



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 234

FIVIZZANO

A cura di

A. Puccinelli⁽¹⁾, G. D'Amato Avanzi⁽¹⁾, N. Perilli⁽¹⁾

Con contributi di:

Geologia strutturale: B. Polverosi⁽¹⁾

⁽¹⁾ - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa

Ente realizzatore



Università di Pisa

Dipartimento di Scienze della Terra

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – ISPRA

Revisione scientifica:

F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, A. Nisio

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, V. Pannuti

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

Allestimento editoriale e cartografico:

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

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

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

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
II	- CENNI STORICI	»	11
1.	- LE UNITÀ LIGURI ESTERNE: CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI E POSIZIONE PALEOGEOGRAFICA»		14
2.	- POSIZIONE STRATIGRAFICA E PALEOGEOGRAFICA DELLE ARENARIE DI OSTIA <i>AUCTT.</i>	»	19
3.	- I GESSI E LE QUARZITI AFFIORANTI TRA IL PASSO DEL CERRETO E LA VAL SECCHIA	»	22
4.	- POSIZIONE STRATIGRAFICA DELLE BRECCIE POLIGENICHE <i>AUCTT.</i> ASSOCIATE AL CALCARE CAVERNOSO	»	23
5.	- SUCCESSIONI LACUNOSE E SUCCESSIONI CONDENSATE NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA	»	25
6.	- LE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE COMPRESSE TRA IL TETTO DEL MACIGNO E LA BASE DELLE ARENARIE DI MONTE MODINO: DEPOSITI GRAVITATIVI IN MASSA (OLISTOSTROMA) O MÉLANGE BASALE DELL'UNITÀ TETTONICA MODINO?	»	256
7.	- DATI BIOSTRATIGRAFICI DELLE FORMAZIONI PELITICHE ED ARENACEE AL TETTO DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA	»	29
8.	- LITOSTRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI RIFERITE ALL'UNITÀ TETTONICA CERVAROLA	»	30
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	33
1.	- LE UNITÀ TETTONICHE	»	34
2.	- EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA	»	38
IV	- STRATIGRAFIA	»	41
1.	- DOMINIO LIGURE INTERNO	»	41
1.1.	- UNITÀ TETTONICA BRACCO-VAL GRAVEGLIA	»	41
1.1.1.	- <i>Argille a palombini (APA)</i>	»	43
2.	- DOMINIO LIGURE ESTERNO	»	43
2.1.	- UNITÀ TETTONICA OTTONE	»	43
2.1.1.	- <i>Complesso di Casanova (CCV)</i>	»	43
2.1.2.	- <i>Flysch di Ottone (OTO)</i>	»	46
2.2.	- UNITÀ TETTONICA CAIO	»	48
2.2.1.	- <i>Arenarie di Ostia Auctt. (OST)</i> (cfr. Arenarie di Scabiazza SCB)»		49

2.2.2.	- <i>Argilliti di San Siro (SSI)</i>	»	50
2.2.3.	- <i>Flysch di Monte Caio (CAO)</i>	»	50
3.	- DOMINIO SUBLIGURE	»	52
3.1.	- UNITÀ TETTONICA CANETOLO	»	52
3.1.1.	- <i>Argille e calcari di Canetolo (ACC)</i>	»	53
3.1.2.	- <i>Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)</i>	»	54
3.1.3.	- <i>Arenarie di Ponte Bratica (ARB)</i>	»	55
3.1.4.	- <i>Arenarie di Petrignacola (APE)</i>	»	56
4.	- DOMINIO TOSCANO	»	57
4.1.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA	»	57
4.1.1.	- <i>Quarziti della Rivaccia (AQU)</i>	»	58
4.1.2.	- <i>Gessi di Sassalbo (GSB)</i>	»	58
4.1.3.	- <i>Calccare cavernoso (CCA)</i>	»	59
4.1.4.	- <i>Calccare massiccio (MAS)</i>	»	60
4.1.5.	- <i>Calcari ad Angulati (ANL)</i>	»	61
4.1.6.	- <i>Rosso ammonitico (RSA)</i>	»	62
4.1.7.	- <i>Calccare selcifero di Limano (LIM)</i>	»	63
4.1.8.	- <i>Calcari e marne a Posidonia (POD)</i>	»	64
4.1.9.	- <i>Diaspri (DSD)</i>	»	65
4.1.10.	- <i>Maiolica (MAI)</i>	»	66
4.1.11.	- <i>Scaglia toscana (STO)</i>	»	67
4.1.12.	- <i>Macigno (MAC)</i>	»	71
4.1.13.	- <i>Olistostroma di Monte Modino (OMM)</i>	»	73
4.1.14.	- <i>Successione argilloso-calcareo (AVP)</i>	»	75
4.1.15.	- <i>Formazione dell'Abetina Reale (ABT)</i>	»	75
4.1.16.	- <i>Argille e calcari di Ponte Biola (BIO)</i>	»	76
4.1.17.	- <i>Calcari del Giardino (CGD)</i>	»	77
4.1.18.	- <i>Argille di Fiumalbo (FIU)</i>	»	77
4.1.19.	- <i>Marne di Marmoreto (MMA)</i>	»	78
4.1.20.	- <i>Arenarie di Monte Modino (MOD)</i>	»	80
4.2.	- UNITÀ TETTONICA CERVAROLA	»	81
4.2.1.	- <i>Marne di Civago (CIV)</i>	»	81
4.2.2.	- <i>Formazione di Serpiano - Membro del Rio Scuro (SRP₃)</i>	»	82
4.2.3.	- <i>Arenarie di Monte Cervarola - Membro del T. Dardagna (CEV₁)</i> »	»	83
5.	- DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI VILAFRANCIANI AUCTT DEL BACINO DI AULLA-OLIVOLA-VILAFRANCA IN LUNIGIANA	»	84
5.1.	- FORMAZIONE DI AULLA (AUA)	»	84
5.2.	- CONGLOMERATI DI OLIVOLA (OLP)	»	85
6.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	»	86
6.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b_n)	»	87
6.2.	- COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b₂)	»	87

6.3.	- DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (a_{1q}).....	»	88
6.4.	- TILL INDIFFERENZIATO (c₁)	»	88
6.5.	- DEPOSITI PALUSTRI (e₃).....	»	89
6.6.	- DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a₁).....	»	89
6.7.	- DEPOSITI DI VERSANTE (a)	»	90
6.8.	- DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI (b).....	»	90
6.9.	- DEPOSITI ANTROPICI (h).....	»	91
V	- TETTONICA	»	93
1.	- STUDIO STRUTTURALE.....	»	95
1.1.	- UNITÀ TETTONICA OTTONE.....	»	97
1.2.	- UNITÀ TETTONICA CAIO.....	»	99
1.3.	- UNITÀ TETTONICA CANETOLO.....	»	100
1.4.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....	»	103
1.5.	- UNITÀ TETTONICA CERVAROLA.....	»	110
2.	- TETTONICA FRAGILE.....	»	110
2.1.	- LA DEPRESSIONE TETTONICA DELLA VAL DI MAGRA	»	112
VI	- CENNI MORFOLOGICI	»	115
VII	- GEOLOGIA APPLICATA	»	119
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE.....	»	119
2.	- FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)	»	120
2.1.	- FRANE	»	120
2.2.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE.....	»	123
3.	- IDROGEOLOGIA.....	»	125
APPENDICE	»	129
1.	- INTRODUZIONE.....	»	129
2.	- SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI UTILIZZATI BASATI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI.....	»	132
3.	- ETÀ RICAIVATE DALLA LETTERATURA	»	136
4.	- ELENCO DELLE SPECIE RICONOSCIUTE O CITATE NEL TESTO.....	»	136
4.1.	- NANNOFOSSILI CALCAREI.....	»	136
4.2.	- LAMELLIBRANCHI	»	138
4.3.	- FORAMINIFERI PLANCTONICI	»	138
BIBLIOGRAFIA	»	139

PROGETTO

CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 234 Fivizzano, a scala 1:50.000, rappresenta un'area dell'Appennino Settentrionale ripartita quasi simmetricamente tra la Toscana a sud-ovest e l'Emilia Romagna a nord-est; il confine amministrativo segue in gran parte quello orografico, rappresentato dal crinale appenninico, che attraversa l'area in diagonale, da nord-ovest a sud-est e comprende cime e passi rinomati (fra cui il M. Sillara, l'Alpe di Succiso, il M. La Nuda, il P.so del Lagastrello, il P.so del Cerreto, il P.so di Pradarena). Dal crinale si dipartono corsi d'acqua verso il Mar Ligure (Serchio di Sillano e Serchio di Soraggio; torrenti Bagnone, Taverone, Rosaro e Aulella, affluenti del F. Magra) e corsi d'acqua a destinazione adriatica (F. Secchia, T. Enza, T. Cedra).

Il territorio toscano è riferibile in gran parte alla provincia di Massa-Carrara, mentre la provincia di Lucca copre la zona a sud-est. L'area emiliana è rappresentata prevalentemente dalla provincia di Reggio Emilia e in subordine da quella di Parma, a nord-ovest. Tra i centri abitati principali, localizzati lungo i corsi d'acqua o distribuiti fra i rilievi dell'interno, vi sono Casola in Lunigiana, Fivizzano e Comano (MS), Giuncugnano e Sillano (LU), Busana e Collagna (RE); le vie di comunicazione più importanti sono limitate alle strade statali (n. 63 del Passo del Cerreto, n. 665 del Passo del Lagastrello) e provinciali (del Passo di Praderena, del Passo dei Carpinelli) e alla ferrovia Lucca - Aulla. Il territorio è quasi totalmente montuoso e culmina con l'Alpe di Succiso (2016 m s.l.m.), mentre la quota minima, ca. 70 m, corrisponde al fondovalle del T. Aulella, affluente del F. Magra.

La geologia di quest'area è rappresentata nei fogli 85 - Castelnuovo ne' Monti e 96 - Massa della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000. La realizzazione della cartografia geologica, in alcune aree, si è fondata anche su prodotti cartografici più recenti: per l'area di Sillano-Giuncugnano, la Carta Geologica e Carta della Franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000, realizzata da NARDI *et alii* (1989a, 1989b, 1989c) nell'ambito di ricerche promosse dal CNR-GNDT, nonché la Carta della Franosità del Bacino del Fiume Serchio a scala 1:10.000, realizzata dall'Autorità di Bacino del Fiume Serchio (D'AMATO AVANZI *et alii*, 2000b; NARDI *et alii*, 2000a, 2000b); gran parte dell'area emiliana rientra anche nella Carta Geologico-strutturale dell'Alto Appennino Reggiano-Parmense (fra Valditacca, Pradarena e il M. Ventasso) a scala 1:25.000, di PLESI & CHICCHI (1999), basata sui rilevamenti effettuati nell'ambito del Progetto Cartografia Geologica della Regione Emilia-Romagna e già pubblicati alla scala 1:10.000 (ANDREOZZI & CHICCHI, 1988a, 1988b; PLESI, 1988, 1989a, 1989b; PLESI *et alii*, 1989a, 1989b).

In quest'area dell'Appennino Settentrionale sono rappresentate varie unità tettoniche, riferibili a domini paleogeografici diversi (Ligure, Subligure, Toscano), polideformate da una successione di eventi compressivi e distensivi; affiorano estesamente anche sedimenti post-orogeni, costituiti da depositi fluviali e lacustri di età plio-pleistocenica.

La definizione e descrizione delle unità cartografate è fondata sulle caratteristiche litostratigrafiche delle successioni affioranti, all'interno del Foglio o in aree limitrofe. Generalmente si è preferito non introdurre nuove denominazioni o ulteriori suddivisioni, ma conservare (quando possibile) i nomi già in uso in letteratura, cercando di rispettare il criterio della priorità. Non sono stati adottati nomi formazionali che potrebbero generare confusione terminologica, pur rispettando il criterio della priorità. In alcuni casi, la denominazione adottata rappresenta una sintesi dei nomi che Autori diversi hanno dato alla stessa formazione, per evidenziarne i caratteri litostratigrafici; in altri casi il nome adottato tende a semplificare e compendiare quelli attribuiti in precedenza da altri Autori, al fine di agevolare i confronti tra aree vicine.

Nel corso del rilevamento è stata effettuata una campionatura delle formazioni affioranti (in particolare delle successioni giurassico-cretaciche ed oligo-mioceniche), per lo studio dei nanofossili calcarei. Nonostante il numero limitato di campioni fossiliferi, i risultati ottenuti hanno permesso di precisare meglio l'inquadramento cronostratigrafico di alcune formazioni. È stato inoltre eseguito lo studio macro-, meso- e microstrutturale sulle formazioni delle unità tettoniche presenti.

Le successioni sedimentarie plio-quadernarie continentali (Depositi fluvio-

lacustri villafranchiani *Auctt.*, depositi fluviali, di versante, ecc.) sono state suddivise in unità litostratigrafiche tradizionali, senza utilizzare le UBSU (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*); ciò in base ad alcune motivazioni, riassunte di seguito:

- l'opportunità di conservare, pur con un'informazione completa e scientificamente corretta, un'impostazione che consenta una maggiore leggibilità e fruibilità degli elaborati cartografici, anche da parte di utenti non specialisti, evitando inoltre una proliferazione eccessiva di unità stratigrafiche; una trattazione basata sulle UBSU, pur raccomandabile e pregevole sotto vari aspetti, sarebbe verosimilmente di ostacolo a tali esigenze;

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

- l'opportunità di mantenere una certa continuità, nonché denominazioni e distinzioni litostratigrafiche, di significato tradizionale e valore storico, utilizzate sia in quest'area che in aree contigue, come testimoniano, fra gli altri, gli studi di ZACCAGNA (1884, 1932a, 1932b) e le edizioni precedenti della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, varie date).

PROGETTO

CARG

II - CENNI STORICI

Nell'area rappresentata in questo Foglio, alla sommità e al di sopra dell'Unità tettonica della Falda Toscana, prevalentemente rappresentata dalle arenarie del Macigno, affiorano successioni oligo-mioceniche riferibili alle Arenarie di Monte Modino ed alle Arenarie di Monte Cervarola, a loro volta sormontate dalle Unità Subliguri e dalle Unità Liguri. Discordanti su queste unità giacciono i Depositi fluvio-lacustri villafranchiani *Auctt.* (fig. 1).

Le varie e complesse tematiche connesse con l'evoluzione tettonico-sedimentaria di questo settore di catena hanno appassionato non solo generazioni di geologi italiani, ma anche geologi tedeschi della scuola di Berlino, che negli anni '60 hanno fornito significativi contributi. Gli studi cominciarono già a partire dalla seconda metà del '800 e sono proseguiti quasi ininterrottamente fino ai giorni nostri; soprattutto negli anni '60 e '70, ci fu una vigorosa ripresa degli interessi scientifici nell'Appennino Settentrionale, che si concentrarono sull'Unità tettonica della Falda Toscana in generale e in particolare sulle potenti successioni torbiditiche dell'Oligo-Miocene. Successivamente, dagli anni '90 fino ai giorni nostri, grazie ai progetti di cartografia geologica della Regione Emilia-Romagna e del Servizio Geologico Nazionale, gli studi intrapresi hanno permesso una parziale ridefinizione temporale delle tappe evolutive della catena, grazie soprattutto ai dati recentemente acquisiti in base allo studio delle associazioni a nannofossili calcarei.

Di seguito viene elencata una sintesi dei lavori di maggiore interesse scientifico, pubblicati su tematiche riguardanti questo Foglio e le aree limitrofe.

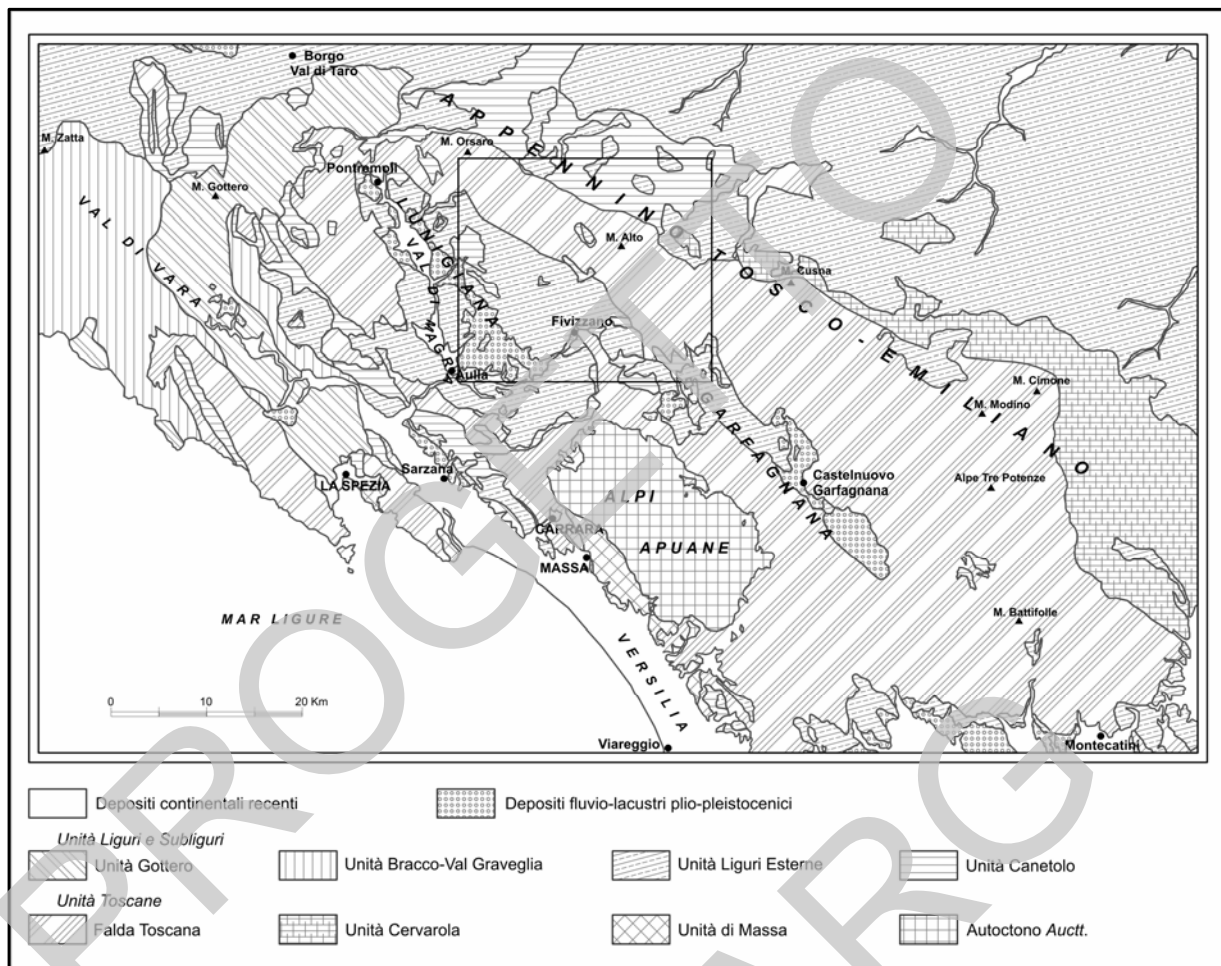


Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino Settentrionale.

ZACCAGNA (1884, 1898, 1932a) si è occupato fra i primi del problema della giacitura dei gessi triassici (vedi cenni storici). ANELLI (1908, 1924, 1935a, 1935b) è stato il primo, invece, a riconoscere la presenza (sia nell'area di questo Foglio che in quelle limitrofe) di più formazioni all'interno dell'alloctono e dell'attuale Unità tettonica Canetolo e a ipotizzare l'alloctonia dei gessi triassici.

AZZAROLI (1955), rilevando l'area compresa tra Corfino-Soraggio e il P.so del Cerreto-P.so delle Forbici, ha individuato e risolto, con approcci più moderni, alcune delle problematiche dell'Appennino Settentrionale, delineando le unità stratigrafiche principali ed i loro rapporti geometrici.

ABBATE & BORTOLOTTI (1961) e poi SAGRI (1975), prendendo spunto dai lavori di ELTER & SCHWAB (1959) sul Macigno della Val Gordana, hanno interpretato la parte basale della successione di Monte Modino come un

olistostroma, interposto fra la parte alta del Macigno e le Argille di Fiumalbo, stratigraficamente ricoperte dalle Marne di Marmoreto e le Arenarie di Monte Modino.

NARDI & TONGIORGI (1962) sono stati i primi a proporre delle distinzioni all'interno delle arenarie oligo-mioceniche affioranti nell'Appennino modenese, riconoscendo, oltre al Macigno, anche le Arenarie di Monte Modino e le Arenarie di Monte Cervarola. In seguito, NARDI (1964a, 1964b, 1965) e BERTOLLI & NARDI (1966) hanno interpretato come stratigrafica la sovrapposizione sul Macigno delle Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola, accettando l'interposizione di olistostromi tra queste due formazioni.

BARBIERI & ZANZUCCHI (1963) hanno compiuto in Val Parma e nella Valle del Rio di Roccaferrara studi stratigrafici, fondamentali per la caratterizzazione e la definizione dell'Unità tettonica Canetolo.

Con la pubblicazione della Carta geologica alla scala 1:100.000 dell'Appennino Parmense (VENZO, 1965), molte successioni stratigrafiche dell'alloctono ligure e subligure affioranti in quest'area sono state descritte e formalizzate per la prima volta. Altri dati stratigrafici e biostratigrafici sono stati forniti con la realizzazione dei Fogli 85 Castelnovo ne' Monti (1968) e 96 Massa (1970) della Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000.

KRAMPE (1964), GÜNTHER (1966), REUTTER (1969) e RENTZ (1971) hanno fornito una notevole quantità di dati cartografici, stratigrafici e strutturali e descritto per la prima volta alcune delle formazioni e delle unità tettoniche affioranti nell'Appennino Settentrionale, delineando i principali domini paleogeografici e l'evoluzione tettono-sedimentaria di un ampio settore di questa catena, ampiamente rappresentato in questo Foglio.

BALDACCI & NARDI (1967), BALDACCI & PLESI (1989) hanno descritto la successione affiorante nell'area di Soraggio; BALDACCI *et alii* (1967a, 1967b) hanno proposto un'altra interpretazione del "Complesso M. Modino-M. Cervarola" e dell'evoluzione tettono-sedimentaria dell'Unità tettonica della Falda Toscana; è stato inoltre affrontato il problema della giacitura dei gessi e delle metamorfiti associate affioranti nell'area del P.so del Cerreto e della Val Secchia.

