorfismo e "cristallinità" dell'illite nell'Unità di S. Maria del Giudice (Monti Pisani, Appennino Settentrionale)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **99**: 161-173.
- CAROSI R. & MONTOMOLI C. (1996) - *Transected fold nel Verrucano dei Monti Pisani (Appennino settentrionale)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. nat., Mem., Serie A*, **103**: 87–93.
- CAROSI R., CERBAI N. & MONTOMOLI C. (1996) - *The F2 folds in the Verrucano as records of extensional tectonic in the Northern Apennines (Italy)*. *C. R. Acad. Sci. Paris*. **322**, Ila, 773-780.
- CAROSI R., CERBAI N. & MONTOMOLI C. (1997) - *Deformation history of the Verrucano of Pisani Mounts (Northern Apennines, Italy)*. *An. Tecton.* **9**, 55-75.
- CAROSI R. & MONTOMOLI C. (1998) - *Relazioni tra pieghe e lineazioni di estensione nel Verrucano dei Monti Pisani (Appennino settentrionale)*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **7**, 39-58.
- CAROSI R. & MONTOMOLI C. (1999) - *Relations between folds and stretching lineation in the Verrucano of Pisani Mounts, Northern Apennines*. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **328**: 485-492.
- CAROSI R. & MONTOMOLI C. (2002) - *Strutture tardo orogeniche e compressione parallela all'orogene in Appennino Settentrionale: la struttura di interferenza polifasica di S. Giuliano (Unità di S. Maria del Giudice, Monti Pisani)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A* **107**: 61-78.

- CAROSI R., MONTOMOLI C., BERTUCCELLI N. & PROFETI M. (2002a) - *The structural evolution of the southern Apuan Alps: new constraints on the tectonic evolution of the Northern Apennines (Italy)*. *Comptes Rendus Geosciences*, **334**: 339–346.
- CAROSI R., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P. (2002b) - *Late orogenic structures and orogen-parallel extension in the Northern Apennines*. *Boll. Soc. Geol. It.*, volume speciale n. **1** (1): 167–180.
- CAROSI R., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P.C. (2004) - *Late tectonic evolution of the Northern Apennines, the role of contractional tectonics in the exhumation of the Tuscan unit*. *Geod. Acta* **17**: 253-273.
- CAROSI R., FRASSI C., MONTOMOLI C. & PERTUSATI P.C. (2005) - *Structural evolution of the Tuscan Nappe in the southeastern sector of the Apuan Alps metamorphic dome (Northern Apennines, Italy)*. *Geological Journal*, **40** (1): 103 – 119.
- CAROSI R., MONTOMOLI C., PERTUSATI P.C., FRASSI C., SARTI G. & LEONI L. (2011) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50:000. Foglio 273 Pisa e Note Illustrative*. Servizio Geologico d'Italia e Zecca dello Stato (approvato per la stampa).
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1987) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, **20** (2), 1985: 223-243.
- CARTA STRUTTURALE DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE (1982) – CNR, P.F. Geodin., pubbl. **429**. S.EL. CA, Firenze.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1996) - *Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra Dominio Subligure e Dominio Toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, **103**: 1-30.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2006) - *Age of the Ottone Unit in the Zignago area (External Ligurian Units, Northern Apennines): constrains from calcareous nannofossils*. *Ofioliti*, **31** (1): 11-24.
- CATANZARITI R., ELLERÒ A., LEVI N., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (2007) - *Calcareous Nannofossil biostratigraphy of the Antola Unit succession (Northern Apennines, Italy): new age constraints for the Upper Cretaceous Helminthoid Flysch*. *Cretaceous Research*, **28**: 841-860.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2009) - *Calcareous nannofossil: the key to reveal the relations between the Macigno and Monte Modino Sandstone, two widespread clastic wedges of the Northern Apennines*. *Riv. It. Pal. Strat.*, **115** (2): 233-252.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., OTTRIA G. & LEVI N. (2009) - *The contribution of calcareous nannofossil biostratigraphy in solving geological problems: the example of the Oligocene-Miocene foredeep of the Northern Apennines (Italy)*. *SEPM Spec. Publ.*, **93**: 309-321.
- CENTRO DI GEOTECNOLOGIE, UNIVERSITÀ DI SIENA (2007) - *Carta giacimentologica dei marmi delle Alpi Apuane alla scala 1:10.000 e sua informatizzazione*. Convenzione Regione Toscana - Università di Siena.
- CERRINA FERONI A. (1988) - *La duplicazione della catena a falde, per trascorrenza destra, nell'Appennino Settentrionale : una soluzione alternativa*. *Rend.Soc.Geol.It.*, **11** : 325-328.
- 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.
- CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P.C. & PLESI G. (1976) - *Sulla probabile origine carsica delle breccie sedimentarie associate al calcare cavernoso dell'Appennino settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 1161–1174.
- CERRINA FERONI, LEONI L. & PLESI G. (1980) - *Primi dati sulla cristallinità dell'illite nella Falda Toscana: gli affioramenti nella Val di Lima*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **87**: 341-353.
- CERRINA FERONI A., PLESI G., FANELLI G. & MARTINELLI P. (1983) - *Contributo alla conoscenza dei processi metamorfici di grado molto basso (anchimetamorfismo) a carico della Falda Toscana nell'area del ricoprimento apuano*. *Boll. Soc. Geol., It.* **102**: 269-280.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G. & VESCOVI P. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000: Foglio 217 - Neviano degli Arduini*. S.EL.CA., Firenze.

- CERRINA FERONI A., OTTRIA G. & ELLERO A. (2004) - *The Northern Apennine: geological structure and transpressive evolution*. In: Crescenti V., D'Offizi S., Merlino S. & Sacchi L. (Eds.): "Geology of Italy" Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence - 2004, 15-32.
- CERRINA FERONI A., OTTRIA G. MARTINELLI P. & MARTELLI L. (2002) - *Carta Geologico-Strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo (1:250000)*. CNR - Regione Emilia Romagna. SE.EL.CA, Firenze.