MARINI (1966, 1969, 1973), studiando i rapporti tra il tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Canetolo, ha sostenuto la natura stratigrafica del contatto tra il Macigno dell'Unità tettonica della Falda Toscana e le Argille e calcari di Canetolo.

MARTINI & PLESI (1988) hanno interpretato la parte basale della successione di Monte Modino come un corpo alloctono di origine ligure e subligure e hanno riconosciuto nell'alto Appennino reggiano la sovrapposizione tettonica di

un'unità tipo Modino (Unità tettonica Ventasso-Cisa) sulle Arenarie di Monte Cervarola.

ANDREOZZI *et alii* (1989) hanno suggerito una possibile interpretazione della giacitura delle evaporiti; ANDREOZZI (1989; 1992) ha effettuato i primi lavori di stratigrafia fisica sulle Arenarie di Monte Cervarola nelle aree del Cerreto e di Ligonchio e i primi tentativi di correlazione stratigrafica a scala regionale.

MOCHI *et alii* (1996) hanno datato con i nannofossili calcarei varie successioni del *Mélange* basale (Unità tettonica Modino *Auctt.*) e delineato il quadro paleogeografico e le tappe principali dell'evoluzione strutturale di questa unità tettonica.

COCCHI (1856, 1866), CAPELLINI (1886, 1888, 1889), BERTOLDI (1984, 1988, 1995), BERTOLDI & CASTELLO (1991) e ABBAZZI *et alii* (1995) hanno dato un contributo fondamentale attraverso lo studio sia di faune a vertebrati sia di palinoflore per la determinazione dell'età dei bacini fluvio-lacustri della Lunigiana. FEDERICI (1978), FEDERICI & RAU (1980), FEDERICI *et alii* (1982), RAGGI (1988), BERNINI (1988, 1991), BERNINI & LASAGNA (1989), MORETTI (1992) e BERNINI & PAPANI (2002) hanno studiato le strutture estensionali della Lunigiana e delineato le tappe principali dell'evoluzione tettonica dei bacini plio-pleistocenici.

Infine, recentemente, un ampio settore dell'area coperta da questo Foglio è stato rilevato e studiato da PLESI *et alii* (2000) e PLESI (2002), che hanno descritto le successioni affioranti e i rapporti tra le unità tettoniche distinte.

Alcune tematiche più significative sono discusse qui di seguito, riportando anche i diversi punti di vista degli studiosi.

1. - LE UNITÀ LIGURI ESTERNE: CARATTERI LITOSTRATIGRAFICI E POSIZIONE PALEOGEOGRAFICA

Le successioni sedimentarie riferite alle Unità Liguri Esterne (MARRONI *et alii*, 1992) si sono deposte in un'area di raccordo (Dominio Ligure Esterno) tra il bacino oceanico della Tetide (Dominio Ligure Interno) ed il suo margine continentale meridionale (Dominio Tosco-Umbro-Marchigiano), rappresentato dalla Placca Adria (o Placca Apula). Nel Dominio Ligure Interno, sopra il basamento oceanico, costituito da una successione ofiolitica del Giurassico superiore, si sono deposte una copertura pelagica del Giurassico superiore-Cretacico inferiore ed una copertura silicoclastica del Cretacico superiore-Paleocene basale (ELTER & MARRONI, 1992); mentre nel Dominio Tosco-Umbro-Marchigiano, sul basamento continentale, si sono deposte le successioni sedimentarie riferibili all'Unità tettonica della Falda Toscana e all'Autoctono

Auctt. e le successioni Umbro-Marchigiane (BORTOLOTTI *et alii*, 1970).

Attualmente, gli Autori concordano sulla stratigrafia delle principali unità tettoniche appartenenti alle Unità Liguri Interne, sulla loro posizione paleogeografica e sulle fasi tettoniche in cui sono state coinvolte; permangono però alcune incertezze relative al significato geodinamico o alla posizione paleogeografica occupata da alcune di queste unità (MARRONI & PANDOLFI, 1996, *cum bibl.*). Per quanto riguarda le Unità Liguri Esterne, invece, sono ancora molte le discrepanze tra i diversi Autori: sulla successione stratigrafica delle singole unità tettoniche, sulla loro evoluzione tettono-sedimentaria e sulla posizione paleogeografica occupata all'interno del Dominio Ligure Esterno (MARRONI *et alii*, 1992, 1998). Certamente le principali difficoltà sono legate alla discontinuità degli affioramenti e all'incertezza sulla natura dei contatti (stratigrafica o tettonica) tra i depositi basali (complessi di base *Auctt.*) e le sovrastanti torbiditi calcareo-marnose (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*), anche a causa degli scollamenti che hanno successivamente interessato queste successioni durante la tetto-genesi appenninica. In funzione dell'età, delle caratteristiche litostratigrafiche delle diverse unità tettoniche e della loro affinità stratigrafica, il Dominio Ligure Esterno è generalmente suddiviso in due settori: uno interno (occidentale o ligure) ed uno esterno (orientale o emiliano).

In base ai caratteri litostratigrafici dei complessi di base *Auctt.*, MARRONI *et alii* (2001, *cum bibl.*) raggruppano le unità tettoniche attribuite alle Unità Liguri Esterne in occidentali ed orientali (fig. 2):

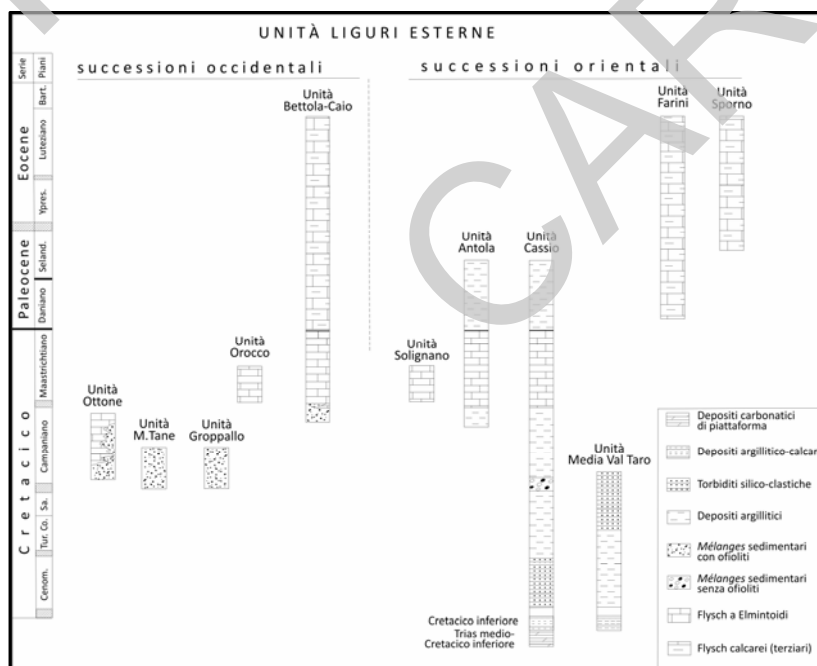


Fig. 2 - Successione litostratigrafiche schematiche delle Unità Liguri Esterne occidentali ed orientali (da MARRONI *et alii*, 2001, modificato).

- alle prime appartengono le Unità tettonica Ottone, M. Tane, Groppallo, Orocco e Bettola-Caio, costituite al tetto da successioni calcareo-marnose cretacico-terziarie e, alla base, da *mélanges* sedimentari, del Santoniano-Campaniano, caratterizzati dall'abbondante presenza di ofioliti risedimentate, anche come blocchi di notevoli dimensioni (Complesso di Casanova), associate anche a rocce e frammenti di origine continentale come granuliti, granitoidi, micascisti, ortogneiss e paragneiss;

- alle seconde appartengono le Unità tettoniche Solignano, Antola, Cassio, Media Val di Taro, Farini e Sporno, caratterizzate al tetto da successioni torbiditiche calcareo-marnose cretacico-terziarie, alcune delle quali ricoprono stratigraficamente i *mélanges* basali del Cenomaniano-Campaniano; i depositi basali delle unità orientali comprendono prevalentemente depositi pelitici e/o silicoclastici (ad es. Argilliti di San Siro, Argille Varicolori, Arenarie di Ostia e Conglomerati dei Salti del Diavolo), mentre gli elementi mafici o ultramafici sono rari o assenti. Alla base di alcune di queste unità (Media Val di Taro e Cassio) sono inoltre presenti successioni pelitiche del Cretacico inferiore (Argille a palombini), che a loro volta, nell'Unità tettonica Cassio, ricoprono stratigraficamente una successione carbonatica del Triassico medio-Cretacico inferiore (VERCESI & COBIANCHI, 1998).

Sulla base dei caratteri litostratigrafici delle successioni basali, MARRONI *et alii* (1998, 2001) distinguono all'interno delle Liguridi Esterne due domini: uno occidentale, con mantello sub-continentale (con caratteri di transizione oceano-continente) e blocchi di crosta continentale, in cui si sarebbero sedimentate quelle unità associate a *mélanges* basali ricchi di ofioliti risedimentate e uno orientale, caratterizzato da crosta continentale (Placca Adria), assottigliata e fagliata, in cui si sarebbero sedimentate quelle unità nei cui complessi basali le ofioliti sono assenti o molto rare (fig. 3).

Anche DANIELE & PLESI (2000, *cum bibl.*) distinguono nell'ambito del Dominio Ligure Esterno due settori: uno interno con substrato oceanico ed uno esterno con substrato continentale (fig. 4).

Nel settore interno del Dominio Ligure Esterno si sarebbe sedimentata l'Unità tettonica Caio, costituita da:

- complesso basale argilloso-calcareo del Barremiano-Cenomaniano(?), che include Argille a palombini, Argille varicolori e Breccie poligeniche;
- Argilliti di San Siro del (?)Cenomaniano-Campaniano;
- torbiditi calcareo-marnose del Flysch di Monte Caio del Campaniano superiore-Maastrichtiano.

Nel settore più esterno si sarebbero sedimentate l'Unità tettonica Monghidoro¹ e

¹ Corrispondente alle Unità di Solignano di PLESI *et alii* (1994) e di M. Venere-Monghidoro di DANIELE *et alii* (1996).

L'Unità tettonica Cassio.

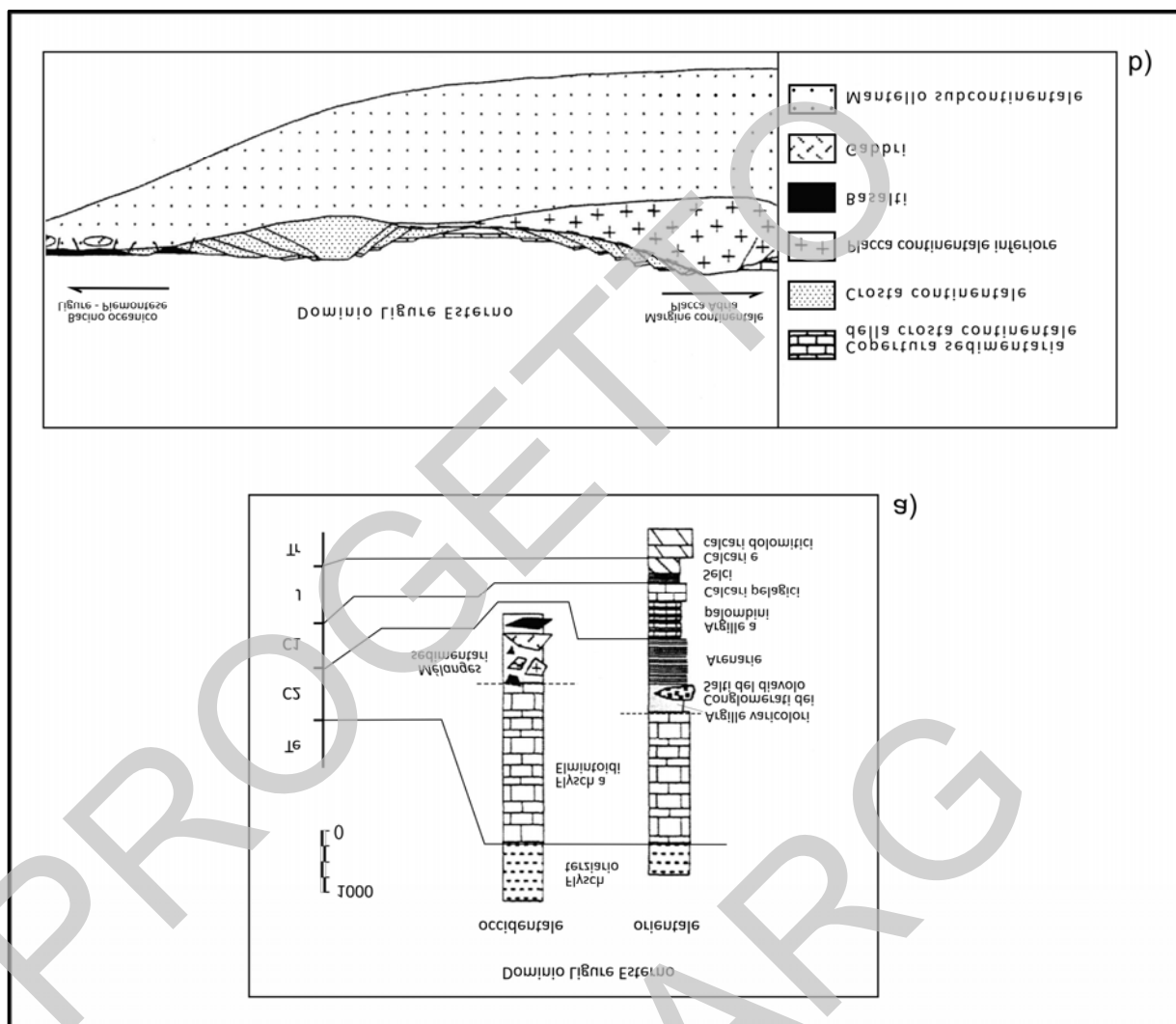


Fig. 3 - a) Successioni litostratigrafiche tipo dei settori occidentale ed orientale del Dominio Ligure Esterno; b) ricostruzione paleogeografica del margine continentale della Placca Adria, alla transizione con il Dominio Oceanico Ligure-Piemontese, nel Cretacico superiore-Paleocene. Tr: Triassico; J: Giurassico; C1: Cretacico inferiore; C2: Cretacico superiore; Tr: Terziario (da MARRONI et alii, 2001, modificato).

La successione di Monghidoro nell'Appennino Parmense è costituita da:

- Argilliti Varicolori di Garola;
- Breccie ofiolitiche di Rio di Garola;
- torbiditi arenaceo-marnose del Campaniano superiore (Formazione di Monte Venere).

La successione di Monghidoro nell'Appennino Modenese comprende:

- Argilliti Varicolori di Grizzana Morandi;
- Arenarie di M. Roncovecchio;

- torbiditi arenaceo-marnose del Campaniano superiore (Formazione di Monte Venere);
- torbiditi arenaceo-pelitiche del Maastrichtiano superiore-Palocene inferiore (Formazione di Monghidoro).

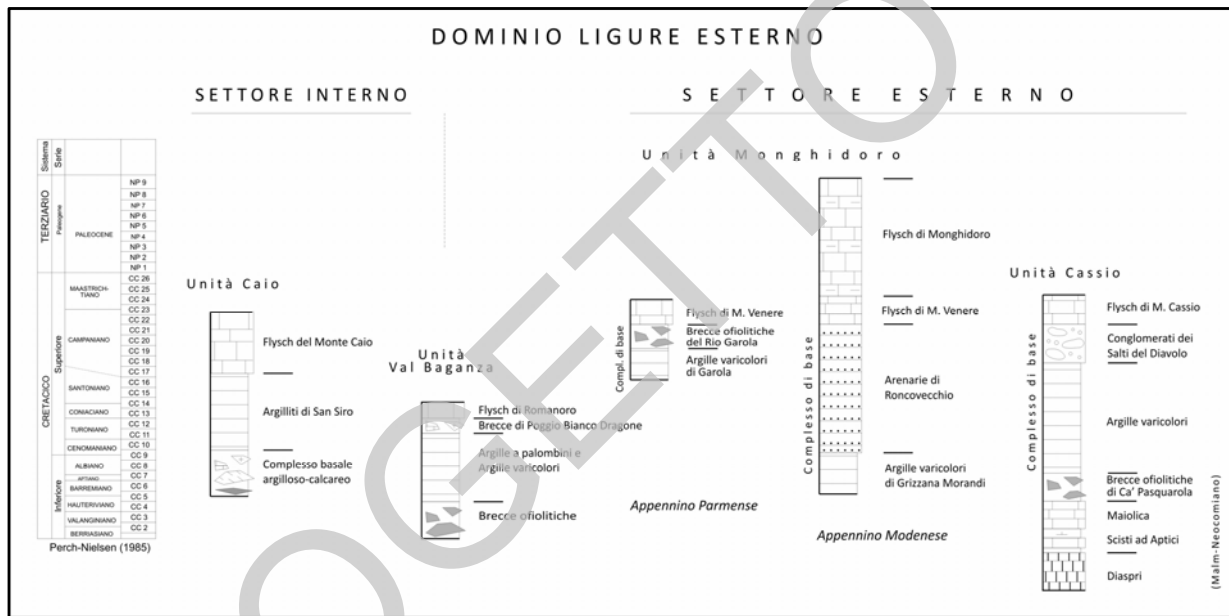


Fig. 4 - Successioni litostratigrafiche tipo dei settori interno ed esterno del Dominio Ligure Esterno (da DANIELE & PLESI, 2000, modificato).

L'Unità tettonica Cassio comprende:

- successione basale molto deformata, del Giurassico superiore-Cretacico inferiore, costituita da Diaspri, Scisti ad Aptici e Maiolica;
- Breccia di Ca' Pasquarola del Neocomiano (con clasti ad affinità toscana di Diaspri, Scisti ad Aptici e Maiolica);
- Argille Varicolori del M. Cassio, dell'Albiano superiore-Campaniano, al cui interno si intercalano livelli discontinui di Conglomerati dei Salti del Diavolo;
- torbiditi calcareo-marnose del Flyschi ad Elmintoidi del M. Cassio, del Campaniano superiore-Maastrichtiano inferiore.

La successione della Val Baganza², compresa tra l'Unità tettonica Caio e l'Unità tettonica Monghidoro, è caratterizzata da:

- masse ofiolitiche con lembi della loro copertura sedimentaria, oppure breccie ofiolitiche con clasti della copertura sedimentaria;
- Argille a palombini e Argille variegate;
- Breccia di Poggio Bianco Dragone;

² Corrispondente all'Unità di Boccassuolo di DANIELE *et alii* (1996).

- torbiditi calcareo-marnose (Formazione di Romanoro), del Coniaciano inferiore.

Sulla base dei dati stratigrafici, petrografici e strutturali acquisiti, PLESI *et alii* (1994), MOCHI *et alii* (1996) e DANIELE & PLESI (2000), posizionano l'Unità tettonica Caio in un bacino interno con substrato oceanico, mentre le altre unità si sarebbero deposte in un bacino esterno di *fore-arc*, ovvero sul margine occidentale della Placca Adria (fig. 5). In questo contesto, l'Unità tettonica della Val Baganza si sarebbe sedimentata su un alto strutturale (non interessato dalla sedimentazione torbiditica calcareo-marnosa del Cretacico superiore), che rappresentava la zona di transizione tra il dominio con crosta oceanica e quello con crosta continentale.

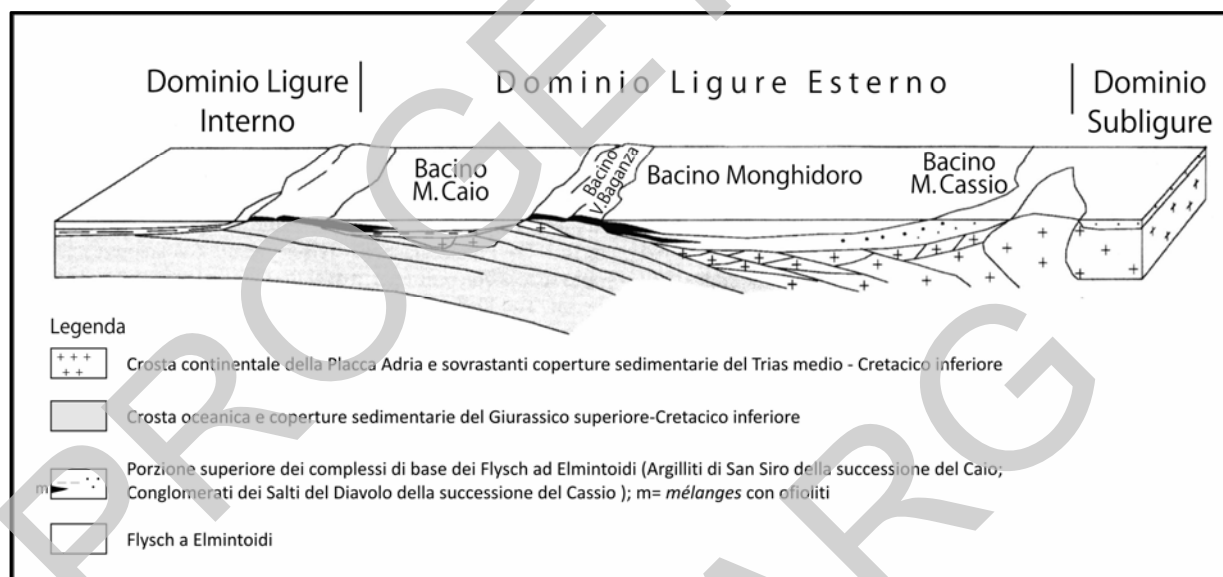


Fig. 5 – Ricostruzione paleogeografica del Dominio Ligure Esterno durante il Cretacico superiore - Paleocene (da DANIELE & PLESI, 2000).

2. - POSIZIONE STRATIGRAFICA E PALEOGEOGRAFICA DELLE ARENARIE DI OSTIA *Auctt.*

Descritte per la prima volta da ZANZUCCHI (1963), le Arenarie di Ostia sono state nel tempo correlate sia con successioni litologicamente molto simili come le Arenarie di Scabiazza (LUDWIG, 1929), le Arenarie del T. Grontone (PLESI *et alii*, 1994) e le Arenarie di Case Baruzzo (COSTA *et alii*, 1995), sia con successioni pelitiche, tempo equivalenti, quali le Argille varicolori dei complessi di base (GHISELLI *et alii*, 1991; ELTER & MARRONI, 1992; PLESI *et alii*, 1994; COSTA *et alii*, 1995; VESCOVI *et alii*, 1999). La correlazione è prevalentemente

basata sulle somiglianze litologiche e/o petrografiche delle litoareniti associate a queste formazioni, sull'età e sulla posizione stratigrafica occupata. Proprio in funzione della composizione petrografica delle litoareniti, dell'età e della posizione geometrica e/o stratigrafica assegnata a questa formazione, in letteratura le Arenarie di Ostia vengono collocate in diverse posizioni tettoniche e paleogeografiche, a causa dei non chiari rapporti tra questa formazione e quelle sotto e sovrastanti e dello scarso contenuto fossilifero. Di seguito viene proposta una breve sintesi di alcuni lavori, in cui viene discussa la posizione stratigrafica e/o paleogeografica assegnata a questa formazione (tab. 1).

ZANZUCCHI (1963, 1978, 1980), MONTEFORTI (1968, 1972) e COSTA & ZANZUCCHI (1978) posizionano le Arenarie di Ostia alla base del Flysch di Monte Caio, nel settore occidentale del Domino Ligure Esterno. Anche MEZZADRI (1964), MECCHERI *et alii* (1982) e VESCOVI (1986) collocano questa formazione nel Domino Ligure Esterno, considerandola la base stratigrafica del Flysch ad Elmintoidi *s.l.* (MEZZADRI, 1964; MECCHERI *et alii*, 1982) o del Flysch ad Elmintoidi del M. Caio e del M. Cassio (VESCOVI, 1986).

CERRINA FERONI *et alii* (1992) pongono le Arenarie di Ostia affioranti in Val Cedra alla base della dell'Unità tettonica Canetolo, di pertinenza subligure. PLESI *et alii* (1994) e DANIELE & PLESI (2000), invece, assegnano alle Arenarie di Ostia due diverse posizioni stratigrafiche, collocandole sia al tetto del Flysch ad Elmintoidi sia alla base dell'Unità tettonica Canetolo. PLESI *et alii* (1998, 2000) nella zona di Pracchiola (Foglio 216 Borgo Val di Taro) e nella zona nord-orientale di questo Foglio, interpretano la stessa formazione, posta al tetto delle Arenarie di Petrignacola e alla base delle Argilliti di San Siro, come una serie di scaglie tettoniche appartenenti all'Unità tettonica Canetolo; esse si sarebbero quindi sedimentate nel Dominio Subligure. Pure ZANZUCCHI (1967) interpreta delle "Arenarie tipo Ostia" affioranti nella zona di Ghiare in Val di Taro come la base stratigrafica dell'Unità tettonica Canetolo, non escludendo che le Arenarie di Ostia possano appartenere anche a successioni più interne, come il Flysch del Caio o del Cassio.

Per VESCOVI *et alii* (1999), le Arenarie di Ostia, stratigraficamente sovrastanti le Argilliti di San Siro e correlate con le Argille Varicolori della Unità tettonica Cassio, appartengono all'Unità tettonica della Media Val di Taro; esse quindi si sarebbero sedimentate in prossimità del margine occidentale della Placca Adria, in una posizione intermedia tra l'Unità tettonica Gottero a ovest e l'Unità tettonica Cassio a est. Come già riportato, anche MARRONI *et alii* (2001) posizionano le Arenarie di Ostia al tetto dell'Unità tettonica della Media Val di Taro, ma in una posizione esterna rispetto all'Unità tettonica Cassio.

Tab. 1 - *Principali riferimenti bibliografici sulle Arenarie di Ostia e su alcune formazioni correlate.*

Riferimenti bibliografici sulle Arenarie di Ostia			
Autori	Località	Unità tettonica	Formazione
Zanzucchi (1963)	Appennino settentrionale		Arenarie tipo Ostia
Mezzadri (1964)	Val di Taro; Val Baganza	Flysch ad Elmintoidi	Arenarie di Ostia
Sames (1967)	Appennino settentrionale		Arenarie di Ostia
Zanzucchi (1967)	Ghiare	Complesso di Ghiare	Arenarie tipo Ostia
Monteforti (1968)	Appennino parmense	Flysch del M. Caio	Arenarie di Ostia
Monteforti & Raggi (1968)	Val di Taro	Flysch del M. Caio	Arenarie di Ostia
Monteforti (1972)	Berceto	Flysch del M. Caio; Flysch del M. Cassio	Arenarie di Ostia
Zanzucchi (1978)	Val di Taro	Flysch del M. Caio	Arenarie di Ostia
Costa & Zanzucchi (1978)	Appennino settentrionale	Flysch del M. Caio	Arenarie di Ostia
Zanzucchi (1980)	Appennino settentrionale	Flysch del M. Caio	Arenarie di Ostia
Meccheri <i>et alii</i> (1982)	Appennino settentrionale	Flysch ad Elmintoidi	Arenarie di Ostia
Pagani (1983)	Appennino parmense	Flysch del M. Cassio	Arenarie di Ostia
Valloni & Zuffa (1984)	Appennino settentrionale		Arenarie di Ostia
Wildi (1985)	Appennino settentrionale		Arenarie di Ostia
Vescovi (1986)	Appennino settentrionale	Unità Ostia Parmense	Arenarie di Ostia
Rosignoli (1988)	Val Baganza		Arenarie di Ostia
Villa (1992)	Berceto		Arenarie di Ostia
Cerrina <i>et alii</i> (1992)	Val Cedra	Canetolo	Arenarie di Ostia
Plesi <i>et alii</i> (1993)	Val di Taro	Ostia; Canetolo	Arenarie di Ostia
Daniele & Bianchi (1994)	Media Val di Taro	Ostia; Canetolo	Arenarie di Ostia
Costa <i>et alii</i> (1995)	Appennino settentrionale		Arenarie di Ostia
Vescovi <i>et alii</i> (1999)	Media Val di Taro	Media Val di Taro	Arenarie di Ostia
Daniele & Plesi (2000)	Appennino settentrionale	Ostia; Canetolo	Arenarie di Ostia
Plesi <i>et alii</i> (2000)	Appennino reggiano-parmense	Canetolo	Arenarie di Ostia
Riferimenti bibliografici sulle formazioni correlate con le Arenarie di Ostia			
Autori	Località	Unità tettonica	Formazione
Ludwig (1929)	Bobbio		Arenarie di Scabiazza
Braga (1965)	Valli Nure e Perino		Arenarie di Scabiazza
Abbate & Sagri (1970)	Appennino settentrionale		Arenarie di Scabiazza
Bettelli <i>et alii</i> (1989a, 1989c)	Appennino modenese		Arenarie di Scabiazza
Ghiselli <i>et alii</i> (1991)	Val Trebbia		Arenarie di Scabiazza
Plesi <i>et alii</i> (1993)	Appennino settentrionale	Ostia	Arenarie del Grontone
Daniele & Bianchi (1994)	Media Val di Taro	Canetolo	Arenarie del Grontone
Ghiselli <i>et alii</i> (1994)	Val Trebbia-Val Tidone	M. Cassio	Arenarie di Scabiazza
Costa <i>et alii</i> (1995)	Val Ceno-Val D'Arda		Arenarie di Case Baruzzo
Vescovi <i>et alii</i> (1999)	Val Pessola-Val Baganza	M. Cassio	Argille varicolori
Catanzariti <i>et alii</i> (2002)	Appennino settentrionale		Arenarie di Scabiazza

Descritte da LUDWIG (1929), BRAGA (1965), ABBATE & SAGRI (1970) e BETTELLI *et alii* (1989a, 1989c), le Arenarie di Scabiazza sono correlate da GHISELLI *et alii* (1991) e dalla maggior parte degli Autori con le Arenarie di Ostia e considerate da GHISELLI *et alii* (1994, *cum bibl.*) parte del complesso di base del Flysch del M. Cassio. Entrambe le formazioni quindi sono attribuite al Dominio Ligure Esterno (ELTER & PERTUSATI, 1973; ELTER *et alii*, 1996). Nella cartografia della Regione Emilia-Romagna, le Arenarie di Ostia vengono indicate con il nome formazionale di Arenarie di Scabiazza (CATANZARITI *et alii*, 2002).

Anche in questo Foglio le Arenarie di Ostia *Auctt.* sono correlate con le Arenarie di Scabiazza e attribuite alle Liguridi Esterne.

3. - I GESSI E LE QUARZITI AFFIORANTI TRA IL PASSO DEL CERRETO E LA VAL SECCHIA

I gessi della Val Secchia e i metasedimenti arenacei e pelitici associati (Quarziti della Rivaccia), descritti per la prima volta da ZACCAGNA (1884), sono stati in seguito studiati da ANELLI (1935b), BERTOLANI (1948), AZZAROLI (1950a), KRAMPE (1964) e GHELARDONI (1966) e, più recentemente, da CIARAPICA & PASSERI (1976), COLOMBETTI & FAZZINI (1986), ANDREOZZI *et alii* (1989), CALZOLARI *et alii* (1989), COLOMBETTI & ZERILLI (1989), CHICCHI & PLESI (1991b), PLESI *et alii*, (2000) e LUGLI (2001); le Quarziti della Rivaccia sono state, in particolare, studiate da RICCI (1968), PASSERI (1977), DI SABATINO *et alii* (1980) e CALZOLARI *et alii* (1989).

Certamente l'origine di questi depositi, la posizione geometrica e/o stratigrafica occupata e la loro correlazione con le formazioni equivalenti affioranti in Toscana ed in Umbria hanno suscitato l'interesse di più generazioni di geologi, che hanno formulato varie ipotesi, per spiegare origine e posizione dei Gessi di Sassalbo, del Calcere cavernoso e delle Quarziti della Rivaccia, affioranti nell'area di Sassalbo e del P.so del Cerreto.

ZACCAGNA (1884) e BERTOLANI (1948) hanno ipotizzato che i gessi (emiliani e toscani) potessero essere il risultato della trasformazione metasomatica di originari calcari, sia toscani che liguri; in queste ipotesi, quindi, non si teneva conto delle quarziti associate ai gessi, la cui presenza risulta incompatibile con la supposta origine metasomatica delle evaporiti.

ANELLI (1935b), che ha riconosciuto l'origine sedimentaria e l'età triassica dei gessi e delle quarziti affioranti in Toscana ed Emilia, li attribuisce al Dominio Toscano e interpreta i depositi triassici intercalati nelle unità alloctone sovrastanti di pertinenza toscana come scaglie tettoniche. Successivamente AZZAROLI (1950a) e GHELARDONI (1966) hanno confermato l'origine tettonica di tali scaglie. NARDI (1965) e BALDACCINI *et alii* (1967a) li hanno interpretati invece come olistostromi provenienti dal fronte dell'Unità tettonica della Falda Toscana; quest'ipotesi è stata in seguito riproposta da BALDACCINI *et alii* (1967b, *cum bibl.*).

I gessi e i depositi associati, benché sostanzialmente identici in Toscana e in Emilia, sono stati interpretati da KRAMPE (1964, 1969) come depositi basali di due distinte successioni sedimentarie, riferibili a due domini paleogeografici diversi: i depositi triassici affioranti a Sassalbo sono stati attribuiti al Dominio Toscano, mentre quelli affioranti in Emilia al Dominio Emiliano (KRAMPE, 1964) o più verosimilmente al Dominio Umbro (KRAMPE, 1969).

Pur accettando l'ipotesi di un unico dominio paleogeografico, ANDREOZZI *et alii* (1989) e PLESI *et alii* (2000) hanno riferito queste successioni al Dominio

Umbro. Secondo ANDREOZZI *et alii* (1989) questi depositi costituirebbero delle masse diapiriche migrate attraverso i nuclei mesozoici dell'Unità tettonica della Falda Toscana, lungo faglie trascorrenti sinorogeniche, per poi mettersi in posto come scaglie tettoniche durante le fasi successive che hanno interessato la catena.

In un recente lavoro, LUGLI (2001) ha descritto dettagliatamente la successione evaporitica affiorante in Val Secchia, correlandola con le Anidriti di Burano, e ha ricostruito le trasformazioni diagenetiche e post-diagenetiche di questi sedimenti, la cui messa in posto sarebbe legata alla tettonogenesi oligomiocenica della catena; la successiva dissoluzione di questi depositi avrebbe prodotto la formazione di breccie dolomitiche e del Calcare cavernoso.

In sintesi, le successioni evaporitiche affioranti in Val Secchia sono oggi concordemente correlate con le Anidriti di Burano della Successione Umbra (CIARAPICA e PASSERI, 1976; COLOMBETTI & FAZZINI, 1986; LUGLI, 2001) e riferite al Triassico superiore. Una ricostruzione completa della stratigrafia di queste successioni è però difficile, a causa delle deformazioni postdeposizionali e della limitata continuità latero-verticale.

I metasedimenti arenacei e pelitici, inglobati all'interno dell'ammasso evaporitico, sono stati descritti dettagliatamente da CALZOLARI *et alii* (1989), che li hanno interpretati come lembi di formazioni (Scisti sericitici e Pseudomacigno) appartenenti all'Autoctono *Auctt.* I dati raccolti suggeriscono di ipotizzare una messa in posto della successione evaporitica posteriore al metamorfismo dello Pseudomacigno. Inoltre, la presenza di anfiboliti all'interno delle breccie poligeniche del Calcare cavernoso (RICCI, 1968) implica una provenienza delle evaporiti dal Dominio Toscano interno, con una successiva traslazione verso l'esterno.

4. - POSIZIONE STRATIGRAFICA DELLE BRECCE POLIGENICHE *Auctt.* ASSOCIATE AL CALCARE CAVERNOSO

La difficoltà di attribuire alle Breccie poligeniche *Auctt.* una precisa posizione stratigrafica è sicuramente legata all'incerta natura (stratigrafica vs. tettonica) del loro contatto con il Calcare cavernoso, nonché all'insufficienza dei dati biostratigrafici disponibili. Questa difficoltà è accentuata dalla complessità nel distinguere e cartografare i corpi elastici contenuti nelle Breccie poligeniche *Auctt.*, diversi per caratteristiche litologiche, posizione stratigrafica ed età.

Per DALLAN NARDI & NARDI (1973, 1979), FEDERICI & RAGGI (1974), PATACCA *et alii* (1973), SANI (1985) e FAZZUOLI *et alii* (1998) le Breccie poligeniche *Auctt.*, interposte tra le Unità Metamorfiche Apuane e l'Unità

tettonica della Falda Toscana, si sono sedimentate durante la messa in posto dell'Unità tettonica della Falda Toscana sulle Unità Metamorfiche, già esumate ed erose. Quest'interpretazione è coerente con le microfaune a foraminiferi planctonici del Miocene inferiore che DALLAN NARDI (1979) e SANI (1985) hanno ritrovato nella matrice delle breccie. Nell'area di Metato, DALLAN NARDI (1979) segnala microfaune del Langhiano, mentre SANI (1985) segnala la presenza del Serravalliano (*Orbulina universa*) nei clasti nelle Breccie della Versilia, campionate nell'area di Casoli-Metato.

Secondo CERRINA FERONI *et alii* (1976), la maggior parte delle breccie presenti alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Breccie poligeniche *Auctt.*) mostra l'aspetto di una breccia meccanica, anche se in alcune località affiorano breccie sedimentarie di origine carsica, di età presumibilmente quaternaria, poiché riempiono generalmente cavità o fratture presenti all'interno delle breccie tettoniche stesse e/o del calcare a cellette (Calcare cavernoso *s.s.*). Secondo questi Autori, le breccie di origine carsica dovrebbero essere distinte dagli spezzoni di successione riferibili all'Unità tettonica della Falda Toscana, la cui apparente stratificazione sarebbe invece di origine diagenetica, essendo legata alla dissoluzione dei solfati e al loro successivo costipamento.

CARMIGNANI & KLIGFIELD (1990), CARMIGNANI *et alii* (1993, *cum bibl.*) e HODGKINGS & STEWART (1994), invece, hanno interpretato le Breccie poligeniche *Auctt.* come cataclastiche, prodotte durante le fasi di raccorciamento e di distensione della catena appenninica. Queste breccie si sarebbero cioè formate in parte lungo i piani di *thrust* durante la fase di raccorciamento e in parte in bacini sintettonici, individuati dalle superfici di *detachment*, durante le fasi distensive terziarie. Secondo questi Autori esistono quindi almeno due diversi tipi di breccie, una di origine tettonica e una di origine sedimentaria, alla quale apparterebbero le breccie di Metato o della Versilia di età terziaria. Anche FANTOZZI (1992), riconoscendo l'origine tettonica di questi depositi, ha messo in dubbio la posizione stratigrafica attribuita alle Breccie di Metato tra il M. Prana e il M. Gevoli (Alpi Apuane meridionali), che non sarebbero interposte tra l'Autoctono *Auctt.* e l'Unità tettonica della Falda Toscana, ma geometricamente sovrastanti le formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana stessa; la loro sedimentazione sarebbe avvenuta nei bacini sintettonici terziari, durante le fasi estensionali che hanno portato alla riesumazione dell'Autoctono *Auctt.*

Nell'area di questo Foglio, come nel contiguo Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana, le breccie associate al Calcare cavernoso vengono attribuite al Miocene inferiore, sulla base delle microfaune segnalate da DALLAN NARDI (1979) e da SANI (1985).

5. - SUCCESSIONI LACUNOSE E SUCCESSIONI CONDENSATE NELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Gli sporadici affioramenti delle successioni mesozoiche appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana (zona di Villa-Rocca Soraggio, all'estremità sud-orientale del Foglio; alto corso dei torrenti Rosaro e Mommio, a nord-est di Fivizzano) presentano i caratteri tipici di successioni lacunose e condensate.

Ciò è imputabile, secondo la ricostruzione di diversi Autori (BOCCALETTI & SAGRI, 1967; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; CERRINA FERONI & PATACCA, 1975), ad una differente evoluzione tettono-sedimentaria di alcuni settori del Dominio Toscano.

In particolare, FAZZUOLI (1980) e FAZZUOLI & SGUAZZONI (1986) individuano tra La Spezia e Pistoia quattro zone isopiche ad andamento trasversale rispetto alle direttrici appenniniche, dove la sedimentazione ha caratteri bacinali, con successioni complete e forti spessori, e caratteri di alto, con successioni incomplete e spessori molto ridotti (fig. 6):

- bacino di La Spezia;
- alto di Roggio-Pania di Corfino;
- bacino del Serchio-Lima;
- alto di Monsummano-Montecatini Terme

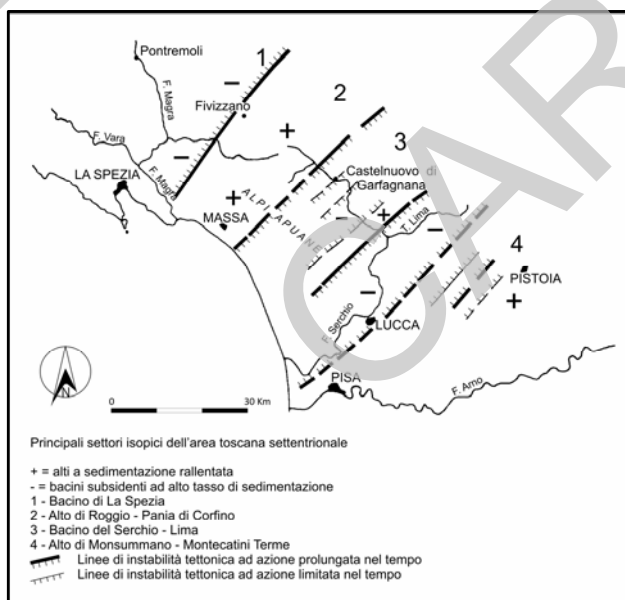


Fig. 6 - I settori isopici principali dell'area toscana settentrionale (da FAZZUOLI et alii, 1985, modificato).

6. - LE SUCCESSIONI SEDIMENTARIE COMPRESSE TRA IL TETTO DEL MACIGNO E LA BASE DELLE ARENARIE DI MONTE MODINO: DEPOSITI GRAVITATIVI IN MASSA (OLISTOSTROMA) O MÉLANGE BASALE DELL'UNITÀ TETTONICA MODINO?

Nei numerosi lavori sulle successioni sedimentarie poste tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino esiste un sostanziale accordo sulla loro posizione geometrica, mentre sono ancora motivo di discussione i loro rapporti - secondo alcuni Autori stratigrafici, secondo altri tettonici - e la posizione paleogeografica dei bacini di sedimentazione del Macigno e delle Arenarie di Monte Modino. Si sono così delineate due correnti di pensiero.

La prima prevede che i depositi gravitativi in massa (olistostroma) siano stratigraficamente intercalati tra le due formazioni silicoclastiche e che esse siano in continuità di sedimentazione (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; NARDI & TONGIORGI, 1962; NARDI, 1964a, 1964b, 1965; BALDACCI *et alii*, 1967b; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; SAGRI, 1975; MARTINI & SAGRI, 1977; DALLAN *et alii*, 1981; ABBATE & BRUNI, 1989). Pur concordando sulla continuità di sedimentazione tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino, BRUNI & PANDELI (1992) pongono il limite tra queste due formazioni circa 400-500 m sotto la base dell'Olistostroma di Monte Modino; conseguentemente l'Olistostroma di Monte Modino e le sovrastanti Argille di Fiumalbo e Marne di Marmoreto sarebbero intercalati nelle Arenarie di Monte Modino. Nell'area di Monte Modino PERILLI (1992, 1994 *cum bibl.*) distingue all'interno dell'Olistostroma di Monte Modino cinque unità informali, che si ripetono senza alcun ordine stratigrafico; la loro messa in posto, così come quella delle Argille di Fiumalbo e delle Marne di Marmoreto, può essere avvenuta o nel bacino di sedimentazione del Macigno oppure sulla scarpata tettonicamente attiva che bordava verso occidente l'avanfossa del Macigno.

La seconda corrente di pensiero prevede invece che le successioni presenti alla base delle Arenarie di Monte Modino siano da considerare come un "complesso di base" di un'altra unità tettonica (Unità tettonica Modino o Modino-Cervarola), costituite da successioni argilloso-calcaree, calcaree e pelitiche, i cui rapporti originariamente stratigrafici sarebbero stati tettonizzati successivamente. Tali depositi si sarebbero sedimentati, a partire dal Cretacico inferiore, in un bacino interno a quello di sedimentazione del Macigno (REUTTER, 1969; REUTTER & GROSCURTH, 1978; GÜNTHER & REUTTER, 1985; BETTELLI *et alii*, 1989a, 1989b, 1989c; MARTINI & PLESI, 1988; CATANZARITI *et alii*, 1991; CHICCHI & PLESI, 1992).