- CIARAPICA G. (1985) - *Il Trias dell'Unità di Porto Venere e confronti con le successioni apuane e toscane: revisione degli Strati a R. contorta* Auctt. dell'Appennino settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 135-151.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1976) - *Deformazioni da fluidificazione ed evoluzione diagenetica della Formazione Evaporitica di Burano*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1175-1199.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1978) - *I Grezzoni del nucleo apuano; nascita, sviluppo e morte di una piattaforma carbonatica iperalina*. Boll. Soc. Geol. It., **97** (4): 527-564.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1980a) - *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.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1980b) - *La litostratigrafia della serie triassica del promontorio occidentale del Golfo di La Spezia*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 51-61.
- CIARAPICA G. & ZANINETTI L. (1984) - *Foraminifères et biostratigraphie dans le Trias supérieur de la série de La Spezia (Dolomies de Coregna et Formation de La Spezia, nouvelles formations), Apennin septentrional*. Rev. Paléobiologie, Genève, **38** (1) : 71-86.
- CLEMENZI L. (2014) - *Sovrapposizione di deformazioni estensionali e contrazionali durante lo sviluppo di strutture plicative: esempi nell'Appennino Settentrionale e nel Salah Arch (Oman)*. Tesi di Dottorato, Univ. Parma.
- CLEMENZI L., MOLLINI G., STORTI F., MUCHEZ P., SWENNEN R. & TORELLI L. (2014) - *Extensional deformation structures within a convergent orogene: The Val di Lima low-angle normal fault system (Northern Apennines, Italy)*. Journal of Structural Geology, **66** : 205-222.
- CNR-REGIONE TOSCANA (1986) - *Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana*. Ed. La Mandragora, Firenze: 239 pp.
- COCCHI I. (1856) - *Description des roches ignées et sédimentaires de la Toscane dans leur succession géologique*. Bull. Soc. Géol. de France, Série 2, **13**, 226-300, Paris.
- COLLETTINI C., HOLDSWORTH R.E. (2004) - *Fault zone weakening and character of slip along low-angle normal faults: insights from the Zuccale fault, Elba, Italy*. Journ. Geol., Soc. Lond., **161**, 1039-1051.
- CONTI M. (1986) - *New data on the biostratigraphy of the Tuscan Cherts at Monte Cetona (Southern Tuscany, Italy)*. Marine Micropaleontology, **11** (1-3): 107-112.
- CORNAMUSINI G., COSTANTINI A. & LAZZAROTTO A. (1999) - *Torbiditi carbonatiche nel Macigno di Poggio Ritrovoli (Toscana meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 31-40.
- 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 Ssetentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 2, crop 01-1a, 229-248.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G., VILLA G. & BALDINI C. (1997) - *I flysch oligo-miocenici della trasversale Toscana Meridionale-Casentino; dati biostratigrafici e petrografici*. Atti Tic. Sc. Terra, **39**: 281-302.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., MACCANTELLI M., MAZZANTI R., SANDRELLI F. & TAVARNELLI E. (1993) - *Geologia della provincia di Livorno a Sud del Fiume Cecina*. Suppl. n°2 Quad. Mus. Stof. Nat. Livorno, **13**: 1-164.
- COSTANTINI A., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZEI R., PASCUCCI V., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio*

- 296 - Siena. ISPR, Roma.
- CRESCENTI U. & SORRISO-VALVO M. (Eds.) (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: Turner A.K. & Schuster R.L. (Eds.): "Landslide: Investigation and Mitigation", Spc. Rept. 247, Transp. Res. Board, Nat. Acad. of Sciences, Washington: 36-75.
- 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 L. & NARDI R. (1964) - *Polymorphinidae nel Retico delle Alpi Apuane (Zona ad *Avicula contorta* PORTL.)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (4): 191-202.
- DALLAN L. & NARDI R. (1969) - *Lacuna stratigrafica nel Neocomiano tra la "maiolica" e la serie toscana sottostante nei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 227-236.
- DALLAN NARDI L. (1976) - *Segnalazione di *Lepidocycline* nella parte basale dello *Pseudomacigno delle Alpi Apuane**. Boll. Soc. Geol. It., **95** (3-4): 459-477.
- DALLAN-NARDI L. (1979) - *Microfossili miocenici nella matrice sedimentaria delle breccie situate alla base della "Falda toscana" nelle Apuane Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 119-128.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1973) - *Ipotesi sulla genesi e sul significato delle breccie stratigrafiche associate ai calcari cavernosi sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 461-478.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1974) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunig. Sc., **42** (1972): 1-212.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1989) - *La valle villafranchiana della Turrite di Galliciano (Val di Serchio) e le sue implicazioni neotettoniche*. Atti "Giornate di studio sulla Morfotettonica in Italia". Abbazia di Fiastra (MC), 8-9-1-1988. Suppl. Geog. Fis. Din. Quat. **1** (1988): 147-154.
- D'AMATO AVANZI G. & NARDI I. (1993) - *Indizi di neotettonica nei monti d'Oltre Serchio: faglie distensive recenti al bordo della pianura pisana e depositi ciottolosi a quota 170 metri*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 601-614.
- 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** (1): 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*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **19** (1996): 325-334.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A., BUTI F., CAREDDIO F., MAZZANTI G., PELLEGRINO G. & TRIVELLINI M. (2000) - *Carta della franosità del bacino del Fiume Serchio (Media Valle e Garfagnana)*. Scala 1:10.000. Tavv. 12 e 13. Autorità di Bacino del Fiume Serchio. Tip. S.EL.CA, Firenze.
- D'AMATO AVANZI G., GIANNACCINI R. & PUCCINELLI A. (2002) - *I movimenti franosi del novembre 2000 nella provincia di Lucca: osservazioni preliminari*. Atti 19a Giornata dell'Ambiente: Il dissesto idrogeologico: inventario e prospettive. Accad. Naz. Lincei, Roma, 5/6/2001. Atti Conv. Lincei, **181**: 365-377.
- DE BOSNIASKI S. (1891) - *Flora fossile del Verrucano del Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **7**, 184-195, Pisa.
- DE BOSNIASKI S. (1894) - *Nuove osservazioni sulla flora fossile dl Verrucano pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **9**, 167-171, Pisa.
- DECANDIA F. A. & ELTER P. (1972) - *La "zona" ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 503-530.
- DE LAUNEY (1907) - *La métallogénie de l'Italie et des region avoisementes, II. Note sur la Toscane Minière et l'Ile d'Elba*. Atti Congr. Intern., X Session, Mexico 1906, 555-699, Mexico.