Come riportato nella fig. 7, i depositi situati tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino affioranti nei Fogli 234 e 250 (versante toscano) sono considerati

in continuità di sedimentazione (Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto, Olistostroma di Monte Modino), mentre lo stesso intervallo affiorante sul versante emiliano dei Fogli 234 e 250 e nel Foglio 235 Pievepelago viene attribuito da PLESI *et alii* (1998, 2000) e PLESI (2002) ad una unità sovrastante (“Unità tettonica Modino”), la cui base, costituita da un *mélange* con successioni del Dominio Ligure Esterno (“Flysch dell’Abetina Reale” e “Successione argilloso-calcareo pre-campaniana”) e del Dominio Subligure (Argille e calcari di Ponte Biola, Calcari del Giardino), corrisponde all’Olistostroma di Monte Modino.

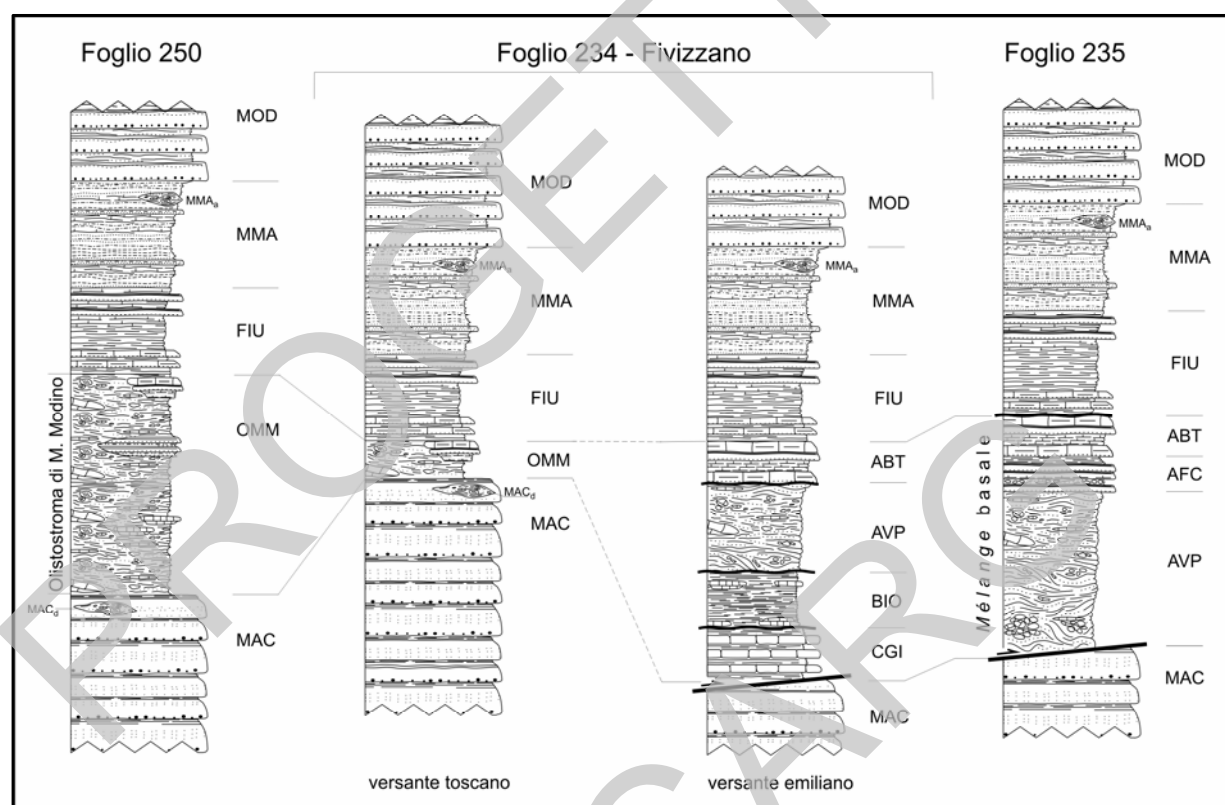


Fig. 7 – Litostratigrafia dei depositi sommitali della Falda Toscana affioranti nell’Appennino Tosco-Emiliano. MAC: Macigno (MAC_a= paraconglomerati); OMM: Olistostroma di Monte Modino; FIU: Argille di Fiumalbo; MMA: Marne di Marmoreto (MMA_a: paraconglomerati e brecce); MOD: Arenarie di Monte Modino; CGI: Calcari del Giardino; BIO: Argille e calcari di Ponte Biola; AVP: Successione argilloso-calcareo pre-campaniana; ABT: Formazione dell’Abetina Reale; AFC: Formazione del Fosso della Cà.

Anche sul versante toscano, pur non essendo state distinte in carta perché discontinue e con modesti spessori, sono state descritte alcune litofacies all’interno dell’Olistostroma di Monte Modino, che ben si correlano con le formazioni del *Mélange* basale, come evidenziato nella fig. 7, dove sono state correlate anche le formazioni e le litofacies studiate da altri Autori nelle stesse

aree o in aree limitrofe (Foglio 235 Pievepelago; PLESI, 2002). In particolare, la litofacies calcareo-marnosa e la litofacies argillitico-calcareo del versante toscano sono confrontabili, rispettivamente, con la Formazione dell'Abetina Reale e con la Successione argilloso-calcareo, mentre le Argille e calcari di Ponte Biola e i Calcari del Giardino in Toscana sono assenti.

A completamento di questo quadro, si riporta una sintesi delle considerazioni di PLESI *et alii* (2000) sull'evoluzione tettono-sedimentaria di tale unità tettonica. Questi Autori intendono l'Unità tettonica Modino (MARTINI & PLESI, 1988) come un corpo alloctono di derivazione interna, suddiviso in due sotto-unità: la Sotto-unità Modino-Pievepelago (MOCHI *et alii*, 1996) e la Sotto-unità Ventasso (CHICCHI & PLESI, 1995; MOCHI *et alii*, 1996), equivalente all'Unità Sestola-Vidiciatico (BETTELLI & PANINI, 1987), rispettivamente sovrapposte al Macigno e alle Arenarie di Monte Cervarola. Essi pongono la prima sotto-unità al tetto del Macigno dell'Alpe di Succiso - M. Casarola e la seconda al tetto delle varie finestre di Arenarie di Monte Cervarola, affioranti nel settore nord-orientale del Foglio. Le due aree, sono separate dal "thrust della Gabellina", tra il Passo del Cerreto e Cerreto Alpi, che costituirebbe un segmento della struttura M. Orsaro-Val di Lima-M. Cetona e corrisponderebbe quindi al cosiddetto fronte della Falda Toscana.

In particolare, secondo PLESI *et alii* (2000), la parte basale della successione di Monte Modino rappresenta un *mélange* tettonico, costruito in una lunga evoluzione a partire dal Cretacico (CHICCHI & PLESI, 1995; MOCHI *et alii*, 1996). Alla fine dell'Eocene superiore - inizio Oligocene, avendo già scavalcato buona parte del Dominio Subligure e incorporato parte delle successioni di tale dominio, questo *mélange* si configurava come un prisma di notevole spessore che iniziava a sovrascorre verso la parte esterna del Dominio Subligure e la parte interna del Dominio Toscano. Sulla scarpata di questo prisma si sarebbero deposte fra il Priaboniano e la fine dell'Oligocene le Argille di Fiumalbo e le Marne di Marmoreto. A partire dal limite Oligocene-Miocene, quando il prisma aveva già ricoperto totalmente il Dominio Subligure, la sedimentazione di scarpata avrebbe lasciato il posto, soprattutto verso l'esterno, ad una sedimentazione torbidityca di tipo bacinale: le Arenarie di Monte Modino.

L'evoluzione strutturale successiva sarebbe avvenuta in modo tale che la parte più interna di questo apparato (in cui i depositi di scarpata o di margine di bacino erano nettamente preponderanti) ha sovrascorso su quella più esterna (che comprende i più spessi depositi arenacei silicoclastici oligomiocenici). La successione della Sotto-unità Modino-Pievepelago viene quindi da tali Autori scomposta in due elementi strutturali più importanti, indicati dall'alto come "Elemento Pievepelago" (più ricco di depositi emipelagici) ed "Elemento Modino-La Nuda" (più ricco di depositi silicoclastici). Come effetto di questa

strutturazione, e della concomitante traslazione verso l'esterno di tutto il sistema di scaglie, si sarebbe formato un nuovo prisma più esterno del precedente, sul quale, verosimilmente a partire dalla fine dell'Aquitaniense, in condizioni di mobilità tettonica, si sarebbe impostata una nuova sedimentazione silicoclastica emipelagica o a torbiditi molto fini (Marne di Civago e Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia) passante verso l'esterno alle Arenarie di Monte Cervarola.

Ricapitolando, tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino affiorano successioni sedimentarie eterogenee, cartografate come Olistostroma di Monte Modino sul versante toscano e come *Mélange* basale su quello emiliano.

7. - DATI BIOSTRATIGRAFICI DELLE FORMAZIONI PELITICHE ED ARENACEE AL TETTO DELL'UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

I dati biostratigrafici disponibili per il Macigno, le Argille di Fiumalbo, le Marne di Marmoreto e le Arenarie di Monte Modino possono essere raggruppati sulla base dei foraminiferi (bentonici e planctonici), raccolti precedentemente agli anni '90 e sulla base dei nannofossili calcarei, acquisiti posteriormente agli anni '90.

Utilizzando i foraminiferi, BORTOLOTTI & PIRINI (1965), ABBATE (1966, 1969), DALLAN NARDI (1968) attribuiscono il Macigno all'Oligocene medio-superiore; AMADESI & MARABINI (1967) riferiscono la parte alta del Macigno al Miocene (?basale); ABBATE & BORTOLOTTI (1961) e DALLAN (1962) datano le Argille di Fiumalbo e le sovrastanti Marne di Marmoreto all'Oligocene; COCCIONI & WEZEL (1980) e DALLAN et alii (1981) attribuiscono entrambe le formazioni all'Oligocene superiore. Le datazioni di questi Autori, ad eccezione di AMADESI & MARABINI (1967), sono quindi coerenti con l'ipotesi di una sedimentazione silicoclastica (Macigno) durante l'Oligocene superiore, interrotta dalla messa in posto di *debris flows*, *slump* e *slides* (olistostroma), a cui ha fatto seguito nell'Oligocene superiore la sedimentazione pelitica (Argille di Fiumalbo e Marne di Marmoreto) e quella silicoclastica (Arenarie di Monte Modino).

CATANZARITI *et alii* (1991), COSTA *et alii* (1992), CATANZARITI *et alii* (1996), PLESI *et alii* (1998, 2000), basandosi sui nannofossili calcarei, hanno attribuito la parte alta del Macigno all'Oligocene sommitale-Miocene basale, le Argille di Fiumalbo all'Eocene superiore-Oligocene inferiore, le Marne di Marmoreto all'Oligocene sommitale e le Arenarie di Monte Modino al Miocene basale.

8. - LITOSTRATIGRAFIA DELLE SUCCESSIONI RIFERITE ALL'UNITÀ TETTONICA CERVAROLA

Nell'Appennino Settentrionale le successioni sedimentarie riferite all'Unità tettonica Cervarola affiorano nell'area di Bobbio in Lunigiana e nell'Appennino reggiano-parmense, modenese-bolognese e pistoiese. A causa della tettonica polifasata, queste successioni, spesso esposte in finestre tettoniche, sono molto deformate; di conseguenza non sempre è possibile osservare i contatti primari tra le formazioni o i membri attribuiti a quest'unità. Inoltre, in alcune aree affiorano membri o litofacies con spessore ridotto ed estensione limitata. Questo ha portato ad una proliferazione di nomi formazionali, che ha contribuito a complicare le correlazioni a scala regionale (Tab. 2). Inoltre la stratigrafia di alcune successioni è ancora incerta, a causa della frequente monotonia litologica (dominata da peliti emipelagiche o torbidi silicoclastiche bacinali) e dell'intensa deformazione tettonica. Recentemente l'analisi sedimentologica, lo studio petrografico delle areniti e la datazione in base ai nannofossili calcarei hanno contribuito a chiarire la stratigrafia delle singole unità litostratigrafiche dell'Unità tettonica Cervarola.

Sebbene alcuni Autori suggeriscano di attribuire alla "Successione del Monte Cervarola" il rango di gruppo ed elevare al rango di formazione i membri e a quello di membro le litofacies distinte (cfr. Note Illustrative del Foglio 252 Barberino di Mugello, BETTELLI *et alii*, 2002, *cum bibl.*), altri Autori (tra cui gli estensori delle presenti note), hanno preferito conservare il rango di formazione per le Marne di Civago, la Formazione di Serpiano (equivalente alla Formazione di Pracchiola) e le Arenarie di Monte Cervarola, distinguendo al loro interno membri o litofacies. Comunque la maggior parte degli Autori riconosce che i depositi emipelagici di scarpata comprendono sostanzialmente le Marne di Civago, mentre la porzione inferiore della Formazione di Serpiano (Membro dei Poggi di Fontanaluccia) rappresenta la successione di transizione tra i depositi di scarpata e quelli bacinali; questi ultimi comprendono la parte alta della Formazione di Serpiano (Membro del T. Civasola o Membro del Castellino) e delle sovrastanti Arenarie di Monte Cervarola.

Le Marne di Civago (GHELARDONI *et alii*, 1962) sono generalmente facili da riconoscere e cartografare, anche se talvolta, quando le condizioni di affioramento sono pessime o l'estensione e la potenza degli affioramenti limitate, è difficile distinguerle dal membro basale della sovrastante Formazione di Serpiano, ovvero dal Membro dei Poggi di Fontanaluccia. All'interno delle Marne di Civago, invece, non è mai stata proposta una suddivisione in membri o litofacies.

Tab. 2 - *Principali riferimenti bibliografici sulle formazioni ed i membri distinti all'interno dell'Unità tettonica Cervarola.*

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

La Formazione di Serpiano (PLESI *et alii*, 2000), equivalente alla Formazione di Pracchiola di PLESI *et alii* (1998), comprende più membri. Nell'Appennino Tosco-Emiliano (area di Pracchiola, Foglio 216 Borgo Val di Taro) e nell'Appennino Modenese la porzione inferiore della Formazione di Serpiano è rappresentata dal Membro dei Poggi di Fontanaluccia di PLESI *et alii* (1998), corrispondente alle Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia di CHICCHI & PLESI (1992); la porzione superiore della formazione è rappresentata dal Membro del T. Civasola nell'area di Pracchiola, dove non affiorano le Arenarie di Monte Cervarola (PLESI *et alii*, 1998) e dal Membro di Castellino nell'area del Foglio 235 Pievepelago, dove affiorano anche le Arenarie di Monte Cervarola (PLESI, 2002). Infine, nell'area di questo Foglio affiora il Membro del Rio Scuro (riconoscibile lungo il torrente omonimo, a ovest di Succiso); questo membro, in continuità di sedimentazione con le Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia, secondo PLESI *et alii* (2000) è correlabile con il Membro di Castellino (area di Pievepelago, Foglio 235 omonimo) e dubitativamente anche con il Membro del T. Civasola (area di Pracchiola, Foglio 216 Borgo Val di Taro). Le Arenarie di Monte Cervarola, affioranti nell'Appennino toscano-emiliano tra la finestra tettonica di Bobbio e il Mugello, sono state descritte da CHICCHI & PLESI (1991a, 1991b, 1992, 1995), MUTTI (1992), ANDREOZZI (1992), ANDREOZZI & DI GIULIO (1994), ANDREOZZI *et alii* (1996), PLESI *et alii* (1998, 2000) e BOTTI *et alii* (2002). All'interno di questa formazione sono stati distinti più membri, (come il Membro degli Amorotti di PLESI *et alii*, 1998, corrispondente al Membro del T. Dardagna di BOTTI *et alii*, 2002) o sistemi deposizionali (come il sistema di Torre degli Amorotti di MUTTI *et alii*, 1992 e ANDREOZZI *et alii*, 1996).

In sintesi, mentre in alcune aree (finestra di Pracchiola) affiorano solo le Marne di Civago e la Formazione di Serpiano, rappresentata dal Membro dei Poggi di Fontanaluccia e dal Membro del T. Civasola (sistema Civago-Fontanaluccia di PLESI *et alii*, 1998), in altre aree (Pievepelago) affiora l'intera successione, costituita dalle Marne Civago, dalla Formazione di Serpiano (con il Membro dei Poggi di Fontanaluccia e il Membro di Castellino) e dalle Arenarie di Monte Cervarola (rappresentate dal Membro del T. Dardagna di BOTTI *et alii*, 2002, corrispondente al Membro degli Amorotti di PLESI *et alii*, 1998, 2000); in altre aree ancora affiorano invece solo le Arenarie di Monte Cervarola (BOTTI *et alii*, 2002). Per la bibliografia sull'Unità tettonica Cervarola precedente gli anni '90 si rimanda ai lavori citati.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino Settentrionale è una catena a falde di ricoprimento, costituita da più unità tettoniche deformate e strutturate durante la collisione continentale tra la Placca Europea e quella Africana e la successiva migrazione est-vergente del fronte di compressione nord-appenninico. Il processo di riavvicinamento tra la Placca Europea (Placca Iberica) e la Placca Africana (Placca Adria) inizia nel Cretacico superiore e si conclude nell'Eocene medio, con la collisione tra i due blocchi continentali, ovvero con la fase tettonica ligure, che porta alla completa chiusura del Dominio Ligure ed alla strutturazione delle Unità Liguri, con accavallamento di quelle interne su quelle esterne. Con la collisione continentale il quadro geodinamico cambia, evolvendo da una subduzione attiva ad una subduzione passiva, che porta all'arretramento flessurale della Placca Adria ed alla migrazione del sistema avanfossa-catena verso i quadranti orientali. Con la migrazione del fronte di compressione, le Unità Liguri si accavallano prima sulle Unità Subliguri e poi sull'Unità tettonica della Falda Toscana, che a sua volta si accavalla sulle unità tettoniche più esterne. Durante la migrazione della paleocatena, lembi di successioni di origine ligure e subligure franano come olistostromi all'interno dell'avanfossa oligo-miocenica. Al procedere della migrazione del fronte di compressione verso i quadranti orientali, il margine tirrenico è interessato da una tettonica distensiva, con conseguente apertura di bacini neogenici marini e continentali (fig. 8).

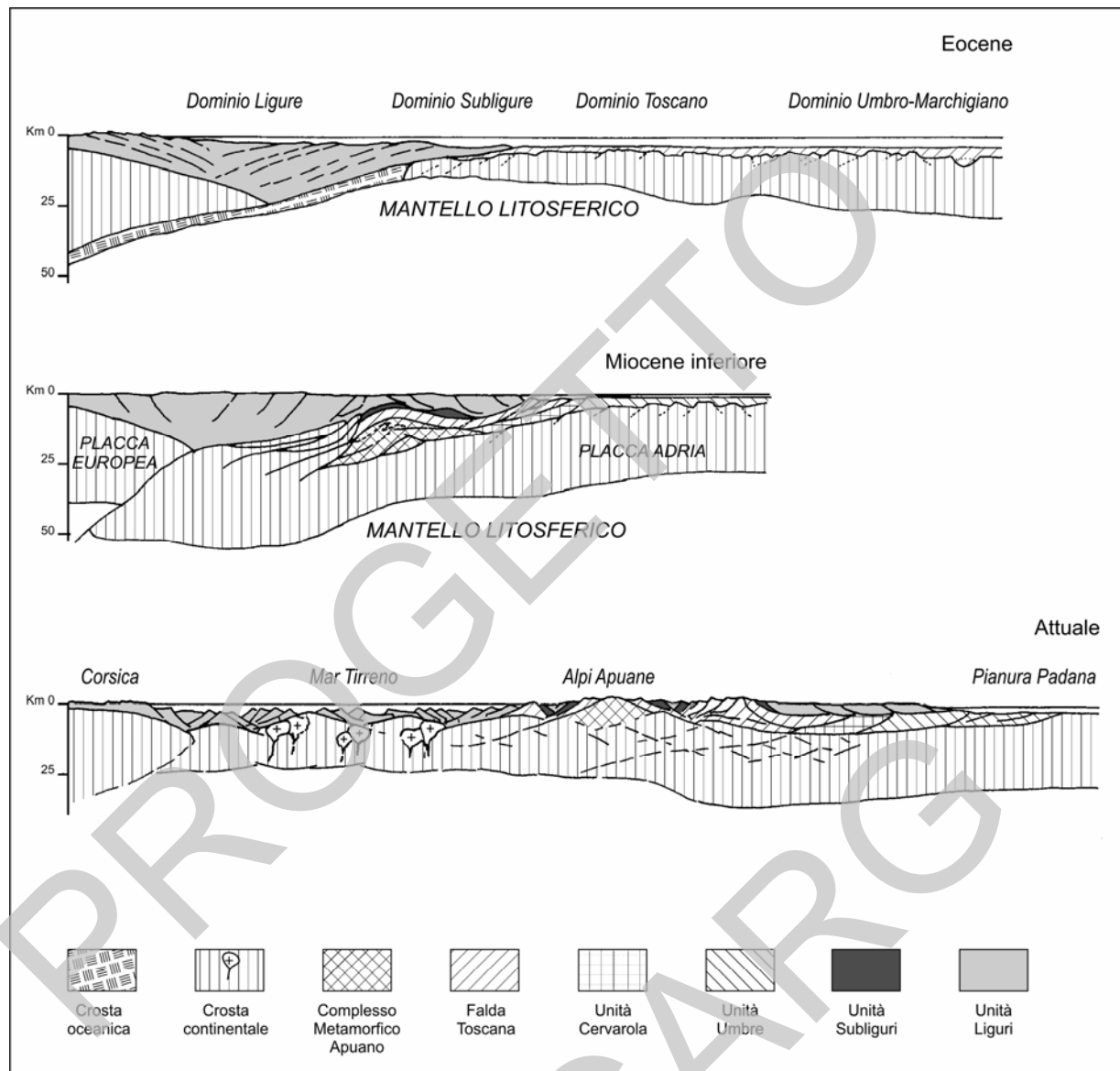


Fig. 8 - Schema dell'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale (da CARMIGNANI et alii, 1994, modificato).

1. - LE UNITÀ TETTONICHE

L'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale, legata alle fasi di chiusura della Tetide occidentale (Cretacico superiore-Eocene medio) ed alla migrazione del sistema catena-avanfossa-avampaese (Eocene medio-Miocene inferiore), ha portato alla deformazione ed alla strutturazione delle diverse unità tettoniche, appartenenti al Dominio Ligure Interno (Bracco-Val Graveglia), al Dominio Ligure Esterno (Unità tettonica Ottone ed Unità tettonica Caio), al

Dominio Subligure (Unità tettonica Canetolo) e al Dominio Toscano (Unità tettonica della Falda Toscana e Unità tettonica Cervarola). Esse sono descritte di seguito in ordine di sovrapposizione geometrica, dall'alto verso il basso (tav. 1).

Unità tettonica Bracco - Val Graveglia. L'unità, appartenente al Dominio Ligure interno e affiorante nei dintorni di Sparavalle (angolo nord-est della carta), è rappresentata solo da un piccolo lembo di Argille a palombini. Per maggiori dettagli si rimanda alla vasta bibliografia esistente oppure, per una sintesi, alle Note Illustrative del Foglio 233 Pontremoli.

Unità tettonica Ottone. L'unità affiora estesamente sul versante toscano ed è prevalentemente costituita nella parte superiore dalle potenti successioni calcareo-marnose del Flysch di Ottone (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) e alla base da depositi clastici (Complesso di Casanova), affioranti con discontinuità e spessori limitati. Le successioni detritiche, spesso molto deformate, sono caratterizzate dalla presenza delle ofioliti (gabbri e basalti) e della loro copertura sedimentaria (Diaspri di Monte Alpe, Calcari a calpionelle, Argille a palombini). Nel contiguo Foglio 233 Pontremoli i depositi basali dell'Unità tettonica Ottone sono spessi e continui e le ofioliti, rimaneggiate, sono rappresentate anche da megabrecce ed olistoliti di notevoli dimensioni, fino a vere e proprie scaglie tettoniche. Un'altra caratteristica peculiare di questa unità è la presenza di depositi clastici grossolani ricchi di ofioliti (Argilliti di Monte Veri, cfr. Complesso di Monte Veri) anche all'interno delle torbiditi calcareo-marnose (Flysch di Ottone). L'abbondante detritismo ofiolitico di questa unità suggerisce di localizzare il bacino di sedimentazione dell'Unità tettonica Ottone tra il Dominio Ligure Interno con crosta oceanica ed il settore esterno del Dominio Ligure Esterno con crosta continentale, in una posizione più interna rispetto alla sottostante Unità tettonica Caio (ELTER, 1994; MARRONI et alii, 2001).

Unità tettonica Caio. Quest'unità, affiorante nella porzione settentrionale del Foglio, si sovrappone all'Unità tettonica Canetolo e comprende nella parte superiore torbiditi calcareo-marnose (Flysch di Monte Caio = Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) e alla base successioni pelitiche (Argilliti di San Siro) e/o depositi clastici grossolani (Brecce di Monte Palerà), spesso discontinui e con cattive esposizioni. A quest'unità sono attribuite anche le Arenarie di Ostia *Auctt.* (vedi cenni storici), che PLESI *et alii* (2000) attribuiscono alla parte basale dell'Unità tettonica Canetolo, mentre nell'area di Pracchiola (Foglio 216 Borgo Val di Taro) sono considerate un'unità tettonica distinta (PLESI *et alii*, 1998). La discontinuità degli affioramenti, le pessime esposizioni e l'estrema tettonizzazione non permettono di definire i rapporti latero-verticali tra le

successioni silicoclastiche (Arenarie di Ostia *Auctt.*) e quelle pelitiche (Argilliti di San Siro), per cui non è possibile stabilire in maniera univoca la natura del contatto tra le due formazioni.

Sebbene la stratigrafia di questa unità sia ancora oggetto di discussione, tuttavia la presenza sia di ofioliti (nelle Breccie di Monte Palerà) che di elementi di cristallino (nelle Arenarie di Ostia *Auctt.*) suggeriscono di localizzare l'area di sedimentazione dell'Unità tettonica Caio in un posizione più interna rispetto all'Unità tettonica Cassio e, presumibilmente, in un settore interno del Dominio Ligure Esterno (vedi cenni storici).

Unità tettonica Canetolo. L'Unità tettonica Canetolo, diffusa in tutta l'area del Foglio, è costituita da successioni argilloso-calcaree e calcareo-marnose (Argille e calcari di Canetolo e Calcari di Groppo del Vescovo), che mostrano una notevole affinità litostratigrafica con le successioni Liguri Esterne, e da depositi silicoclastici (Arenarie di Ponte Bratica e Arenarie di Petrignacola), i quali invece presentano maggiori affinità con le successioni oligo-mioceniche Epiliguri e Toscane.

Come sarà discusso in seguito, secondo gli estensori delle presenti note, le Arenarie di Ostia *Auctt.* non sono da attribuire all'Unità tettonica Canetolo, ma alle Unità Liguri Esterne. Inoltre, alcuni Autori (VESCOVI, 1998; CATANZARITI & VESCOVI, 1998) considerano le Arenarie di Petrignacola come un'unità tettonica indipendente, deponesi all'interno del bacino di sedimentazione delle Arenarie di Ponte Bratica. Tutti gli Autori sono concordi nel posizionare l'Unità tettonica Canetolo in un dominio con crosta continentale compreso tra il Dominio Ligure Esterno e il Dominio Toscano, che veniva progressivamente deformato a causa dell'avanzamento del fronte di compressione.

Unità tettonica della Falda Toscana. Questa unità tettonica, molto diffusa nell'area rilevata, è ricoperta dall'Unità Canetolo, dall'Unità tettonica Caio e dall'Unità tettonica Ottone ed è rappresentata soprattutto da successioni torbiditiche silicoclastiche. Nell'area di questo Foglio, la porzione basale dell'Unità tettonica della Falda Toscana comprende depositi evaporitici e carbonatici di piattaforma (Gessi di Sassalbo, Calcare cavernoso e Calcare massiccio) e depositi calcareo-siliceo-marnosi emipelagici e pelagici (Calcari ad Angulati, Rosso ammonitico, Calcare selcifero di Limano, Calcari e marne a Posidonia, Diaspri e Maiolica). La sovrastante Scaglia toscana è costituita da litofacies pelitiche e calcareo-pelitiche bacinali e di rampa con intercalazioni di depositi clastici grossolani (Breccie calcareo-silicee) e di calcari pelagici (Calcari di Puglianella). I depositi sommitali dell'Unità tettonica della Falda Toscana sono invece essenzialmente rappresentati dalle torbiditi silicoclastiche

oligomioceniche del Macigno e delle Arenarie di Monte Modino.

A differenza di quanto si osserva nel contiguo Foglio 250 Castelnuovo Garfagnana, in questo Foglio le formazioni del Giurassico inferiore-Cretacico inferiore (Calcere selcifero di Limano, Calcari e marne a Posidonia, Diaspri e Maiolica) e la porzione basale della Scaglia toscana affiorano in lembi esigui, discontinui e disarticolati nelle aree di Corfino, Soraggio, Mommio e Val Secchia (vedi cenni storici). Inoltre la successione triassica (Gessi di Sassalbo e Calcere cavernoso) giace alla base di scaglie tettoniche comprendenti la parte superiore dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto, Arenarie di Monte Modino) o l'Unità tettonica Canetolo³.

Unità tettonica Cervarola. Quest'unità tettonica, non molto rappresentata nell'area rilevata, è stata oggetto di studio da parte di molti ricercatori per cercare di definirne i rapporti con i sovrastanti depositi silicoclastici dell'Oligo-Miocene (Macigno e Arenarie di Monte Modino). L'Unità tettonica Cervarola comprende le Marne di Civago, la Formazione di Serpiano e le Arenarie di Monte Cervarola (PLESI *et alii*, 2000). Per alcuni Autori questa successione rappresenta, almeno per la sua parte più interna, l'espressione sedimentaria di un bacino tettonicamente attivo posto sul fronte in compressione della paleocatena (bacino di *wedge-top*), in avanzamento verso i quadranti orientali (MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI, 1992; LABAUME, 1992; COSTA *et alii*, 1998; PLESI, 2002). Altri Autori invece attribuiscono le successioni torbiditiche dell'Unità tettonica Cervarola ai depositi dell'avanfossa nord-appenninica (BRUNI & PANDELI, 1980; CATANZARITI *et alii*, 2002).

I rapporti geometrici e stratigrafici tra le Arenarie di Monte Cervarola, i depositi sommitali dell'Unità tettonica della Falda Toscana (ovvero le Arenarie di Monte Modino) e le Arenarie di Monte Falterona (Valdarno superiore) sono tuttora oggetto di discussione, anche a causa delle analogie litologiche delle successioni torbiditiche silicoclastiche oligo-mioceniche. Attualmente, in base alla posizione strutturale e ai caratteri lito e biostratigrafici recentemente acquisiti, le Arenarie di Monte Cervarola sono abbastanza facilmente distinguibili dalle Arenarie di Monte Modino, mentre è più problematica la distinzione tra le Arenarie di Monte Cervarola e le Arenarie di Monte Falterona, soprattutto in senso longitudinale alla catena.

³ In questo Foglio affiorano, come megaclasti all'interno delle breccie mioceniche situate alla base del Calcere cavernoso, ridotti lembi di micascisti e anfiboliti, appartenenti quasi sicuramente al basamento paleozoico dell'Autoctono *Auctt.* Anche gli sporadici affioramenti alla base della Falda Toscana, comprendenti depositi terrigeni in facies continentale e marina del Trias medio (Quarziti della Rivaccia, paragonabili agli Formazione di Vinca), potrebbero essere dubitativamente attribuiti all'Autoctono *Auctt.* In mancanza però di riferimenti più precisi, si è preferito collocare le Quarziti della Rivaccia alla base della Falda Toscana.

Per alcuni Autori c'è continuità longitudinale tra le Arenarie di Monte Cervarola e le Arenarie di Monte Falterona (BRUNI & PANDELI, 1980; GÜNTHER & REUTTER, 1985; ABBATE e BRUNI, 1989, *cum bibl.*); per altri Autori invece queste formazioni appartengono a due distinte unità tettoniche (CATANZARITI *et alii*, 2002; COSTA *et alii*, 1998) ed il limite meridionale dell'Unità tettonica Cervarola è rappresentato dalle Marne di Vicchio, affioranti nel bacino del Mugello (PLESI *et alii*, 2002, *cum bibl.*).

2. - EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

L'evoluzione tettono-sedimentaria delle successioni affioranti nel Foglio 234 Fivizzano riflette l'evoluzione del margine settentrionale della Placca Adria (Dominio Toscano e Subligure) e dell'area di transizione compresa al margine meridionale della Tetide (Dominio Ligure Esterno) caratterizzato da crosta di transizione (continentale-oceanica).

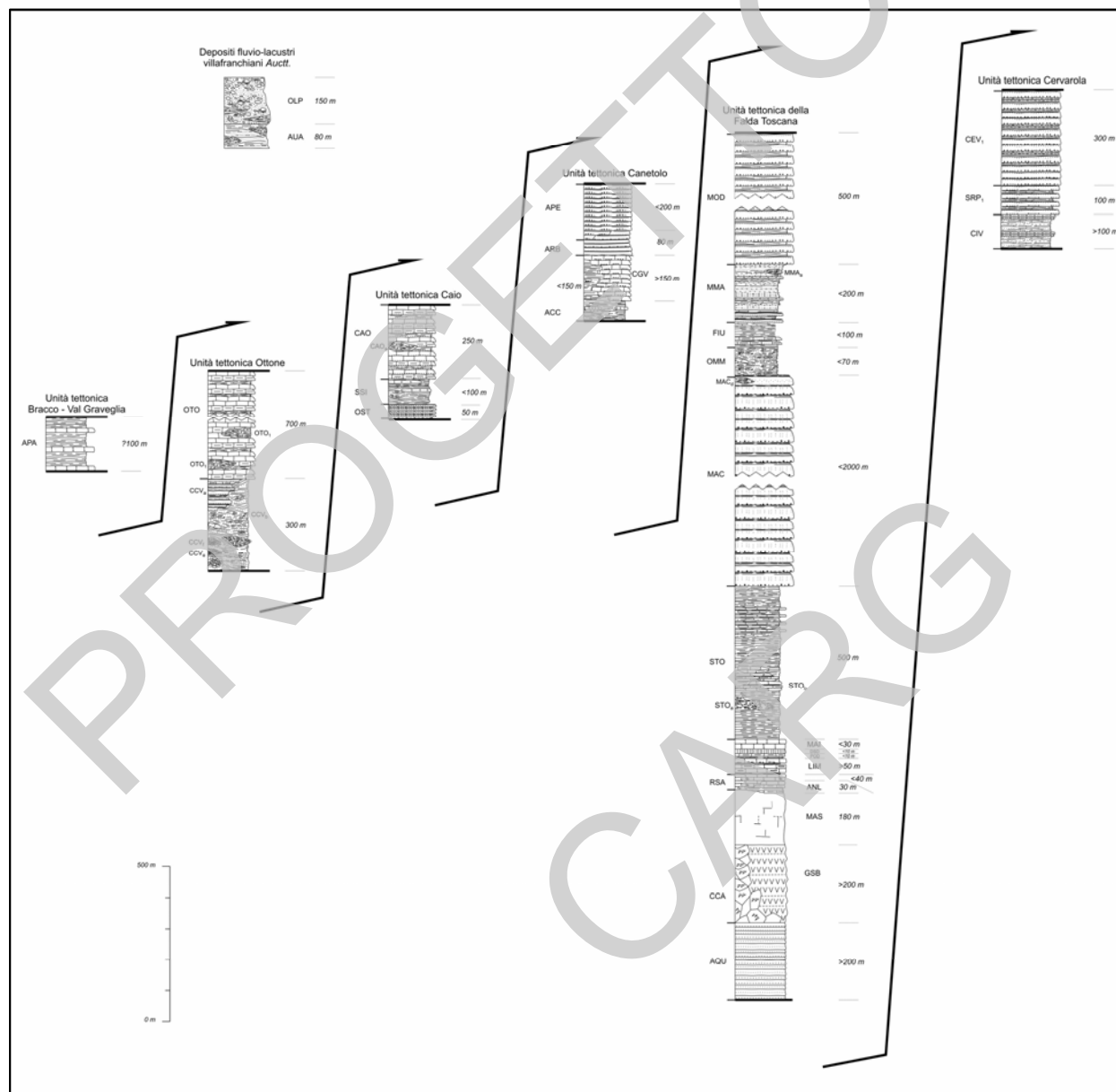
Con le fasi iniziali di apertura della Tetide occidentale (Triassico superiore), il Dominio Toscano è caratterizzato da una sedimentazione prima fluviale e poi costiera (Quarziti della Rivaccia, cfr. Verrucano *Auctt.*), che nel Triassico superiore-Giurassico inferiore evolve ad una sedimentazione evaporitica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

Nel Giurassico medio-superiore la sedimentazione silicea pelagica profonda è ubiquitaria, sia su crosta oceanica (Diaspri di Monte Alpe) che su crosta continentale (Diaspri); al passaggio Giurassico-Cretacico, la sedimentazione bacinale è francamente carbonatica e successivamente, nel Cretacico inferiore, diventa progressivamente più pelitica (Calcari a calpionelle e Argille a palombini su crosta oceanica; Maiolica e Scaglia toscana su crosta continentale). Nel Cretacico superiore, con l'inizio della chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese, la sedimentazione si differenzia notevolmente nei diversi domini e al loro interno: nel Dominio Ligure Interno inizia una sedimentazione silicoclastica di fossa (Scisti della Val Lavagna ed Arenarie del Gottero) che termina nel Paleocene basale con la messa in posto di depositi clastici grossolani

di scarpata (Scisti del Bocco); nella porzione più interna del Dominio Ligure Esterno le successioni del Cretacico superiore sono ricche di ofioliti risedimentate (sedimenti basali dell'Unità tettonica Ottone e dell'Unità tettonica Caio), mentre in quella più esterna prevalgono i depositi silicoclastici (Arenarie di Ostia *Auctt.* e Arenarie di Scabiazza) anche grossolani (Conglomerati dei Salti del Diavolo) e con elementi cristallini (in granuli e in clasti) di provenienza austroalpina. Successivamente la sedimentazione torbiditica calcareo-marnosa (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) diventa ubiquitaria in tutto il Dominio Ligure Esterno e persiste fino all'Eocene medio.

Nel Dominio Subligure, localizzato tra il Dominio Ligure e quello Toscano, la sedimentazione delle successioni argillitico-calcaree (Argille e Calcari di Canetolo *Auctt.*) e delle torbiditi calcareo-marnose (Calcari di Groppo del Vescovo) è legata alle fasi di chiusura di questo settore della Tetide e termina con la collisione continentale tra la Placca Europea e la Placca Africana. La sovrastante sedimentazione silicoclastica dell'Oligo-Miocene (Arenarie di Ponte Bratica ed Arenarie di Petriagnacola), invece, è verosimilmente legata alla migrazione del fronte compressivo e alla formazione di bacini tipo *piggy back*.

Nel Dominio Toscano, dal Cretacico superiore all'Oligocene, la sedimentazione bacinale prevalentemente pelitica (Scaglia toscana) è caratterizzata da significative variazioni sia di facies che di spessore, con la sedimentazione di successioni pelitiche e pelitico-calcaree, calcaree (Formazione di Puglianella *Auctt.*), torbiditico-calcaree, talora molto grossolane, (Nummulitico *Auctt.*) o clastiche (Brecce Cenomaniano *Auctt.*). Nell'Oligocene, con lo sviluppo dell'avanfossa appenninica, la sedimentazione di rampa evolve ad una sedimentazione torbiditica silicoclastica (Macigno e Arenarie di Monte Modino) che continua fino al Miocene inferiore. In questo quadro il bacino di sedimentazione dell'Unità tettonica Cervarola si individua a partire dal Miocene inferiore in un'area esterna all'area di sedimentazione delle Arenarie di Monte Modino ed interna al Dominio Umbro.



Tav. 1 – Schema delle unità tettoniche del Foglio 234 Fivizzano.

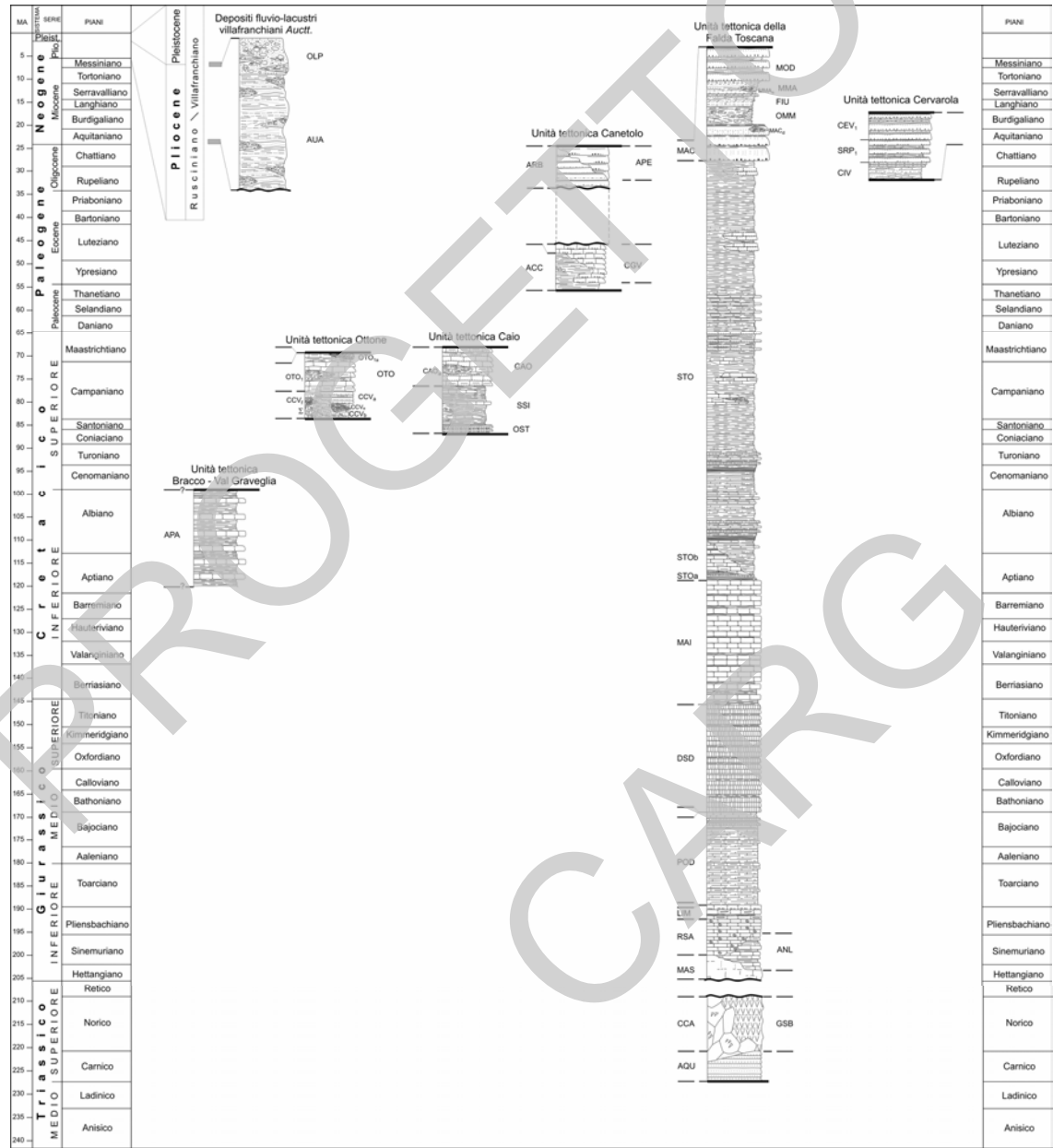
IV - STRATIGRAFIA

Le unità tettoniche affioranti sono di seguito descritte dall'alto verso il basso, secondo l'ordine di sovrapposizione geometrica: Unità tettonica Bracco-Val Graveglia (Dominio Ligure Interno), Unità tettonica Ottone e Unità tettonica Caio (Dominio Ligure Esterno), Unità tettonica Canetolo (Dominio Subligure), Unità tettonica della Falda Toscana e Unità tettonica Cervarola (Dominio Toscano). Successivamente saranno descritti i Depositi fluvio-lacustri villafranchiani *Auctt.*, discordanti sulle unità sottostanti, e gli altri sedimenti quaternari (tav. 2).