- DELL'ARINGA M. (2006) - *Il fenomeno delle cavità di Paganico (LU): studio idrogeologico e geotecnico*. Tesi di Laurea specialistica, Univ. Pisa, Fac. Scienze MFN, DST, a.a. 2005-2006: 1-186.
- DELL'ARINGA M., GIANNACCINI R. & PUCCINELLI A. (2010) - *Le micro-sinkholes di Paganico (Piana di Lucca, Toscana): aspetti stratigrafici, idrogeologici e geotecnici*. Atti Workshop Internazionale "I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato", ISPRA (Ed.), Roma, 3-4 dicembre 2009, 469-486.
- DELL'ARINGA M., GIANNACCINI R. & PUCCINELLI A. (2014) - *Small sinkhole-like features in alluvial plains: the example of Paganico (Lucca Plain, Italy)*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **14**, 41-51.
- DEL SORDO A. (2009) - *Modellazione numerica di una porzione dell'acquifero della Piana orientale di Lucca: implementazione, calibrazione, e determinazione dei parametri sensibili*. Tesi di Laurea specialistica, Univ. Pisa, Fac. Scienze MFN, DST, a.a. 2008-2009: 1-117 pp.
- DE STEFANI C. (1882a) - Osservazioni sulla Carta Geologica d'Italia pubblicata in occasione del Congresso di Bologna. Boll. Soc. Geol. It., **1**, 165-182, Roma.
- DE STEFANI C. (1882b) - *Rassegna del mio lavoro intitolato: "Considerazioni sopra le rocce più antiche delle Alpi Apuane e del Monte Pisano"*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **3**, 81-89.
- DE STEFANI C. (1876) - *Fossili del Liassico inferiore del calcare ceroide del Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **3**, Pisa.
- DE STEFANI C. (1877) - *Lias inferiore ad Arietiti dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **8**, Pisa.
- DE STEFANI C. (1890) - *Gisement carbonifère dans le Monte Pisano*. Boll. Soc. Géol. De France., ser. **3**, 18, 27-29. Paris.
- DE STEFANI C. (1891a) - *Alcune osservazioni sulla Flora della Traina nel Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **7**, 216-217, Pisa.
- DE STEFANI C. (1891b) - *Scoperta di una Flora carbonifera nel Verrucano del Monte Pisano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., ser. 4, **7** (1), 25-28, Roma.
- DE STEFANI C. (1891c) - *Un nuovo deposito carbonifero sul Monte Pisano*. Atti Acc. Geografici, ser. 4, **14**, 34-70, Pisa.
- DE STEFANI C. (1908) - *Di alcuni carreggiamenti locali recentemente supposti in Italia*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., ser. 5, **17**, 486-495, Roma.
- DINI A., ORLANDI P., PROTANO G. & RICCOBONO F. (1998) - *Le vene di quarzo del complesso metamorfico dei Monti Pisani (Toscana): caratterizzazione strutturale, mineralogica ed inclusioni fluide*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **105**, 113-136.
- DRAMIS & SORRISO-VALVO (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Engineering Geology, **38**: 231-243.
- 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.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a NW delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (2): 273-312.
- 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** (65): 15 pp.
- FANCELLI R., GRIFONI R., MAZZANTI R., MENCHELLI S., NENCINI C., PASQUINUCCI M. & TOZZI C. (1986). *Il contesto geomorfologico – Evoluzione della Pianura di Pisa*. In: Terre e Paduli: reperti, documenti, immagini per la storia di Coltano. Pontedera.
- FAZZINI P., MANTOVANI M.P. & PAREA G.C. (1968) - *Ricerche sul Mesozoico della Toscana a sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **7** (2): 129-193.
- FAZZUOLI M. & MAESTRELLI MANETTI O. (1973) - *I nuclei mesozoici di Monsummano, Montecatini Terme e Marliana (Prov. di Pistoia)*. Mem. Soc. Geol. It., **12** (1): 39-79.

- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & SGUAZZONI 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., FOIS E. & TURI A. (1988) - *Stratigrafia e sedimentologia dei "Calcari e marne a Rhatavica contorta" Auctt. (Norico-Retico) della Toscana Nord-occidentale. Nuova suddivisione formazionale*. Riv. It. Paleont. Strat., **94** (4): 561-618.
- FAZZUOLI M. & COLI 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: 76a Riunione Estiva Società Geologica Italiana - Guida all'Escursione B2, pp. 77-131. Firenze 21-23 Settembre 1992.
- 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. et alli (2002)
- FAZZUOLI M. & ORTI L. (2009) - *Remarks on the supposed bolid impacts at the T/J boundary in the Corfino Section (Northern Apennines)*. Volumina Jurassica, **7**, 3-8.
- FEDERICI P.R. (1967) - *Prima segnalazione di Lias medio nel Calcare Rosso Ammonitico dell'Appennino ligure e considerazioni cronologiche sulla stessa formazione in Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **86** (2), 269-286.
- FEDERICI P. & RAGGI G. (1975) - *Una nuova interpretazione della tettonica dei Monti della Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (4): 945-960.
- 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.
- FERRINI G. & PANDELI E. (1985) - *Facies e sequenze verticali nel Macigno di Calafuria (Livorno)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **104**, 445-458.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L., MEMMI M. & PUXEDDU M. (1986) - *Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy*. Journal of Metamorphic Geology, **4**: 309-321.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L. & SARTORI F. (1987) - *Geochemistry and mineralogy of detritic rocks from Verrucano type-sequences of Northern Apennines (Monti Pisani and Punta Bianca)*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **42**, 13-31.
- FRANZINI M., LEZZERINI M. & MANNELLA L. (2001) - *The stones of medieval buildings in Pisa and Lucca (western Tuscany, Italy)*. 3 - Green and white-pink quartzites from Mt. Pisano. Europ. Journ. of Mineralogy: **13**, 187-195.
- 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. (1896) - *Studio geologico sul circondario di Rossano in Calabria*. Atti Acc. Gioenia Sc. Natur., **73** (9): 1-87.
- FUCINI A. (1898) - *Di alcune nuove ammoniti dei calcari rossi inferiore della Toscana*. Palaeontographia Italica, **4**: 239-251.
- FUCINI A. (1900) - *Altre due nuove specie di Ammoniti dei calcari rossi amminitiferi inferiori della Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **18**, Pisa.