1. - DOMINIO LIGURE INTERNO

1.1. - UNITÀ TETTONICA BRACCO-VAL GRAVEGLIA

Quest'unità affiora soltanto al margine nord-est del Foglio, dov'è rappresentata da una successione argilloso-calcareo. Tale successione viene attribuita alle Argille a palombini dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia per motivi di continuità con i fogli limitrofi, dove l'unità stessa è più rappresentata e le Argille a palombini sono più potenti e continue.



Tav. 2 – Schema cronostratigrafico del Foglio 234 Fivizzano.

1.1.1. - *Argille a palombini (APA)*

Le Argille a palombini, affioranti a nord di Cervarezza con spessore inferiore a 100 m, fortemente alterate e tettonizzate, sono costituite da argilliti color grigio-piombo, alternate a strati calcarei grigio-bluastri di spessore sottile e medio (fino a 50 cm). Gli strati calcarei, di solito con patine di alterazione grigio-verdastre lucenti e molto spesso finemente striate, hanno normalmente grana molto fine e non mostrano strutture sedimentarie se si eccettua la laminazione parallela, che in alcuni casi compare nella parte basale degli strati, o qualche piccola impronta alla base degli strati stessi. Le Argille a palombini affioranti in questo settore dell'Appennino emiliano sono state dubitativamente attribuite all'Aptiano-Albiano (COBIANCHI & VILLA, 1992).

?Aptiano - ?Albiano

2. - DOMINIO LIGURE ESTERNO

2.1. - UNITÀ TETTONICA OTTONE

Direttamente sovrapposta all'Unità tettonica Caio, l'Unità tettonica Ottone comprende il Complesso di Casanova, che affiora in maniera discontinua e con spessori limitati, ed il sovrastante Flysch di Ottone, nella cui porzione inferiore e media sono intercalate le Argilliti di Monte Veri. Quest'unità, ben affiorante nel contiguo Foglio 233 Pontremoli, è qui rappresentata prevalentemente dal Flysch di Ottone.

2.1.1. - *Complesso di Casanova (CCV)*

Sinonimie:

Complesso di M. Penna/Casanova (MARINI & TERRANOVA, 1979; ELTER *et alii*, 1991)

Come è noto, il Complesso di Casanova è un insieme di più litofacies che non occupano un preciso ordine stratigrafico; tra queste, i paraconglomerati polimitici sono relativamente più estesi e potenti mentre le arenarie ofiolitiche, le breccie a prevalenti elementi calcarei e le breccie a prevalenti elementi ofiolitici affiorano con spessori ed estensione ridotte. Nell'area di questo Foglio lo spessore del Complesso di Casanova non raggiunge il centinaio di metri.

Paraconglomerati polimittici (CCV_b) (cfr. Breccie di S. Maria Auctt.)

Depositi costituiti da paraconglomerati polimittici con matrice argillitico-siltitica scagliosa (50-70%) o siltitico-arenitica (45-60%), da grigio-scuro a marrone chiaro (ocra o grigio-verde all'alterazione). Il *sorting* è scarso; i clasti, da centimetrici a metrici (1-2 m) e da subangolari a subarrotondati, sono costituiti da calcari silicei tipo "palombino" ed in subordine da radiolariti, siltiti, ofioliti (basalti e serpentiniti) e graniti; la frazione più grossolana della matrice è litologicamente simile ai clasti. In alcune località (M. Lavacchio e destra orografica del F. Serchio), sono presenti anche lenti di torbiditi calcareo-marnose simili a quelle del Flysch di Ottone sovrastante. I paraconglomerati polimittici possono presentare una grossolana stratificazione, evidenziata da variazioni di granulometria o di percentuale dei clasti, oppure dal tipo o dalla diversa quantità di matrice; altre volte, la stratificazione è definita da intercalazioni di depositi elastici grossolani.

Questa litofacies affiora con una certa continuità tra Licciana Nardi e Treschietto, presso Pallerone, nella zona di Fivizzano-Mommio, tra il F. Serchio di Sillano e Casola in Lunigiana; il suo spessore, assai difficile da valutare, varia tra 50 e 150 m.

Le torbiditi calcareo-marnose, intercalate nella parte sommitale dei paraconglomerati polimittici (M. Lavacchio, tra Pastina, Pieve, Vespeno e Busseto e presso Fivizzano (Colle di Cerignano, Signano), vengono riferite alla biozona ad *Aspidolithus parvus* del Campaniano inferiore in base alla presenza di *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Reinhardtites anthophorus*, *Calculites obscurus* e *Aspidolithus parvus*, mentre quelle basali del sovrastante Flysch di Ottone possono essere riferite alla parte alta del Campaniano inferiore (ovvero alla parte bassa della biozona a *Ceratolithoides aculeus*) per la presenza di *Ceratolithoides aculeus*.

Breccie a prevalenti elementi calcarei (CCV_c)

Breccie clasto-sostenute monomittiche, costituite quasi esclusivamente da elementi di calcilutiti silicee tipo palombino, o polimittiche, quando sono costituite anche da elementi di radiolariti, ofioliti e graniti; il *sorting* è generalmente scarso. I clasti eterometrici, da 2-3 cm a 40-50 cm, sono da angolari a subarrotondati; la matrice argillitico-siltitica o siltitico-arenitica è presente in percentuali variabili dal 10 al 40%; all'interno di uno stesso corpo sedimentario possono variare sia la granulometria che la percentuale di matrice, così come la percentuale, la granulometria e il grado di arrotondamento dei clasti. Lembi di questa litofacies, probabilmente in posizione rovesciata,

affiorano a sud-est del P.so del Lagastrello (versante occidentale del M. Palerà, m 1426 s.l.m.), al di sopra al Flysch di Ottone; lo spessore massimo non supera i 40 m.

Brecce a prevalenti elementi ofiolitici (CCV_f)

Si tratta di breccie clasto-sostenute, costituite da elementi di basalti, gabbri, serpentiniti ed in subordine calcilutiti silicee tipo palombino e raramente radiolariti. La matrice, in percentuali variabili dal 10 al 30%, è litologicamente simile ai clasti, da subangolari a subarrotondati, che hanno un diametro compreso tra alcuni centimetri e 1-2 m; il *sorting* è quindi scarso. Questa litofacies affiora con maggiore continuità a nord di Moncigoli, a Pallerone e in destra del F. Serchio di Sillano; il suo spessore varia tra pochi metri e qualche decina di metri.

Arenarie ofiolitiche (CCV_a) (cfr. Arenarie di Casanova *Auctt.*)

Torbiditi arenaceo-pelitiche da medie a grossolane e pelitico-arenacee da medie a fini, in strati da sottili a medi; sono costituite da litoareniti ofiolitiche, areniti quarzoso-micacee o più raramente grovacche feldspatiche, di colore grigio o grigio-verde (marrone ruggine all'alterazione), a cui si intercalano strati sottili di argilliti, argilliti siltose e siltiti grigio-verdi (marrone ruggine all'alterazione), spesso silicee; a volte la base degli strati più grossolani è rappresentata da vere e proprie brecciole ofiolitiche. Le sequenze di Bouma più frequenti sono la Tb-c e la Tc-d, caratterizzate da gradazione (rara) e laminazione piano-parallela o a luoghi convoluta. Questa litofacies affiora lungo il T. Aulella a nord di Pallerone; lo spessore massimo, mal valutabile, è inferiore a 100 m.

Procedendo da sud (area di Suvero - Zignago) a nord (area di Chiusola - Monte Antessio), le Arenarie di Casanova *Auctt.* ed il Flysch di Ottone si riducono di spessore e il Complesso di Casanova passa alle Argilliti di Monte Veri, con l'interposizione di un sottile livello di torbiditi calcareo-marnose, riferibili al Flysch di Ottone (BERTOTTI *et alii*, 1986). Lo spessore delle Arenarie di Casanova *Auctt.*, assai variabile per le frequenti variazioni laterali di facies, può raggiungere i 100-120 m.

Nell'area del contiguo Foglio 233 Pontremoli, dove il Complesso di Casanova affiora con continuità e buone esposizioni, CATANZARITI & PERILLI (2006) riferiscono le prime torbiditi calcareo-marnose, intercalate nella parte sommitale delle Arenarie di Casanova *Auctt.*, alla biozona ad *Aspidolithus*

parcus parcus del Campaniano inferiore per la presenza di *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Calculites obscurus*, *Reinhardtites anthophorus*, *Aspidolithus parcus parcus* e l'assenza di *Ceratolithoides aculeus*, presente già alla base del sovrastante Flysch di Ottone. In accordo con tali Autori, anche in questo Foglio l'età del Complesso di Casanova è riferita al Campaniano inferiore.

Campaniano inferiore

2.1.2. - *Flysch di Ottone (OTO)*

Sinonimie:

Calcari di Ottone (MAXWELL, 1964)

La formazione è costituita da torbiditi calcaree e calcareo-marnose, da grigie a grigio-scure (grigio cenere, ocre, marrone chiaro o ruggine all'alterazione), in strati da medi a spessi o molto spessi (1-3 m), a cui si intercalano strati sottili (da 2 a 10 cm) di argilliti ed argilliti calcaree, arenarie medio-fini (talvolta micacee) e siltiti grigie. La base delle torbiditi più spesse e grossolane può essere rappresentata da calcareniti medio-fini o da litoareniti, talvolta con *clay chips*. Nei pressi di Colle di Cergnano, a sud di Fivizzano, nella porzione inferiore della formazione sono presenti strati sottili e medi di arenarie torbiditiche micacee. In sezione sottile le calcareniti sono costituite prevalentemente da intraclasti e *pellets* e subordinatamente da quarzo, miche ed ossidi; la porzione più fine delle torbiditi è invece rappresentata da *mudstone* e *wackestone* con spicole di spugna, lamellibranchi pelagici e radiolari; la micrite, se non è ricristallizzata, è costituita da nannofossili calcarei (20-60%). Le strutture sedimentarie più frequenti sono la gradazione (soprattutto negli strati più spessi), le impronte di fondo da corrente (*groove casts*, *flute casts*, *tool marks*), la laminazione piano parallela e convoluta e le tracce di organismi limivori (Elmintoidi); a luoghi si riconoscono amalgamazioni e tracce di fucoidi. Le sequenze di Bouma più comuni sono la Td-e e la Tb-e, spesso incompleta.

Il Flysch di Ottone affiora con notevole continuità ed estensione nel settore sud e sud-ovest del Foglio e mostra buone esposizioni in varie zone, ad esempio lungo la strada di fondovalle del T. Taverone, fra Licciana Nardi e Comano, lungo la strada Mochignano-Collesino o nell'area di Fivizzano-Mommio; a causa delle laminazioni e dei raddoppi tettonici, lo spessore è difficilmente valutabile e generalmente molto variabile: da 50-100 a 300-500 m nella zona di Fivizzano; circa 600-700 m nell'area del M. di Po-M. Peci. I campioni prelevati nella porzione inferiore e media del Flysch di Ottone, affiorante tra Bagnone e Licciana Nardi, forniscono associazioni a nannofossili calcarei del Campaniano inferiore riferibili alla biozona a *Ceratolithoides aculeus* per la presenza di

Aspidolithus parvus parvus, *Calculites obscurus*, *Lucianorhabdus caeyuxii* e *Ceratholitoidea aculeus*, e del Campaniano medio riferibili alla biozona *Quadrum gothicum* quando nelle associazioni è presente anche il marker di questa zona ovvero *Quadrum gothicum*. Entrambe queste biozone sono state riconosciute anche nelle parte bassa della formazione, nell'area di Fivizzano-Mommio. In quest'area è stata campionata anche la porzione stratigraficamente più alta, attribuita alla biozona a *Quadrum trifidum*, per la presenza di *Quadrum trifidum*, *Reinhardtites levis* e *Aspidolithus parvus parvus*. In sintesi, il Flysch di Ottone affiorante in questo Foglio è riferibile all'intervallo Campaniano inferiore-Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore, essendo stata documentata la biozona a *Quadrum trifidum* nell'adiacente Foglio 233 Pontremoli ed in altre aree dell'Appennino Settentrionale (CATANZARITI & PERILLI, 2006).

Campaniano inferiore - Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore

Nella porzione inferiore e media del Flysch di Ottone si trova intercalato il membro delle Argilliti di Monte Veri, litologicamente molto simile ai Paraconglomerati polimitici del Complesso di Casanova. Questo membro, descritto di seguito, sovrasta stratigraficamente le prime torbiditi calcareo-marnose che segnano l'inizio della sedimentazione del Flysch di Ottone ed affiora con continuità anche nella porzione inferiore-media della formazione, come hanno documentato CATANZARITI & PERILLI (2006) nell'area del Foglio 233 Pontremoli.

Argilliti di Monte Veri (OTO₁) (cfr. Complesso di Monte Veri MVE)

Sinonimie:

Argilliti a blocchi di M. Veri (BERTOTTI *et alii*, 1986)

Questo membro è costituito da paraconglomerati, breccie ed olistoliti. I paraconglomerati, polimitici e mal classati, sono costituiti da una matrice argillitico-siltitica scagliosa o siltitico-arenitica e da clasti eterometrici (da centimetrici a metrici), da subangolari ad arrotondati, spesso ricoperti da patine di ossidi di ferro o manganese. Anche la matrice, siltitico-arenitica in percentuali variabili tra il 45 ed il 60%, è ricoperta da patine di ossidi, che le conferiscono un colore grigio-scuro o grigio-verde (marrone se alterato). I clasti sono prevalentemente costituiti da calcilutiti silicee (tipo palombino) ed in subordine da radiolariti, gabbri, basalti, serpentiniti, areniti, siltiti e rari graniti; sporadicamente sono presenti anche clasti di marne e marne calcaree, soprattutto nella porzione basale del membro; talora, i clasti silicei possono prevalere, come nell'area di M. Peci (a nord di Regnano). A luoghi i paraconglomerati, con

matrice siltitico-arenitica, passano a vere e proprie breccie clasto-sostenute (localmente intercalate anche negli stessi paraconglomerati), costituite da clasti riferibili alle successioni dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia, ovvero calcilutiti silicee ed in subordinate clasti ofiolitici e radiolaritici.

Le Argilliti di Monte Veri possono includere anche masse più estese, con dimensioni decametriche o superiori, prevalentemente riferibili alla porzione inferiore dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia (basalti, gabbri, serpentiniti) o a quella superiore (Argille a palombini, Calcari a calpionelle, Diaspri di Monte Alpe); le masse di granito sono rare. Nelle zone di M. Peci e di Fivizzano-Posara, questo membro comprende anche esigui lembi di Flysch di Ottone (caratterizzati da deformazione sinsedimentaria) e di arenarie ofiolitiche.

Nelle Argilliti di Monte Veri si riconoscono localmente breccie clasto-sostenute a prevalenti elementi calcarei (**OTO_{1a}**) eterometrici, da subangolosi a subarrotondati, riferibili in prevalenza alla copertura sedimentaria delle ofioliti; la matrice siltitico-arenitica è litologicamente simile ai clasti.

Laddove le Argilliti di Monte Veri sono più potenti ed hanno maggiore continuità laterale, lo spessore può raggiungere i 50 m. I pochi campioni fossiliferi fra quelli prelevati nella porzione inferiore del Flysch di Ottone hanno fornito pessime associazioni a nannofossili calcarei, riferibili alla biozona a *Ceratolithoides aculeus* del Campaniano inferiore per la presenza di *Aspidolithus parvus parvus*, *Calculites obscurus*, *Lucianorhabdus caeyuxii* e *Ceratholithoides aculeus*.

Le torbiditi calcareo-marnose sovrastanti le porzioni stratigraficamente più alte di questo membro sono più ricche e diversificate ed hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla biozona a *Quadrum gothicum* del Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore per la presenza di *Lucianorhabdus caeyuxii*, *Calculites obscurus*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Ceratolithoides aculeus* e *Quadrum gothicum*. L'insieme di questi dati suggerisce di riferire le Argilliti di Monte Veri al Campaniano inferiore-Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore, come nel contiguo Foglio 233 Pontremoli.

Campaniano inferiore - Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore

2.2. - UNITÀ TETTONICA CAIO

L'Unità tettonica Caio comprende le Arenarie di Ostia Auctt., le Argilliti di San Siro e il Flysch di Monte Caio. Nonostante PLESI *et alii* (2000) assegnino le Arenarie di Ostia Auctt. affioranti in questo Foglio all'Unità tettonica Canetolo,

interpretando come tettonici i rapporti tra tale formazione e quella sovrastante, gli estensori di queste note attribuiscono le Arenarie di Ostia *Auctt.* alle Unità Liguri Esterne (vedi cenni storici), sebbene sia difficile riconoscere la natura (stratigrafica vs. tettonica) dei contatti sia con le Argille e calcari di Canetolo sottostanti che con le formazioni sovrastanti.

Le Argilliti di San Siro comprendono anche lembi di Argille a palombini, Argille variegata, breccie sedimentarie polimittiche e depositi grossolani di breccie a prevalenti elementi di Argille a palombini, ofioliti e rocce granitoidi; in realtà, nell'area rilevata, è difficile stabilire se tali lembi siano intercalati alle Argilliti di San Siro o facciano parte di una successione indipendente. In altre località dell'Appennino, questi depositi costituiscono invece un *mélange* alla base delle Argilliti di San Siro (vedi inquadramento geologico).

2.2.1. - *Arenarie di Ostia Auctt. (OST)* (cfr. *Arenarie di Scabiazza SCB*)

Arenarie torbiditiche a cemento calcareo grigio-scuro, ocracee all'alterazione, in strati generalmente sottili e a grana fine intercalati a peliti; le arenarie possono passare a livelli pelitici laminati da grigio-scuro a grigio-verdi. Alla base degli strati sono presenti abbondanti controimpronte biogeniche (*Scolicia*) e inorganiche, come groove e tool casts, mentre i fluste casts sono rari; le sequenze di Bouma più frequenti sono la Tc-e e in subordine la Td-e. La successione silicoclastica affiorante in questo Foglio sarebbe quindi correlabile con la litofacies arenaceo-pelitica delle Arenarie di Ostia *Auctt.* distinta in altri settori dell'Appennino Settentrionale; non sono state invece riconosciute le intercalazioni di argilliti varicolori, riferite da PLESI *et alii* (1994) e DANIELE & BIANCHI (1996) alla parte alta della formazione.

Le Arenarie di Ostia *Auctt.* sono maggiormente rappresentate nei dintorni di Fornolo e Poviglio, a nord-est di Succiso; lo spessore, sovente compreso tra pochi metri e qualche decina di metri, può verosimilmente raggiungere i 50 m. In letteratura la formazione viene riferita all'intervallo Coniaciano superiore-Santoniano inferiore (VILLA, 1992; GHISELLI *et alii*, 1991; CERRINA *et alii*, 1992). Nei pochi campioni fossiliferi fra quelli prelevati nelle Arenarie di Ostia *Auctt.* sono state riconosciute rare forme di *Watznaueria barnesae* e di *Micula decussata*; talvolta sono presenti anche *Eiffelithus turriseiffelii* e *Quadrum gartneri*; la presenza di queste specie è coerente con i dati della letteratura. Quindi, questa formazione può essere riferita al Coniaciano superiore-Santoniano inferiore, in accordo con i dati di GHISELLI *et alii* (1991) e CERRINA *et alii* (1992).

Coniaciano superiore - Santoniano inferiore

2.2.2. - *Argilliti di San Siro (SSI)*

Argilliti manganesifere laminate o scagliose, nerastre, grigio-scure o grigio-verdi, raramente rossastre, a cui si intercalano strati sottili di calcilutiti e calcisiltiti grigie e grigio-verdastre e, in subordine, spessi strati di marne grigie, simili ai litotipi che caratterizzano la base del Flysch di Monte Caio. Le Argilliti di San Siro sono litologicamente simili ad altre successioni dell'Appennino Settentrionale, come quelle affioranti alla base della Formazione di Monte Venere, mentre si distinguono bene dalla successione affiorante alla base del Flysch di Monte Cassio, caratterizzata da argilliti più scure e materiale clastico più grossolano (PLESI *et alii*, 2000). Le Argilliti di San Siro comprendono inoltre breccie sedimentarie argilloso-calcaree, con clasti calcarei ed ofiolitici, rari blocchi di rocce granitoidi (γ , ove distinte) e matrice prevalentemente pelitica o più raramente arenitica, simili alle Breccie di Monte Palerà (litofacies del Flysch di Monte Caio, vedi in seguito) affioranti nell'area del rilievo omonimo (m 1317 s.l.m.), a est di Rimagna.

La formazione affiora in maniera discontinua ed è meglio rappresentata presso Rigoso, tra Rimagna e Valcieca, presso il Passo di Pratizzano e nella zona tra M. Campestrino e M. Volparino (a ovest di Cervarezza); lo spessore, sovente ridotto, può raggiungere un massimo di 70-80 m. Dove il passaggio stratigrafico è visibile, essa passa per alternanza alle torbiditi calcareo-marnose del sovrastante Flysch di Monte Caio, mentre non è mai visibile il passaggio con le Breccie di Monte Palerà. Le Argilliti di San Siro, dubitativamente attribuite all'intervallo Cenomaniano-Campaniano da PLESI *et alii* (2000), vengono qui riferite al Santoniano-Campaniano, essendo interposte tra le Arenarie di Ostia ed il Flysch di Monte Caio; non si esclude però che la successione pelitica interposta tra queste due formazioni sia correlabile con le Argille varicolori segnalate in letteratura alla base del Flysch di Monte Caio (complessi di base *Auctt.*).

Santoniano - Campaniano

2.2.3. - *Flysch di Monte Caio (CAO)*

Questa successione è costituita da torbiditi calcareo-marnose di colore grigio in strati da spessi a molto spessi (fino a qualche metro), con base arenitica fine e tetto pelitico, a cui si intercalano sequenze arenaceo-pelitiche e torbiditi calcareo-pelitiche grigio-chiare, in strati sottili e medi, con strutture da corrente come *groove* e *tool casts* e da bioturbazione (Fucoidi ed Elmintoidi). Rispetto a

successioni simili (Formazione di Monte Venere e Flysch di Monte Cassio) affioranti in altre aree dell'Appennino, le torbiditi calcareo-marnose affioranti nel settore settentrionale di questo Foglio sono caratterizzate da relativa abbondanza di intervalli pelitici scuri, presenza di intervalli carbonatici chiari e alternanza relativamente irregolare di torbiditi con spessore differente (PLESI *et alii*, 1994; DANIELE *et alii*, 1996; DANIELE, 1998).