- FUCINI A. (1903) - *Il Lytoceras crebricosta Mgn*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem, **19**, Pisa.
- FUCINI A. (1905) - *Note illustrative della Carta Geologica del Monte Cetona*. Annali delle Università Toscane, **25**, 68 pp., Pisa.
- FUCINI A. (1908) - *La Pania di Corfino*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: 91-123.
- FUCINI A. (1924) - *Studi geologici sul Monte Pisano*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Serie 5, 14, Catania.
- FUCINI A. (1925) - *Studi geologici sul Monte Pisano*. Atti Acc. Gioenia di Catania, Serie 5, 14, 222

- pp., Catania.
- GANDIN A., GIAMELLO M., GUASPARRI G., MUGNAINI S. & SABATINI G. (2000) - *The Calcare Cavernoso of the Montagnola Senese (Siena, Italy): mineralogical-petrographic and petrogenetic features*. Miner. Petrogr. Acta, **43**: 271-289.
- GARZANTI E. & MALUSÀ M.G. (2008) - *The Oligocene Alps: Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth*. Earth and Planetary Science Letters, **268** (3-4): 487-500.
- GHELARDONI B., GIANNINI E. & NARDI R. (1968) - *Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici*. Mem. Soc. Geol. It., **7**: 91-106.
- GHIRARDINI D. (1893) - *Di una tomba etrusca scoperta nel padule di Bientina*. Atti R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., Roma: 403-418.
- GIANNINI E. (1950) - *Studio geologico dei Monti d'Oltre Serchio e di Massarosa*. Boll. Soc. Geol. It., **69**, 472-486, Roma.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 1-81.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965a) - *Geologia della zona nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5), 197-270, Pisa.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965b) - *Osservazioni sulla stratigrafia e la tettonica della zona di raccordo tra il Monte Pisano e le Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 417-437, Pisa.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 17-98.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. Journal of Quaternary Science, **25**: 96-102.
- GROSSI S. (2009) - *Caratterizzazione idrogeologica e geotecnica dei depositi interessati dal fenomeno delle cavità in località Paganico (LU)*. Tesi di Laurea specialistica, Univ. Pisa, Fac. Scienze MFN, DST, a.a. 2008-2009: 1-141.
- GUIDONI G. (1827) - *Osservazioni geognostiche e mineralogiche sopra i Monti che circondano il Golfo della Spezia*. Giorn. Ligustico di Sc. Lett. e Arti, **2** (4), 335-342; **2** (5): 427-442; **2** (6), 535-553, Genova.
- GUIDONI G. (1830) - *Lettera di G. Guidoni al Professore P. Savi sui fossili recentemente scoperti sulle Montagne del Golfo della Spezia*. Nuovo Giornale dei Letterati, **21**: 28-40, Pisa.
- HUENE VON F. (1940b) - *Saurierfahrten aus dem Verrucano des Monte Pisano*. Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal., Abt. B., **11**: 349-352, Stuttgart.
- HUENE VON F. (1941) - *Die Tetrapoden-fahrten in Toskaniscen Verrucano und ihre Bedeutung*. N. Jahrbf. Min. Geol. u. Pal., Abt. B., **86**: 1-34, Stuttgart.
- 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, **1**: 3-35.
- IPPOLITO F. (1950) - *Il Monte Pisano*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **3**, 7-48, Napoli.
- JAHN A. (1964) - *Slope morphological features resulting from gravitation*. Z. Geomorph., Suppl. B. **5**: 59-72.
- JOLIVET L., FACCENNA C., GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C., STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J.P., D'AGOSTINO N. & PARRA T. (1998) - *Midcrustal shear in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian sea*. Journ. Geoph. Res.: 103-160.
- KÄLIN O., PATACCA E. & RENZ O. (1979) - *Jurassic pelagic deposits from Southeastern Tuscany: aspects of sedimentation and new biostratigraphic data*. Eclogae Geol. Helv., **72** (3): 715-762.
- KLIGFIELD R., HUNZIKER J., DALLMEYER R.D. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and 40Ar/39Ar techniques; results from the Northern Apennines*. Journal of Structural Geology, **8** (7): 781-798.

- KOBER L. (1931) - *Das alpine Europa und sein Rahmen*. Ein geologischen Gestaltungsbild. 310 pp., Borntraeger, Berlin.
- KRAMPE K. D. (1964) - *Zur geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin: 161 pp.
- LANDI DEGL'INNOCENTI V., PANDELI E., MARIOTTI LIPPI M. & CIOPII E. (2008) - *The Carboniferous-Permian succession of the Pisani Mountains (Tuscany, Italy): preliminary data from the De Stefani collection (Natural History Museum of Florence)*. Boll. Soc. Geol. It., **127** (3): 545-558
- LAZZAROTTO A., SANDRELLI F., FORESI L.M., MAZZEI R., SALVATORINI G., CORNAMUSINI G. & PASCUCCI V. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 295 - Pomarance*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- LEZZERINI M., FRANZINI M., DI BATTISTINI G. & ZUCCHI D. (2008) - *The Macigno sandstone from Matraia and Pian di Lanzola quarries (north-western Tuscany, Italy). A comparison of physical and mechanical properties*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **113**: 71-79.
- LOTTI B. (1882) - *Serie stratigrafica dei Monti Pisani tra il Lias superiore e l'Eocene*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **3**, 94-101, Pisa.
- LOTTI B. (1888) - *Un problema stratigrafico del Monte Pisano*. Boll. R. Comit. Geol. d'It., **19**, 30-42. Roma.
- LOTTI B. (1891) - *Due parole sulla deposizione stratigrafica della flora fossile del Verrucano del Monte Pisano*. Boll. R. Comit. Geol. d'It., **22**, 81-85. Roma.
- LOTTI B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **13**, 484 pp., Roma.
- LOTTI B. & ZACCAGNA D. (1908) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 Foglio 105 Lucca*. I edizione, Servizio geologico d'Italia, 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.
- MAGAZZINI P. (1998) - *Indagini sull'idrologia sotterranea e sulla crepacciabilità di un suolo mediante utilizzo di traccianti e misure di estensibilità lineare (COLE) in località Paganico (Comune di Capannori)*. Comune di Capannori, rapporto tecnico inedito, 16 pp.