Nelle areniti del Flysch di Monte Caio si distinguono abitualmente (FONTANA *et alii*, 1994) tre famiglie petrografiche: una caratterizzata da scarso contenuto in frammenti di rocce carbonatiche (tra i frammenti litici sono presenti per lo più rocce plutonico-gneissiche, metamorfiti di basso grado e vulcaniti), una in cui è significativo il contenuto in frammenti di rocce sedimentarie (dolomie di varia tessitura, siltiti, argilliti) ed una caratterizzata da alto contenuto in frammenti di serpentiniti. Sulla base della composizione principale e dell'associazione a minerali pesanti (FONTANA *et alii*, 1994; BIANCHI & DANIELE, 1995; DANIELE, 1998), si può ritenere che le aree sorgenti extrabacinali del Flysch di Monte Caio siano state caratterizzate dalla presenza di rocce plutoniche e metamorfiche di basso grado (che fornivano detrito di crosta continentale) e di rocce carbonatiche, argillitiche e siltitiche (che fornivano detrito di copertura sedimentaria). La presenza di detritismo ofiolitico suggerisce anche la presenza di aree sorgenti intrabacinali, caratterizzate da crosta oceanica.

Il Flysch di Monte Caio affiora estesamente nell'area tra Rimagna e Valcieca, nella zona a nord-est di Succiso e sul M. Alpicella ed è ben esposto nell'area di Costa Maria Gallina, presso Rimagna; lo spessore massimo è valutabile in circa 250 m. I pochi campioni fossiliferi raccolti per l'analisi dei nannofossili calcarei hanno fornito associazioni con *Ceratolithoides aculeus* e *Quadrum gothicum* riferibili alla biozona a *Quadrum gothicum* e associazioni con *Ceratolithoides aculeus*, *Quadrum gothicum* e *Quadrum trifidum* riferibili alla biozona a *Quadrum trifidum*. La formazione viene quindi riferita all'intervallo Campaniano superiore-Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore.

Campaniano superiore - Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore.

Nella porzione inferiore del Flysch di Monte Caio si trova intercalata la litofacies delle Breccie di Monte Palerà.

Breccie di Monte Palerà (CAO_a)

Questa litofacies è costituita da breccie polimittiche eterometriche mal classate, con clasti di calcari, ofioliti e graniti (in subordine), immersi in una

matrice da argillitica (prevalente) ad arenitica; talvolta i clasti ofiolitici sono prevalenti. Questi depositi, che a luoghi rappresentano il *mélange* basale dell'Unità tettonica Caio (PLESI *et alii*, 2000), affiorano in modo discontinuo, ma non di rado con buone esposizioni, al M. Palerà (m 1317 s.l.m.), a Costa Maria Gallina e nei dintorni di Valditacca e Trefiumi; lo spessore, solitamente ridotto, può raggiungere alcune decine di metri. Non disponendo di dati biostratigrafici, le Breccie di Monte Palerà vengono dubitativamente riferite al Campaniano superiore, in base alla posizione stratigrafica occupata.

?Campaniano superiore

3. - DOMINIO SUBLIGURE

3.1. -. UNITÀ TETTONICA CANETOLO

Interposta tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Ottone, l'Unità tettonica Canetolo (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963) è costituita da successioni argillitico-calcaree e calcareo-marnose paleocenico-eoceniche, riferibili alle Argille e calcari di Canetolo ed ai Calcari di Groppo del Vescovo, e da successioni silicoclastiche, riferibili alle Arenarie di Ponte Bratica e alle Arenarie di Petrignacola dell'Oligocene e, dubitativamente, del Miocene basale. I rapporti stratigrafici tra queste formazioni non sono sempre chiari, a causa della tettonica polifasata che ha interessato anche quest'unità tettonica e dell'abbondanza di coperture recenti, che spesso non consentono osservazioni dettagliate. Sono comunque riconoscibili, localmente, rapporti eteropici tra le Argille e calcari di Canetolo e i Calcari di Groppo del Vescovo (tra Vespeno e Villa Panicale), mentre quelli tra le Arenarie di Ponte Bratica e le Arenarie di Petrignacola non sempre sono chiari. I rapporti tra le successioni argillitico-calcaree e/o calcareo-marnose e quelle silicoclastiche non sono invece esposti. A sud di Groppo (parte nord-occidentale del Foglio) è parzialmente visibile il contatto netto tra le peliti delle Argille e calcari di Canetolo e le torbiditi arenacee delle Arenarie di Ponte Bratica.

Come precedentemente illustrato, PLESI *et alii* (2000) ritengono che la base stratigrafica dell'Unità tettonica Canetolo sia costituita dalle Arenarie di Ostia Auctt., mentre tale formazione viene qui riferita all'Unità tettonica Caio. Inoltre, tali Autori considerano le Arenarie di Petrignacola come un'unità tettonica indipendente, perché la loro età risulterebbe anteriore a quella delle Arenarie di Ponte Bratica. In accordo con quanto riportato nel contiguo Foglio 233 Pontremoli, le Arenarie di Petrignacola vengono qui considerate eteropiche della

porzione sommitale delle Arenarie di Ponte Bratica.

3.1.1. - Argille e calcari di Canetolo (ACC)

Sinonimie:

Kalk-Ton Serie p.p.

La formazione è costituita da argilliti grigio-scure o nere, fogliettate o scagliose, con intercalazioni di calcilutiti silicee, grigie (giallo oca all'alterazione) in strati da sottili a medi ed in subordine di calcareniti gradate, in strati da medi a spessi e torbiditi calcareo-marnose a base ruditico/arenitica in strati spessi (fino a 150-200 cm); soprattutto alla base, le calcareniti e le torbiditi calcareo-marnose possono essere ricche di bioclasti (Nummuliti, Discocicline, Globorotalie, Globigerine, frammenti di echinodermi, briozoi). La formazione è inoltre caratterizzata da intercalazioni di areniti fini e siltiti (anche silicee) grigie, più scure o nere all'alterazione, in strati sottili e medi. Le areniti e le siltiti sono parzialmente o completamente decalcificate, come le calcilutiti, che frequentemente mostrano la tipica alterazione ad incudine e l'intensa fratturazione degli strati più sottili. Oltre alla gradazione degli strati più grossolani, sono state osservate impronte di fondo (rare), laminazione piano-parallela (soprattutto nelle calcareniti, le areniti e le siltiti) e laminazione convoluta; le sequenze di Bouma più frequenti sono la Tb-d, la Tc-d e talora la Td-e. A luoghi, le torbiditi calcareo-marnose possono prevalere e costituire corpi lentiformi, con spessore di poche decine di metri e continuità laterale di varie decine di metri, in cui possono intercalarsi peliti scure o varicolori.

All'interno delle Argille e calcari di Canetolo sono presenti anche, a più livelli, intercalazioni di paraconglomerati polimittici matrice-sostenuti, con spessore ed estensione talora considerevoli; i clasti, da centimetrici a decimetrici e generalmente subarrotondati, sono prevalentemente costituiti da calcilutiti silicee simili a quelle (precedentemente descritte) intercalate nelle argilliti e in subordine da calcareniti fini e siltiti; la matrice, di colore scuro e solitamente scagliosa, con scaglie lucide in parte ricoperte da patine mangesifere, è frequentemente alterata. Presumibilmente questi depositi sono il prodotto di *slumps* e/o *debris flows* intraformazionali, alimentati dalle successioni argilloso-calcaree che si sedimentavano su di una scarpata tettonicamente attiva.

Le Argille e calcari di Canetolo affiorano estesamente lungo il versante emiliano (Val d'Enza e Val Secchia) e con minor continuità in Toscana (presso Fivizzano, lungo la valle dell'Aulella e nelle zone di Giuncugnano e Sillano). A causa delle deformazioni, lo spessore della formazione è difficilmente stimabile; quello apparente può variare da 70 a 150 m. Il passaggio stratigrafico con i

Calcari di Groppo del Vescovo, che si ritrovano sia intercalati nella porzione medio-superiore, sia al tetto delle Argille e calcari di Canetolo, può essere netto o graduale; a luoghi, tra Vespeno e Villa Panicale è visibile l'eteropia latero-verticale tra le due formazioni. Nell'area emiliana, nella parte alta della formazione, al passaggio con i Calcari di Groppo del Vescovo, PLESI *et alii* (2000) hanno riconosciuto litofacies simili a quelle studiate da CERRINA FERONI *et alii* (1992) in Val Cedra, rappresentate da fitte alternanze di peliti nere e siltiti o arenarie fini a base calcarenitica gradata (riferibili alle Argille e calcari di Rio Canalgrande di CERRINA FERONI *et alii*, 1992) e strati spessi di calcilutiti e calcareniti, a cui si intercalano torbiditi calcareo-marnose e calcaree (riferibili al Complesso dei calcari verdi manganeseiferi dei suddetti Autori). Invece, il passaggio con le Arenarie di Ponte Bratica non è quasi mai visibile, a causa dell'estensione delle coperture; solo lungo il Canale di Ridolama, a sud di Groppo, al nucleo di un'antiforme stretta e allungata, si può riconoscere un contatto netto tra le Argille e calcari di Canetolo e le Arenarie di Ponte Bratica, stratigraficamente discordante.

La maggior parte dei campioni raccolti in questa formazione sono risultati sterili; quelli fossiliferi, prelevati dalle marne calcaree e dalle argille calcaree, hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla biozona a *Discoaster multiradiatus* (NP9) del Paleocene superiore (Thanetiano) ed alle biozone a *Discoaster binodosus* (NP11), *Discoaster sublodoensis* (NP14) e *Nannotetrina fulgens* (NP15), dell'Eocene inferiore ed Eocene medio (Ypresiano-Luteziano). La formazione viene quindi riferita all'intervallo Paleocene superiore - Eocene medio.

Paleocene superiore - Eocene medio

3.1.2. - Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)

Sinonimie:

Kalk-Ton Serie p.p.

Alberese (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967; MERLA *et alii*, 1967)

La formazione è costituita da torbiditi calcaree e calcareo-marnose grigie (grigio cenere o più raramente ocra se alterate), in strati da medi a spessi o molto spessi (2-5 m), con base calcarenitica o arenacea, a cui si intercalano calcari marnosi in strati sottili e medi (5-20 cm), calcareniti silicee, calcari e, in subordinate, areniti fini, siltiti silicee, argilliti e argilliti marnose. Le strutture sedimentarie più frequenti sono rappresentate da laminazione piano parallela, ondulata o talora convoluta, mentre le impronte di fondo sono rare. La base degli strati più grossolani (calcareniti grossolane e brecciole) è spesso gradata e

talvolta ricca di intraclasti e bioclasti (Nummuliti, Discocicline, Globorotalie, Globigerine, ecc.). A luoghi i calcari marnosi (spesso silicei), le argilliti e le siltiti possono prevalere rispetto alle torbiditi calcareo-marnose. Le sequenze di Bouma riconosciute nelle torbidi calcareo-marnose sono la Tb-e e la Td-e.

I Calcari di Groppo del Vescovo sono ben rappresentati in Val d'Enza ed affiorano anche a nord-ovest del M. Ventasso, nella zona del M. Ramiceto, tra Fivizzano e Mommio e in altre località. Generalmente essi si presentano in corpi lenticolari e discontinui, spessi fino ad un centinaio di metri e con continuità laterale fino a qualche chilometro; lo spessore può raggiungere 150-200 m. Il contatto stratigrafico con le Argille e calcari di Canetolo è frequentemente netto; se graduale, è caratterizzato da un aumento in frequenza e spessore delle torbiditi calcareo-marnose e da una riduzione repentina degli intervalli argillitici e silicoclastici; a luoghi, tra le due formazioni è possibile osservare eteropie latero-verticali. I campioni raccolti nelle torbiditi calcareo marnose e nelle marne hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili alle Biozone a *Discoaster binodosus-Tribrachiatus orthostylus* (NP11-12), alla biozona a *Discoaster lodoensis* (NP13) e alla biozona a *Discoaster sublodoensis* (NP14), dell'Eocene inferiore ed Eocene medio, età a cui viene quindi attribuita la formazione.

Eocene inferiore - medio

3.1.3. - Arenarie di Ponte Bratica (ARB)

Torbiditi arenaceo-pelitiche, costituite da una regolare alternanza di strati sottili (da 5 a 20 cm) di arenarie fini micacee grigio-scure, siltiti grigie o grigio-verdi (grigio cenere all'alterazione) ed in subordine argilliti siltose grigio-scure; le arenarie possono essere parzialmente decalcificate ed assumere colorazione marrone ed aspetto terroso. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente prossimo a uno; a luoghi le siltiti prevalgono e, a causa dell'intensa fratturazione, assumono un aspetto scaglioso. In sezione sottile le arenarie (arcosi litiche) sono caratterizzate dalla prevalenza di quarzo e frammenti litici, mentre plagioclasti e feldspati sono subordinati; i litici sono costituiti da graniti, gneiss ed in subordine da frammenti di rocce sedimentarie (tra cui siltiti, argilliti e calcari micritici); il cemento è spesso carbonatico e può raggiungere il 40%; generalmente le siltiti hanno una percentuale di mica più elevata rispetto alle arenarie. Le strutture sedimentarie riconosciute sono rappresentate da laminazione piano-parallela e laminazione convoluta. Le sequenze di Bouma più frequenti sono la Tc-e e la Tc-d.

Nel territorio emiliano la parte inferiore della formazione è costituita da

torbiditi siltoso-marnose o da marne massive, che possono poggiare su livelli metrici o decametrici di breccie polimittiche ad elementi calcarei, calcarenitici e argillitici; a luoghi queste breccie sono intercalate alle torbiditi siltoso-marnose (PLESI, 1975a). Nella parte alta della formazione possono essere presenti strati molto spessi (1-3 m), talvolta amalgamati, di arenarie grossolane verdi, con la base microconglomeratica, simili a quelli delle Arenarie di Petrignacola.

La formazione affiora estesamente e con continuità in Val d'Enza e Val Cedra; in Toscana gli affioramenti sono discontinui e di estensione limitata, presso il P.so del Lagastrello, a Villa di Panicale, lungo il T. Mangiola e a Pastina, presso il margine ovest del Foglio; lo spessore può superare i 150 metri. I pochi campioni fossiliferi significativi hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Oligocene, in accordo con CERRINA FERONI *et alii* (1992). Nell'area di Pastina, presso il limite ovest del Foglio, alcuni campioni prelevati nelle siltiti della porzione superiore delle Arenarie di Ponte Bratica hanno fornito associazioni riferibili alle biozona a *Sphenolithus ciproensis* (NP25) e dubitativamente alla biozona a *Dictyococcites bisectus* (MNN1) di FORNACIARI & RIO (1996). Quindi, in base ai dati della letteratura ed a quelli acquisiti nell'ambito di questo progetto, la formazione può essere riferita all'intervallo Oligocene inferiore-Oligocene superiore/?Miocene inferiore p.p.

Oligocene inferiore - Oligocene superiore/?Miocene inferiore p.p.

3.1.4. - Arenarie di Petrignacola (APE)

Sinonimie:

Arenarie verdi di Petrignacola (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963)

Arenarie e conglomerati di Petrignacola (ELTER *et alii*, 1964)

Grès di Petrignacola (ELTER *et alii*, 1969)

Le Arenarie di Petrignacola comprendono strati spessi di arenarie torbiditiche grossolane ed in subordinate conglomerati polimittici, talvolta amalgamati, con caratteristici elementi vulcanoclastici andesitici, a luoghi abbondanti; a luoghi le sequenze torbiditiche sono costituite da strati più sottili, con un intervallo marnoso-pelitico significativamente sviluppato. La formazione è inoltre caratterizzata dalla presenza a più livelli di depositi clastici grossolani messi in posto per gravità, costituiti da paraconglomerati con matrice arenitica (*pebbly sandstone*) e da sequenze scompagnate (*slumping*).

La formazione affiora estesamente sul versante padano nei dintorni di Cervarezza, del M. Campastrino e del M. Volparino (PLESI *et alii*, 2000), mentre sul versante toscano è rappresentata solo nei pressi di Comano, lungo il T.

Taverone; lo spessore è valutabile in circa 100 m. Il contatto con le sottostanti Arenarie di Ponte Bratica, qui considerato eteropico, viene interpretato da PLESI *et alii* (2000) come tettonico; l'esistenza di diverse interpretazioni è legata anche alla pessima qualità degli affioramenti in cui il contatto tra le due formazioni è visibile (vedi cenni storici).

L'analisi micropaleontologica di alcuni campioni raccolti nella zona del M. Campastrino (PLESI *et alii*, 2000) ha permesso di determinare un'associazione a nanofossili calcarei riferibile alla biozona MNP23 *p.p.* (CATANZARITI *et alii*, 1996) del Rupeliano. Quindi, per i rapporti stratigrafici osservati in campagna con le Arenarie di Ponte Bratica, le Arenarie di Petrignacola vengono attribuite all'Oligocene inferiore-Oligocene superiore/?Miocene inferiore *p.p.*

Oligocene inferiore - Oligocene superiore/?Miocene inferiore p.p.

4. - DOMINIO TOSCANO

4.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Nell'area di questo Foglio, l'Unità tettonica della Falda Toscana è rappresentata prevalentemente da successioni del Triassico superiore-Giurassico inferiore e dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, mentre i depositi del Giurassico inferiore-Cretacico inferiore affiorano con spessori ridotti ed in maniera discontinua. Le successioni basali dell'Unità tettonica della Falda Toscana, lacunose e ridotte, affiorano nelle finestre tettoniche di Mommio, Soraggio e Corfino (Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana), le quali come è noto rappresentano un'area di raccordo tra la Val di Lima e l'area di La Spezia. Le successioni oligo-mioceniche silicoclastiche affiorano invece estesamente e con spettacolari esposizioni lungo tutto il crinale appenninico.

In queste note, in conformità con quanto osservato nell'area toscana di questo Foglio e nelle aree dei Fogli 233 Pontremoli e 250 Castelnuovo di Garfagnana, l'insieme Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto ed Arenarie di Monte Modino viene considerato in continuità di sedimentazione sulla formazione del Macigno, mentre i depositi sovrastanti il Macigno, ovvero l'Olistostroma di Monte Modino (versante toscano) ed il *Mélange* basale (versante emiliano), rappresentano depositi gravitativi in massa di successioni di origine ligure o subligure, intercalati nella successione oligo-miocenica.

4.1.1. - *Quarziti della Rivaccia (AQU)*

Sinonimie:

Arenarie quarzitiche (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

La formazione è costituita quasi esclusivamente da quarziti ben stratificate, di colore giallo o giallo-ocra, con strati sottili e medi, raramente spessi e caratterizzate da granuli di quarzo a grana medio-fine, di colore grigio-rosato o localmente verdino; le strutture interne sono in genere mal visibili; alle quarziti si intercalano sottili interstrati pelitici. Secondo PASSERI (1977), tali quarziti rappresentano depositi continentali e/o di transizione. Le quarziti hanno una tessitura prevalentemente blastopsammitica, il cui grado metamorfico è stato confrontato (RICCI, 1968; DI SABATINO *et alii*, 1980) con quello dell'Autoctono *Auctt.*

Le Quarziti della Rivaccia affiorano nei pressi di Collagna, lungo i Fossi della Rivaccia e del Tuagallo (versante padano), al P.so del Cerreto e nell'alto corso del T. Rosaro (versante toscano); lo spessore è valutabile in 200-300 m. Per analogia con alcuni sedimenti dell'Autoctono *Auctt.* (Formazione di Vinca), l'età della formazione può essere riferita al Carnico.

Carnico

4.1.2. - *Gessi di Sassalbo (GSB)*

Sinonimie:

Formazione di Burano (MARTINIS & PIERI, 1964)

Calcarei cavernosi e gessi (Formazione del Burano) *p.p.* (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Sono rappresentati da una successione molto deformata di gessi, anidriti e dolomie, superbamente esposti a Sassalbo. All'interno dei gessi e delle anidriti, bianche, rosate o giallastre ed originariamente in strati di potenza metrica, sono dispersi lembi intensamente fratturati e scompaginati di dolomie, da grigio piombo a nere, fetide alla percussione, in strati da sottili a spessi. Com'è noto, l'idratazione delle anidriti e la loro trasformazione in gessi, associata ai processi di dissoluzione, ha portato alla frantumazione ed alla deformazione dell'originaria successione evaporitica. In sezione sottile i gessi sono generalmente microcristallini e saccaroidi, più raramente macrocristallini; la tessitura più comune delle anidriti è rappresentata da cristalli allungati paralleli alla pseudolaminazione; i carbonati sono rappresentati da mudstone dolomitici, costituiti da dolomite microcristallina con noduli e vuoti millimetrici, da triangolari a rettangolari. Occasionalmente, all'interno della formazione sono tettonicamente inglobati megaclasti di metasedimenti arenacei e pelitici,

riferibili a formazioni dell'Autoctono *Auctt.* (in prevalenza Pseudomacigno e Scisti sericitici). L'insieme dei caratteri macro e microscopici suggerisce di riferire i Gessi di Sassalbo ad un ambiente di *sabkha* costiera (PASSERI, 1977).

La formazione affiora in Emilia (alti bacini del F. Secchia e del T. Rossendola) e in Toscana (bacini superiori dei torrenti Rosaro e Taverone) e occupa posizioni geometriche diverse, come alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana o all'interno del *Mélange* basale. A causa dell'intensa deformazione post-deposizionale e delle frequenti laminazioni, lo spessore è difficilmente determinabile; nell'area di Villa Minozzo (alta valle del F. Secchia), COLOMBETTI & ZERILLI (1989) hanno valutato uno spessore totale di 1400-2200 m, di cui 300-400 m in affioramento e 1100-1800 m in sottosuolo; nell'area di Sassalbo lo spessore massimo è di 300-350 m. Sulla base delle associazioni a foraminiferi segnalate da MARTINI *et alii* (1989) per le Anidriti di Burano affioranti in Toscana meridionale ed Umbria, gli Autori concordano nel riferire anche la successione evaporitica affiorante in questo Foglio al Carnico-Norico.