- MAHR T. & NEMCOK A. (1977) - *Deep-seated creep deformations of high mountain slopes*. Bull. Int. Assoc. of Engineering Geology, **16**: 121-127.
- MANIVIT H. & PRUD'HOMME A. (1990) - *Biostratigraphie du Flysch a Helminthoides des Alpes maritimes franco-italiennes. Nannofossiles de l'unité de Sanremo-Monte Saccarello. Comparaison avec les Flyschs a Helminthoides des Apennins*. Bull. Soc. Géol. France, **8**: 95-104.
- MANNORI G. (1991) - *Geologia della Val di Lima occidentale da Montefegatesi al T. Sesta*. Tesi di laurea inedita. Dip. Sc. Terra, Univ. Firenze, 105 pp.
- 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** (2): 243-252.
- MARINO M. & MONECHI S. (1994) - *Nuovi dati sull'età di alcuni Flysch ad Helminthoides cretacei e terziari dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol., **46**, 43-77.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines): new data from calcareous nannofossils*. Ofioliti, **15** (2), 251-267.
- MARRONI M., MAZZANTI R. & NENCINI C. (1990) - *Geologia e morfologia delle Colline Pisane*. Suppl. Quad. Mus. Storia Nat. di Livorno, **11**: 1-40.
- MASINI R. (1932) - *Memoria descrittiva della carta Geologica della valle della Lima. La cupola secondaria della Val di Lima e dell'Orrido di Botri (Appennino settentrionale adiacente alle Alpi Apuane)*. Nistri e Lischi ed., Pisa: 114 pp.
- MASINI R. (1956) - *L'idrografia del Serchio nell'epoca preistorica e storica*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **63**: 41-70.

- MAZZANTI R. (1983) - *Il punto sul Quaternario della fascia costiera e dell'arcipelago di Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 419-456.
- MAZZANTI R. & NENCINI C. (1986) - *Geologia della Valdera*. Quad. Mus. Stor. Nat. di Livorno, **7**: 1-37.
- MENCACCI P. & ZECCHINI M. (1981) - *Lucca romana*. Pacini Fazzi, Lucca, 466 pp.
- MENEGHINI G. & SAVI P. (1851) - *Considerazioni sulla geologia della Toscana*. In Marchison R.I.: Memoria sulla struttura geologica delle Alpi, degli Appennini e dei Carpazi. Stamperia Granducale, Firenze.
- MENEGHINI G. (1881) - *Ammoniti del Lias medio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **2**, 13 marzo 1881, Pisa.
- MENOZZI B.I., FICHERA A., GUIDO M.A., MARIOTTI LIPPI M., MONTANARI C., ZANCHETTA G., BONADONNA F.P. & GARBARI F. (2002) - Atti, Soc., Tosc., Nat., Mem., Serie B, **109**, 177-187.
- MENOZZI B.I., FICHERA A., GUIDO M.A., MARIOTTI LIPPI M., MONTANARI C., ZANCHETTA G., BONADONNA F.P. & GARBARI F. (2002) - *Lineamenti paleoambientali del bacino del lago di Massaciucoli (Toscana nord-occidentale, Italia)*, Atti, Soc., Tosc., Nat., Mem., Serie B, **109**, 177-187.
- 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. (1951) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70**: 95-382.
- MOLLI G., GIORGETTI G. & MECCHERI M. (2002) - *Tectono-metamorphic evolution of the Alpi Apuane Metamorphic Complex: new data and constraints for geodynamic models*. Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale n. 1: 789-800.
- MOLLI G., CONTI P., GIORGETTI G., MECCHERI M. & OESTERLING N. (2000) - *Microfabric study on the deformational and thermal History of the Alpi Apuane marbles (Carrara marbles, Italy)*. Journ. Struct. Geol., **22**: 1809-1825.
- MOLLI G., GIORGETTI G., & MECCHERI M. (2000). *Structural and petrological constraints on the tectono-metamorphic evolution of the Massa Unit (Alpi Apuane, NW Tuscany, Italy)*. Geological Journal, **35** (3-4), 251-26
- MOLLI G., GIORGETTI G., & MECCHERI M. (2002). *Tectono-metamorphic evolution of the Alpi Apuane Metamorphic Complex new data and constraints for geodynamic models*. Bollettino della Società geologica italiana, **121** (1), 789-800.
- MOLLI G. & MECCHERI M. (2012) - *Structural inheritance and style reactivation at mid-crustal levels. A case study from the Alpi Apuane (Tuscany, Italy)*. Tectonophysics **579**: 74-87.
- MOLLI G., MONTANINI A. & FRANK W. (2002) - *Morb-derived Variscan amphibolites in the northern Apennines Basement: The Cerreto metamorphic slices (Tuscan-Emilian Apennine, NW Italy)*. Ofioliti **27** (12): 17-30.
- MOLLI G. & VASELLI L. (2006) - *Structures, interference patterns, and strain regime during mid-crustal deformation in the Alpi Apuane (Northern Apennines, Italy)*. Geological Society of America Special Paper, **414**: 79-93.
- MOLLI G., WHITE J.C., KENNEDY L. & TAINI V. (2011) - *Low-temperature deformation of limestone, Isola Palmaria, northern Apennine, Italy. The role of primary texture, precursory veins and intracrystalline deformation in localization*. Journ. Struct. Geol., **33**, 255-270.
- MOLLI G., BOTTI F., D'AMATO AVANZI G. & NARDI I. (2007) - *Recent faulting nearby Pisa: geological-geomorphological observations and preliminary structural analyses*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 179.
- MONECCHI S. & TREVES B. (1984) - *Osservazioni sulle età delle arenarie del Gottero. Dati dal nannoplancton calcareo*. Ofioliti, **9** (1), 93-96.
- MONTANARI L. E ROSSI M. (1983) - *Evoluzione delle unità stratigrafico strutturali terziarie del Nord Appennino. 2. - Macigno s.s. e Pseudomacigno. Nuovi dati crono stratigrafici e loro implicazioni*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 185-218.
- MONTOMOLI C. (2002) - *Vein development and fluid inclusion data: insight on the evolution of the Tuscan Nappe in the Northern Apennine*. Boll. Soc. Geol. It. **1**, 801- 817.

- MONTOMOLI C., RUGGIERI G., BOIRON M.C. & CATHELINÉAU M. (2001) - *Pressure fluctuation during uplift of Northern Apennines (Italy): a fluid inclusions study*. *Tectonophysics* **341**, 121-139.
- MUCCHI A.M., PELLEGRINI M. & MANTOVANI M.P. (1968) - *Le serie stratigrafiche di Spezia e dei Monti d'Oltre Serchio*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **7**: 195-225.
- NARDI R. (1963) - *La zona degli "scisti sopra i marmi" nelle Alpi Apuane e i terreni che la costituiscono*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **82**: 505-522.
- NARDI R. (1967) - *Schema stratigrafico e strutturale delle Apuane nord-orientali*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **6**: 421-437.
- NARDI R., NOLLEDI G. & ROSSI F. (1987) - *Geologia e idrogeologia della pianura di Lucca*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **10**: 132-160.
- 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.
- NEPPI MODONA A. (1930) - *Tombe preromane e romane del Padule di Bientina*. In "Rendiconti R. Acc. Naz. Lincei cl. Sc. Stor. Mor.": 513.
- NOLLEDI G. (1997) - *Bilancio idrogeologico della Pianura di Lucca (Arno-Serchio)*. Rapporto inedito.
- NOTINI P. (1981) - *Contributo alla geologia della terminazione nord-orientale delle Apuane metamorfiche*. Tesi laurea inedita, Univ. Pisa.
- PADERI E. (1932) - *Variazioni fisiografiche del bacino del Bientina e della pianura lucchese durante i periodi storici*. *Mem. So. Geogr. It.*, **18**: 89-118.
- PAGLIAZZI L., SANI M. & TAMBURINI L. (1994) - *Sedimentary structures in the Versilia breccias (Apuane Alps, northern Apennines)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48** (1): 109-113.
- PANDELI E. (2002) - *Sedimentary-tectonic evolution of the Tuscan area (Northern Apennines, Italy) from Late «Autunian» to Carnian*. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.*, **1**, 251-262.
- PARETO L. (1846) - *Cenni geologici sulla Liguria marittima*. 105 pp., Tip. Ferrando, Genova.
- PASSERI L. & PIALLI G. (1973) - *L'ambiente di sedimentazione dei Calcari a Rhaeticavilla contorta dell'Umbria occidentale e del M. Cetona*. *Geol. Rom.*, **12**: 177-203.
- PASSERI L. & VENTURI F. (2005) - *Timing and causes of drowning of Calcare massiccio platform in Northern Apennines*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **124**, 247-258.
- PASSERINI P. & PIRINI C. (1964) - *Microfaune paleoceniche nella formazione dell'Arenaria del M. Ramaceto e degli Argilloscisti di Cichero*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **83**: 211-218.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. *Il Quaternario*, **3** (2): 131-140.
- PATACCA, E., SARTORI, R., & SCANDONE, P. (1990). *Tyrrhenian basin and Apenninic arc: Kinematic relations since Late Tortonian times*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **45**, 425-451.
- PATACCA E., RAU A. & TONGIORGI M. (1973) - *Il significato geologico della breccia sedimentaria poligenica al tetto della successione metamorfica dei Monti Pisani*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Serie A*, **80**: 126-161.
- PERTUSATI P., PLESI G., CERRINA FERONI A. (1977) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana*. *Boll. Soc. geol. It.*, **96**, 587 - 603.
- PIALLI G., PLESI G., DAMIANI A. V. & BROZZETTI F. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 289 - Città di Castello*. S.EL.CA., Firenze.
- PLESI G., GALLI M. & DANIELE G. (2002) - *The Monti Rognosi Ophiolitic Unit (cfr. Calvana Unit Auctt.) paleogeographic position in the External Ligurian Domain, relationships with the tectonic units derived from the Adriatic margin*. *Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale n. 1*, 273-284.
- 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., DEL SEPPIA N., GIANNECCHINI R. & AMATO S. (2007a) - *Carta della franosità del bacino del Fiume Serchio (Val di Lima)*. Scala 1:10.000. Tav. 35. Autorità di Bacino del Fiume Serchio. Tip. S.EL.CA, Firenze.
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G., DEL SEPPIA N., GIANNECCHINI R., BUSCEMI A., BALATRI R., NARDI

- I. & BUTI F. (2007b) - *Carta della franosità del bacino del Fiume Serchio (Basso Serchio)*. Scala 1:10.000. Tavv. 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22 e 23. Autorità di Bacino del Fiume Serchio. Tip. S.E.L.CA, Firenze.
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2010a) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 250 - Castelnuovo Garfagnana e note illustrative*. (Approvato per la stampa). ISPRA (Serv. Geol. It.), Roma: 1-166.
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2010b) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 262 - Pistoia e note illustrative*. (Approvato per la stampa). ISPRA (Serv. Geol. It.), Roma: 1-157.
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2010c) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 233 - Pontremoli e note illustrative*. (Approvato per la stampa) ISPRA (Serv. Geol. It.), Roma: 1-127.
- 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**: 607-658.
- RAGGI G. & TREVISAN L. (1974) - *Il bacino idrogeologico di Valdottavo in Val di Serchio*. Atti Soc. Tosc. Sci., Nat., Mem., Serie A, **81**: 323-333.
- RAGGI G. (1988) - *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica nel bacino del fiume Magra*. Mem. Soc. Geol. It., **30** (1985): 35-62.
- RAMSEY J. D. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mac Graw-Hill: 568 pp.
- RAMSEY J. D. & HUBERT M. I. (1983) - *The techniques of modern structural geology*. Vol. 1: Strain analysis; Vol. 2: Folds and fractures. Academic press, Harcourt Brace Jovanovic Publishers: 1-700 pp.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1966a) - *I Lamellibranchi del Verrucano triassico dei Monti Pisani. Una nuova revisione*. Paleont. It., **61**, 187-234, Pisa.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1966b) - *Considerazioni preliminari sulla Geologia della parte meridionale dei Monti Pisani (versante SW)*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 300-314, Pisa.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1968a) - *Formazione della Verruca*. Studi III. Carta Geol. d'It., Formazioni geologiche, **1**, 19-33, Roma.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1968b) - *Quarziti di Monte Serra*. Studi III. Carta Geol. d'It., Formazioni geologiche, **1**, 41-56, Roma.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1969) - *Il lembo mesozoico di Caprona-Uliveto Terme sul margine meridionale dei Monti Pisani: tettonica e cenni di stratigrafia*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 1-24, Pisa.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1970) - *Tane ad U fossili del genere Corophioides negli "scisti verdi" (Carnico inferiore) dei Monti Pisani*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, **77**, 92-101, Pisa.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1974) - *Geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero*. Memorie della Società Geologica Italiana, **13** (3): 227-408.
- REDINI R. (1932) - *Sulla geologia del Monte Pisano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., ser. 6, **15** (12), 986-992, Roma.
- REDINI R. (1933) - *Sui presunti carreggiamenti del Monte Pisano e delle Alpi Apuane*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., ser. 6, **18**, 59-64, Roma.
- REDINI R. (1935) - *Contribuzione allo studio del Monte Pisano*. Boll. R. Uff. Geol. It., **60**, 1-105, Roma.
- REDINI R. (1938) - *Sulla natura e sul significato di pseudofossili e fossili del Verrucano tipico del Monte Pisano*. Riv. Ital. Paleont., Suppl., **40**, 329-378, Pavia.
- REDINI R. (1943) - *Sulla Geologia del Monte Pisano*. Boll. Soc. Geol. It., **62**, 135-148, Roma.
- REDINI R. (1952) - *Ancora sulla Geologia del Monte Pisano*. Boll. Uff. Geol. It., **70**, 137-152, Roma.
- REDINI R. (1957) - *Su varie questioni geologico-paleontologiche, sull'età neotriassica della fauna del Monte Rotondo, al Monte Pisano, e della fauna di Poggio Troncone, nelle Alpi Apuane*. Boll. Serv. Geol. It., **79**, 593-792, Roma.

- REDINI R. (1960) - *Su talune questioni riguardanti la Geologia della Catena metallifera toscana*. Boll. Serv. Geol. It., **80**, 753-761, Roma.
- REDINI R. (1962) - *A proposito di una pubblicazione riguardante la Catena metallifera toscana*. Boll. Serv. Geol. It., **82**, 1-11, Roma.
- REUTTER K.J. & GROSCURTH J. (1978) - *The pile of nappes in the Northern Apennines, its unravement and emplacement*. In: H. Cloos, D. Roeder & K. Schmidt (Eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 239-243.
- REUTTER K.J., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. & ZANZUCCHI G. (1981) - *Le ricerche sulla carbonificazione dei frustuli vegetali nelle rocce clastiche, come contributo ai problemi di paleogeotermia e tettonica nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 111-126.
- RICCIARDI E. (1952) - *Studio geologico del Quaternario della regione di Altopascio-Montecarlo in Lucchesia*. Tesi di Laurea Fac. Sc. M. F. N., Univ. di Pisa.
- RINALDI F. (2007) - *Studio geologico e idrogeologico della sorgente "Le Vene" in località Vinchiana (Media Valle del Serchio)*. Tesi di laurea di I livello, Univ. Pisa, Fac. Scienze MFN, DST, a.a. 2006-2007: 1-60.
- RISTORI E. (1984) - *Studio geologico del Quaternario delle colline di Montecarlo (Lucca). Rilevamento e Paleontologia*. Tesi di Laurea Univ. di Firenze, Fac. Scienze M.F.N.
- SALVINI R. & ZUCCARO M. (2003) - *Il monitoraggio della subsidenza nella zona di Porcari (LU) tramite tecniche DInSAR*. GeolItalia, 4° Forum FIST, Bellaria 16-18 Settembre 2003, Riassunti: 151-152.
- SANI M. (1985) - *Le Breccie della Versilia tra Successione toscana metamorfica e Falda toscana nell'area di Casoli-Metato (Apuane Meridionali)*. Rend. Soc. Geol. It., **8**, 25-29.
- SARTELLI A. (2009) - *Modellazione numerica di una porzione dell'acquifero della Piana orientale di Lucca: oscillazione piezometriche recenti e scenari previsionali*. Tesi di Laurea specialistica, Univ. Pisa, Fac. Scienze MFN, DST, a.a. 2008-2009: 1-161.
- 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.
- SAVI P. (1829a) - *Lettera del Prof. P. Savi diretta al signor Girolamo Guidoni di Massa contenente osservazioni geognostiche sul Campigliese*. Nuovo Giornale dei letterati, **18**, 208-223, Pisa.
- SAVI P. (1829b) - *Seconda lettera del Prof. P. Savi diretta al signor Girolamo Guidoni di Massa concernente il Barchigiano, la Garfagnana e il Pietrasantino*. Nuovo Giornale dei letterati, **18**, 151-154, Pisa.
- SAVI P. (1830a) - *Catalogo ragionato di una collezione geognostica contenente le rocce più caratteristiche della formazione del Macigno della Toscana: quelle di trabocco, cioè Dolomitiche, Porfiritiche, Granitiche, le quali hanno disordinata la stratificazione delle prime; e quelle alterate dal contatto delle traboccate*. Nuovo Giornale dei letterati, **20**, 120-137, Pisa.
- SAVI P. (1830b) - *Sul mischio di Seravezza, roccia dei tracciamenti dolomitici della Toscana*. Nuovo Giornale dei letterati, **20**, 173-184, Pisa.
- SAVI P. (1832) - *Lettera al Signor Guidoni di Massa concernente osservazioni geognostiche sui terreni antichi toscani*. Nuovo Giornale dei Letterati, **24**, 204-224, Pisa.
- SAVI P. (1833) - *Tagli geologici delle Alpi Apuane e del Monte Pisano, e cenno sull'Isola d'Elba*. Nuovo Giornale dei Letterati, **27**, 81-99, Pisa.
- SAVI P. (1837) - *De' vari sollevamenti e abbassamenti che han dato alla Toscana la sua attuale configurazione*. Nuovo Giornale dei letterati, **35**, 36-40, 73-99, 196-218, Pisa.
- SAVI P. (1843) - *Sopra i carboni fossili delle Maremme toscane*. 78 pp., Tip. Nistri, Pisa.
- SAVI P. (1846) - *Sulla costituzione geologica dei Monti Pisani*. 71 pp., Tip. Vannucchi, Pisa.
- SCHIAFFINO L. & TONGIORGI M. (1962) - *Stratigrafia del Verrucano dei Monti Pisani*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, **69**: 382-446.
- SEGHERI G. (2008) - *Variazioni piezometriche recenti della falda confinata nel settore sud-orientale*

- della Piana di Lucca (Toscana settentrionale) e loro implicazioni sulle risorse idriche. Tesi di Laurea specialistica, Univ. Pisa, Fac. Scienze MFN, DST, a.a. 2007-2008: 1-163.
- SESTINI A. (1929) - *Appunti morfologici sulla regione "Le Cerbaie"*. Boll. Soc. Geog. It., ser.VI, &, 318-325.
- SGUAZZONI G. (1968) - *Stratigrafia dei Grezzoni al Monte Grondilice (Alpi apuane)*. Mem. Soc. Geol. It., 7 (4): 393-415.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56** (1): 37-65.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 109-121.
- 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.
- SQUARCI P. & TAFFI L. (1967) - *Sulla presenza di tufiti in depositi fluvio-lacustri del Valdarno inferiore*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A, **74**: 37-42.
- STAUB R. (1932) - *Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur tektonik des Apennins*. Vierteljahrsh. Naturf. Ges., **77**, 184-248, Zurich.
- STAUB R. (1951) - *Ueber die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. Eclogae Geol. Heilv., **44**, 29-130, Basel.
- STEINMANN G. (1907) - *Alpen und Apennin*. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber., **59** (8-9), 177-183, Berlin.
- STORTI F. (1995) - *Tectonics of the Punta Bianca promontory: insights for the evolution of the Northern Apennines- Northern Tyrrhenian Sea basin*. Tectonics, **14**, 832 - 847.
- TEICHMUELLER R. & SELZER G. (1931) - *Vergleichende Übersicht über das Paläozoikum von Toskana und Korsika und seine Beziehungen zu varischischen Faltungen und Intusionen*. In: Teichmueller R. - Zur Geologie des Tyrrhenis gebiets. Abh. D. Ges. Wissen. zu Gottingen, Math. Phys. Klasse, ser. III, **13**, 951-980, Berlin.
- TILMANN N. (1926) - *Tektonische Studien in der Catena metallifera Toskanas*. Geol. Rundschau, Steimann-Festschrift, Sonderband, **17a**, 631-660, Berlin.
- TILMANN N. (1930) - *Zum Bau der Montagnola Senese*. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., **81**, Berlin.
- TREVISAN L. (1951) - *Una nuova ipotesi sull'origine della termalità di alcune sorgenti della Toscana*. L'Ind. Min., **2**: 41-42.
- 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., Serie A, **62** (1): 1-30.
- TREVISAN L. (1959a) - *Origine delle acque di Montecatini*. Montecatini e le sue terme, **6** (3): 11-12.
- TREVISAN L. (1959b) - *Gli esemplari di ammoniti (Arietitacei) di Poggio Troncone e Tenerano (Apuane) e l'età dei marmi apuani*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2): 1-11.
- TREVISAN L. & TONGIORGI E. (1953) - *La acque del sottosuolo della pianura pisana*. La Provincia Pisana, 9-10: 4 pp.

- TREVISAN L., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., SQUARCI P. & TAFFI L. (1968) - *Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000. Note illustrative del Foglio 104 Pisa*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 41 pp.
- 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., FEDERICI P.R., GIGLIA G., NARDI R. & RAGGI G. (1971b) - *Note illustrative della carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000. Foglio 96 Massa*. Servizio Geologico d'Italia, Roma: 52 pp.
- UGOLINI R. (1905) - *Descrizione geologica dei Monti d'Oltre Serchio*. Annali Università Toscane, 25.
- UGOLINI R. (1908) - *Brevi osservazioni sui calcari cavernosi brecciformi del Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 17, 17-19, Pisa.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: Schuster R.L. & Krizek R.J. (Eds.): "Landslides analysis and control", Transp. Res. Board, Spec. Rept. 176, Nat. Acad. of Sciences: 11-33.
- VECCHI E. (1847) - *Lettere al Prof. L. Pilla*. Il Cimento, 5, Pisa.
- VIGHI L. (1958) - *Sulla serie triassica Calcare cavernoso-Verrucano presso Capalbio (Orbetello - Toscana) e sulla brecciatura tettonica delle serie evaporitiche rocce madri del Cavernoso*. Boll. Soc. Geol. It., 77 (1): 221-235.
- VINASSA DE REGNY (1908a) - *Sui calcari cavernosi dei dintorni di Uliveto*. Boll. Soc. Geol. It., 27, 84-90, Roma.
- VINASSA DE REGNY (1908b) - *Osservazioni geologiche sui dintorni di Rosia (Siena)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., 24, 120-132, Pisa.
- VINASSA DE REGNY (1932) - *Alcuni capisaldi per la geologia del Monte Pisano*. Boll. Soc. Geol. It., 51, 95-100, Roma.
- VINASSA DE REGNY (1933a) - *Sull'età dei calcari bianchi marmorei del Monte Pisano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Mat. Nat. Fis., ser. 6, 17, 351-354, Roma.
- VINASSA DE REGNY (1933b) - *I fossili e l'età dei calcari marmorei toscani*. Boll. Soc. Geol. It., 52, 181-206, Roma.
- ZACCAGNA D. (1880) - *Osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Castelpoggio*. Bollettino del Regio Comitato Geologico Italiano, 11 (3): 139-155.
- ZACCAGNA D. (1898) - *Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente all'Alpe Apuana*. Boll. R. Comit. Geol. It., 29: 97-121, 248-271.
- ZACCAGNA D. (1932) - *Descrizione geologica delle Alpi Apuane*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 25: pp. 440.
- ZACCAGNA D. (1935) - *La piega rovesciata con sovrascorrimento in Val di Lima*. Mem. Acc. Lunig. s.C. "Cappellini". La Spezia 15, 3-13.
- 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)-Villafraanca (AI), 20-24 giugno 1994, vol. dei riassunti.
- ZANCHETTA G. (1995) - *Nuove osservazioni sui depositi esposti sul fianco sud-orientale delle colline delle Cerbaie (Valdarno inferiore, Toscana)*. Il Quaternario, 8 (2): 291-304.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Sackungen*. Rock Mechanics, 1 (1): 30-52.