Carnico - Norico

4.1.3. - *Calcarea cavernosa* (CCA)

Sinonimie:

Calcarei cavernosi e gessi (Formazione del Burano) *p.p.* (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Calcarei a cellette ("cavernoso") (NARDI, 1961)

Calcarei cavernosi (TREVISAN *et alii*, 1971)

Normalmente associata ai Gessi di Sassalbo, la formazione comprende dolomie e calcari dolomitici, localmente trasformati in breccie a elementi dolomitici e cemento carbonatico, con la caratteristica struttura a cellette ("calcarei a cellette", "calcarei carati e vacuolari"), spesso pulverulenti ("cenerone"). Com'è noto, l'origine del Calcarea cavernoso è legata ai processi di idratazione delle anidriti e di dissoluzione della dolomite. Alla base e nella parte medio-bassa della formazione si trovano breccie poligeniche clasto-sostenute (Breccie poligeniche *Auctt.*, non distinte in carta), massive, con clasti da centimetrici a decimetrici, da angolari a subangolari, riferibili sia all'Autoctono *Auctt.* sia alla sovrastante Unità tettonica della Falda Toscana e costituiti in prevalenza da calcari scuri, anche fetidi alla percussione, in parte riferibili ai Calcarei a *Rhaetavicula contorta*. Localmente, queste breccie possono comprendere anche, come nell'area a nord di Sassalbo, lembi o scaglie di micascisti (**ms**) e di anfiboliti (**af**), verosimilmente riferibili al basamento paleozoico dell'Autoctono *Auctt.*

Il Calcare cavernoso affiora su entrambi i versanti appenninici, sia in Emilia (alti bacini del F. Secchia e del T. Rossendola) che in Toscana (lungo i torrenti Rosaro e Taverone). A causa dell'intensa deformazione il suo spessore è molto variabile, anche in breve spazio e di difficile determinazione; esso può essere stimato intorno ad alcune centinaia di metri. I pochi dati micropaleontologici disponibili suggeriscono di attribuire questa formazione al Norico *p.p.* e dubitativamente a parte del Retico inferiore (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; DALLAN NARDI & NARDI, 1972).

Norico p.p. - ?Retico inferiore

Le breccie associate al Calcare cavernoso, come ampiamente discusso nei cenni storici, sono state considerate di origine sedimentaria da DALLAN NARDI & NARDI (1973), FEDERICI & RAGGI (1974), DALLAN NARDI (1979), PATACCA *et alii* (1973), SANI (1985) e FAZZUOLI *et alii* (1998). Altri Autori invece (CERRINA FERONI *et alii*, 1976; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; FANTOZZI, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 1993 *cum bibl.*; HODGKINGS & STEWART, 1994) considerano queste breccie prevalentemente di origine tettonica, riferendone l'origine alla tettonica polifasata, che ha interessato l'Autoctono Auctt. e la sovrastante Unità tettonica della Falda Toscana, ed ai movimenti relativi tra queste due unità tettoniche; l'età di tali breccie, depostesi durante la messa in posto dell'Unità tettonica della Falda Toscana sulle Unità Metamorfiche già esumate ed erose, è stata riferita al Miocene inferiore sulla base delle microfaune a foraminiferi planctonici del Miocene inferiore presenti nella matrice, segnalate da DALLAN NARDI (1979) e SANI (1985).

Miocene inferiore

4.1.4. - *Calcare massiccio (MAS)*

Sinonimie:

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

Calcarei massicci (DALLAN NARDI & NARDI, 1972; NARDI *et alii*, 1986)

La formazione è costituita da calcari e calcari dolomitici saccaroidi, da grigio-chiari a grigio-scuri, massicci, a luoghi grossolanamente stratificati; ove visibili, i giunti di stratificazione sono spesso evidenziati da un residuo argilloso scuro. In sezione sottile le microfacies più frequenti sono rappresentate da calcari cristallini o *wackestone* e *packstone* a bioclasti (tra cui foraminiferi bentonici, gasteropodi, lamellibranchi, spicole di spugna, frammenti di echinodermi, crinoidi ed alghe calcaree), *pellets* ed intraclasti; i *grainstone* a ooidi, bioclasti e coproliti sono rari. La roccia è sovente intensamente fratturata

e diffusamente interessata da carsismo. L'ambiente di deposizione viene concordemente riferito a una piattaforma carbonatica con una profondità delle acque limitata (da laguna chiusa a laguna aperta).

Il Calcare massiccio affiora più estesamente a est di Sillano (zona di Villa e Rocca Soraggio), a sud di Sassalbo e lungo il T. Mommio e può passare stratigraficamente ai Calcari ad Angulati oppure al Rosso ammonitico. Il passaggio ai Calcari ad Angulati è di solito marcato dallo sviluppo di una grossolana stratificazione e dalla comparsa di interstrati pelitici, mentre quello al Rosso Ammonitico è caratterizzato dalla presenza di calcari grigio-rosa o rosati, talvolta ricchi di frammenti di crinoidi, molluschi e coralli, che diventano più frequenti verso il contatto. Lo spessore totale della formazione, difficilmente determinabile non affiorandone la base, viene valutato in circa 180 m. In letteratura la formazione viene comunemente riferita all'Hettangiano, anche se alcuni Autori attribuiscono la base del Calcare massiccio al Retico sommitale (FAZZINI *et alii*, 1968) ed il tetto al Sinemuriano *s.s.* (DECANDIA *et alii*, 1968). Nelle presenti note la formazione viene riferita ad un intervallo che va dall'Hettangiano all'Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore.

Hettangiano - Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore

4.1.5. - *Calcari ad Angulati (ANL)*

Sinonimie:

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

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

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

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

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

Questa formazione è costituita da una monotona alternanza di strati sottili e medi di calcilutiti e calcilutiti marnose, da grigio a grigio-scuro e fetide alla percussione, a cui si intercalano strati sottili (2-3 cm) di argilliti e siltiti marnose grigio-scure o nere (grigio cenere o giallo se alterate); i livelli pelitici, talvolta fissili, sono più alterati di quelli calcarei. In sezione sottile i calcari sono rappresentati da *wackestone* e *packstone* a bioclasti (radiolari, spicole di spugna e più raramente frammenti di ammoniti, talvolta piritizzate e gasteropodi), *pellets* e rari granuli di quarzo e miche. La prevalenza di microfossili planctonici tra i bioclasti e la regolarità degli intervalli emipelagici suggeriscono un ambiente di sedimentazione pelagico prossimo alla piattaforma, come la porzione distale di una rampa carbonatica.

Interposti tra il Calcarea massiccio ed il Rosso ammonitico, i Calcari ad Angulati affiorano discontinuamente lungo la valle del Serchio di Soraggio, con uno spessore massimo di qualche decina di metri. Dove visibile, come presso la centrale elettrica di Rocca Soraggio, il contatto stratigrafico con il Rosso ammonitico mostra la riduzione in spessore e frequenza delle intercalazioni pelitiche, fino alla totale scomparsa, associata allo sviluppo di calcari nodulari, il cui colore da grigio scuro diventa grigio-chiaro e rosato.

In letteratura la formazione viene riferita al Giurassico inferiore (Lias inferiore-medio) da FAZZUOLI & MAESTRELLI-MANETTI (1973) e all'Hettangiano superiore-Sinemuriano s.s. da DALLAN NARDI & NARDI (1972). Campionamenti effettuati nell'area della Turrite Secca (Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana) per lo studio dei nannofossili calcarei non hanno dato alcun risultato; nell'area di Roggio in Val di Serchio (Foglio 249 Massa Carrara) i pochi campioni fossiliferi, provenienti dalla parte alta della formazione, hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei povere e mal conservate, ma riferibili al Pliensbachiano inferiore (Carixiano inferiore) per la presenza di rari individui di *Crepidolithus crassus* e di *Similiscutum cruciulus* (PERILLI, dati inediti). Pertanto la formazione viene riferita all'Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore-Pliensbachiano inferiore.

Hettangiano superiore/Sinemuriano inferiore - Pliensbachiano inferiore

4.1.6. - Rosso ammonitico (RSA)

Sinonimie:

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

La formazione comprende calcilutiti, talvolta marnose, nodulari o più raramente stratificate, da rosso-rosate a grigio-chiare, a frattura scheggiosa o concoide, con rare e sottili intercalazioni di marne calcaree o argilliti calcaree da grigie a rosse. La litofacies nodulare, ricca di giunti stilolitici, è più frequente; laddove la stratificazione è sviluppata, gli strati hanno uno spessore da 5 a 15 cm. In sezione sottile, le microfacies più comuni sono *mudstone*, *wackestone* e *packstone* a bioclasti (embrioni e frammenti di ammoniti, gasteropodi, crinoidi, ostracodi, lamellibranchi pelagici e spicole di spugna) ed ossidi di ferro. Gli Autori sono concordi nel riferire questa formazione ad un ambiente di sedimentazione pelagico, con una profondità prossima al limite di compensazione dell'aragonite (ACD) (FAZZUOLI *et alii*, 1985, *cum bibl.*).

Stratigraficamente sovrastante il Calcarea ad Angulati o direttamente il Calcarea massiccio, il Rosso ammonitico affiora soltanto in destra del Serchio di Soraggio, dove ha uno spessore che approssimativamente varia da 10 m (Villa) a

40 m (Rocca Soraggio). In letteratura la base della formazione viene riferita al Sinemuriano *s.s.*/Lotharingiano (FUCINI, 1905, 1908; FEDERICI, 1967) ed il tetto al Domeriano ovvero al Pliensbachiano superiore (FEDERICI, 1967). Le associazioni a nannofossili calcarei recuperate in campioni prelevati al tetto dei Calcari ad Angulati (PERILLI, dati inediti) e dai Calcari e marne a Posidonia sovrastanti il Rosso Ammonitico (PERILLI *et alii*, 2009), affioranti nell'area di Roggio (Foglio 249 Massa Carrara). In sintesi, in base ai dati disponibili, il Rosso Ammonitico viene attribuito ad un intervallo che va dal Sinemuriano inferiore/Pliensbachiano inferiore al Pliensbachiano superiore *p.p.*

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

4.1.7. - *Calcare selcifero di Limano (LIM)*

Sinonimie:

Calcare selcifero inferiore (LOSACCO, 1953)

Calcari grigi con selce (GIANNINI & NARDI, 1965)

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

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

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

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

Calcari grigio-chiari a selci chiare (NARDI *et alii*, 1986)

Questa formazione è costituita da calcilutiti silicee e calcareniti fini, grigie o grigio-chiare al taglio (grigio-giallastre se alterate), in strati sottili e medi (fino a 50 cm), con liste e noduli di selce grigio-chiara o rossastra, a cui si intercalano sottili livelli di marne calcaree grigie o grigio-verdi. In sezione sottile i calcari sono rappresentati prevalentemente da *mudstone* e *wackestone* con *pellets*, radiolari, spicole di spugna, resti di piccoli lamellibranchi pelagici, rari foraminiferi, alghe calcaree, *Stomiosphaera*, *Globochaete* e quarzo. Le strutture sedimentarie riconosciute sono la gradazione, la laminazione parallela e rare bioturbazioni.

Il Calcare selcifero di Limano, assai sviluppato nel contiguo Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana, affiora solo localmente nell'area di Villa-Rocca Soraggio (Val di Serchio) e nella valle del T. Riarbero (Val di Secchia). In Val di Serchio esso è interposto tra il Rosso ammonitico e i Diaspri, con uno spessore inferiore a 10 m; in Val di Secchia, lo spessore raggiunge circa 50 m.

In Emilia, lungo la valle del T. Riarbero (versante est del M. Maccagnino), PLESI *et alii* (2000) descrivono una successione calcarea, affiorante tra i depositi triassici e la Scaglia toscana, che dal basso comprende 4 livelli: 1) circa 20 metri

di calcari grigio-scuri con selci nere in strati sottili e medi, contenenti piccole ammoniti schiacciate; 2) 4-5 m di calcari silicei leggermente rosati e verdognoli con ammoniti; 3) 15 m di calcari grigio-scuri in strati medi e spessi, con abbondanti liste di selce nera; 4) 8 m di calcari grigio-chiari con liste e noduli di selce chiara, con al tetto localmente piccole lenti di diaspri rossi. In accordo con KRAMPE (1964), che attribuisce i primi due livelli al Lias e gli altri due al Malm, PLESI *et alii* (2000) riferiscono i livelli 1 e 2 al Calcare selcifero inferiore (corrispondente al Calcare selcifero di Limano), interpretando il livello 2, che AZZAROLI (1955) assegna al Rosso ammonitico, come un livello rosato del Calcare selcifero inferiore; essi attribuiscono invece i livelli 3 e 4 al Calcare selcifero superiore (corrispondente al Calcare selcifero della Val di Lima). A causa delle diffuse coperture, i rapporti con le formazioni sottostanti non sono però verificabili con chiarezza. In conclusione, secondo PLESI *et alii* (2000), la successione giurassica dell'Unità tettonica della Falda Toscana affiorante sul versante emiliano comprenderebbe circa 35 m di Calcare selcifero di Limano e 23 m di Calcare selcifero della Val di Lima; i Diaspri affiorano in lembi non cartografabili, mentre sono assenti la Maiolica e parte della Scaglia toscana.

Le ammoniti segnalate in letteratura (MENECHINI, 1881; DE STEFANI, 1887a; AZZAROLI, 1948) permettono di attribuire il Calcare selcifero di Limano al Pliensbachiano superiore (Domeriano *p.p.*). In Val Gordana (Foglio 233 Pontremoli) alcuni campioni prelevati nel Calcare selcifero di Limano hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei che permettono di riferire la formazione al Pliensbachiano superiore *p.p.*-Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore.

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

4.1.8. - *Calcari e marne a Posidonia (POD)*

Sinonimie:

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

Marne a Posidonia (MERLA & ABBATE, 1969)

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

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

I Calcari e marne a Posidonia affiorano, con spessore ridotto (inferiore a 10 m), soltanto a sud di Sassalbo lungo il corso di un torrente; essi si trovano interposti tra il Calcare massiccio e la Scaglia toscana, al nucleo di una sinclinale rovesciata e comprendono marne e marne calcaree dure da grigie a grigio-verdi, molto fratturate, a cui si intercalano calcilutiti marnose o silicee e

calcareniti fini; anche le marne sono frequentemente molto fratturate e si presentano in scaglie da centimetriche a decimetriche. Questa formazione è ben rappresentata e descritta in dettaglio nel Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana (e relative Note Illustrative), dove affiora con spessori notevoli (100-300 m) e generalmente interposta tra il Calcarea selcifero di Limano ed il Calcarea selcifero della Val di Lima. Sulla base dei pochi dati biostratigrafici significativi disponibili in letteratura (FUCINI, 1905; FAZZINI *et alii*, 1968) la porzione bassa dei Calcari e marne a Posidonia è attribuita al Toarciano inferiore-medio. Recentemente PERILLI *et alii* (2009) sulla base dei nannofossili calcarei attribuiscono la porzione inferiore di questa formazione al Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore. CHIARI *et alii* (1994) in base ai radiolari assegnano alla porzione basale dei sovrastanti Diaspri al Bajociano medio-Bathoniano superiore. In sintesi i Calcari e marne a Posidonia affioranti a nord dell'Arno si sono presumibilmente sedimentati nell'intervallo Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore-Bajociano superiore/Bathoniano inferiore.

Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore - Bajociano superiore/Bathoniano inferiore

4.1.9. - *Diaspri* (DSD)

Sinonimie:

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

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

La formazione è costituita da radiolariti e selci rosse, verdi e grigie (spesso rosso mattone o grigio-scuro o nere all'alterazione), in strati sottili e medi, a cui si intercalano strati sottili di argilliti silicee di colore rosso, verde o grigio-verde (raramente spesse fino a 7 cm); noduli, lenti e liste di selce (grigia, grigio-chiara, rosa o rosso scuro) sono localmente frequenti. Nella porzione superiore della formazione, le argilliti silicee sono più frequenti e progressivamente più calcaree, fino a divenire delle vere e proprie marne calcaree a cui si intercalano rari strati di calcilutiti silicee rosate, grigio chiaro o verde chiaro; questo intervallo è correlabile con gli Scisti ad Aptici Auctt. In sezione sottile i diaspri sono costituiti da silice amorfa o quarzo microcristallino ed in subordine (5-15%) ossidi di ferro e di manganese; i radiolari, se presenti, generalmente variano dal 5 al 30%, ma possono raggiungere anche il 50-60%. Le impronte di fondo e la concentrazione dei radiolari alla base degli strati, descritte in letteratura e riferite a fenomeni di risedimentazione ad opera di correnti di torbida o di fondo, sono molto rare e di difficile riconoscimento, così come le tracce di bioturbazione. Gli Autori concordano nel riferire la sedimentazione dei

Diaspri ad un ambiente pelagico profondo, sotto il limite di compensazione dei carbonati (CCD) (FAZZUOLI *et alii*, 1985, *cum bibl.*).

La formazione affiora, con spessore inferiore a 10 m, a nord di Villa, dov'è visibile il passaggio alla Maiolica. Le associazioni a radiolari segnalate da CORTESE (1991) e CHIARI *et alii* (1994) suggeriscono di riferire la base dei Diaspri ad un intervallo compreso tra il Bajociano superiore/Bathoniano medio-superiore e l'Oxfordiano medio/superiore, mentre le associazioni a radiolari descritte da CONTI *et alii* (1985) per il tetto di questa formazione sono del Titoniano superiore-Berriasiano basale. Questi dati sono coerenti con le associazioni a nannofossili calcarei riconosciute al tetto dei sottostanti Calcari e marne a Posidonia (PERILLI & REALE, 1998) e quelle descritte da PERILLI (1997) per il tetto dei Diaspri (rappresentato dagli Scisti ad Aptici *Auctt.*), che consentono di attribuire alla formazione un'età che va dal Bajociano superiore/Bathoniano inferiore al Titoniano superiore *p.p.*

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

4.1.10. - Maiolica (MAI)

Sinonimie:

Calcare Maiolica (NARDI, 1961)

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

Calcilutiti e calcilutiti silicee a frattura concoide bianche o grigie (nocciola chiaro se alterate) in strati medi, con liste e noduli di selce grigio-chiara, avana o raramente scura, a cui si intercalano strati, da medi a spessi, di calcareniti e calciruditi gradate grigio-scure, nonché rari e sottilissimi (1-3 cm) livelli di argilliti calcaree (più raramente marne) grigie o grigio-verdi. In sezione sottile, le calcilutiti sono generalmente rappresentate da *mudstone* e *wackestone* (con radiolari dal 10 al 30%, rarissime calcipionelle, intraclasti di quarzo detritico e feldspati, quarzo neomorfico); la micrite, solitamente ricristallizzata, in alcuni casi è caratterizzata dalla presenza di associazioni a nannoconidi a canale stretto riferibili al gruppo *Nannoconus steinmannii*. Le calcareniti sono costituite da *packstone* e *grainstone* con *pellets*, ooliti, foraminiferi bentonici, frammenti di alghe calcaree ed echinodermi. Le strutture sedimentarie riconosciute sono la gradazione, soprattutto negli strati più spessi e, raramente, la laminazione piano-parallela. Come è noto, la Maiolica costituisce un deposito pelagico profondo, sedimentatosi al di sopra del limite di compensazione dei carbonati (CCD), a cui si intercalano torbiditi calcaree generalmente fini.

Affiorante a Villa Rocca Soraggio, la formazione può raggiungere uno spessore massimo di 20-30 m. Il passaggio stratigrafico alla Scaglia toscana è

visibile a Villa, dove alle calcilutiti della Maiolica si sovrappone direttamente la litofacies dei Calcari di Puglianella. In base alle associazioni a nannofossili calcarei rinvenute nella porzione sommitale dei Diaspri (Scisti ad Aptici *Auctt.*) e della porzione basale della Scaglia toscana, affioranti nel contiguo Foglio 233 Pontremoli, la Maiolica viene riferita al Titoniano superiore *p.p.*-Aptiano inferiore *p.p.* (PERILLI, 1997; COCCIONI & PERILLI, 1997). I campioni prelevati dalla Maiolica affiorante nell'area di questo Foglio per lo studio dei nannofossili calcarei sono risultati sterili oppure hanno fornito associazioni del Cretacico inferiore (con *Watznaueria barnesae* e nannoconidi a canale stretto riferibili a *Nannoconus steinmannii*).

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

4.1.11. - Scaglia toscana (STO)

Sinonimie:

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

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

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

Scaglia (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

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

Argille fissili policrome ("scaglia toscana") (TREVISAN *et alii*, 1971)

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

La Scaglia toscana è una formazione costituita da più membri e litofacies, che in passato alcuni Autori (BORTOLOTTI *et alii*, 1970; FAZZUOLI *et alii*, 1985, *cum bibl.*) hanno distinto come formazioni. In questo Foglio, la Scaglia toscana è rappresentata prevalentemente da una litofacies pelitica ed in subordine da una calcareo-pelitica, non differenziate in carta. Localmente sono stati distinti e cartografati il membro delle Calcareniti di Montegrossi e due litofacies: le Breccie calcareo-silicee e i Calcari di Puglianella.

La litofacies pelitica, più diffusa, è costituita da argilliti, argilliti silicee, argilliti marnose, marne e marne siltose a frattura prevalentemente aghiforme o scagliosa (rosso mattone, verde o grigio scuro, ruggine o nere se alterate); lo spessore degli strati pelitici varia generalmente da pochi centimetri a qualche decimetro. Alle peliti si intercalano calcilutiti e calcilutiti silicee grigie o verde chiaro (più frequenti nella porzione inferiore), calcareniti fini e raramente anche grossolane. Le calcilutiti sono costituite da *mudstone*, *wackestone* e più raramente *packstone* a planctonici (nella porzione terziaria), tra i quali prevalgono i foraminiferi e i radiolari; nelle calcareniti si riconoscono *pellets*, frammenti di foraminiferi, radiolari ed in subordine intraclasti, i quali sono più

frequenti nelle calcareniti grossolane insieme ai frammenti di echinodermi e di alghe calcaree. Lo spessore di questa litofacies, arealmente molto estesa e solitamente laminata e tettonizzata, è molto variabile; esso raggiunge i 350 m presso Camporaghena (D'AMATO AVANZI *et alii*, 1988).

La litofacies calcareo-pelitica si differenzia rispetto alla precedente solo per una percentuale maggiore di calcilutiti silicee (>30%), in strati spessi fino a 20 cm; a luoghi tali litotipi sono così abbondanti (>50%), che la Scaglia toscana si presenta come una regolare alternanza di calcilutiti marnose o silicee e peliti. Le calcilutiti sono solitamente rappresentate da *mudstone* e *wackestone* con una percentuale di radiolari e foraminiferi planctonici (nella porzione terziaria) fino al 20-30%, spesso concentrati in lamine millimetriche nella porzione basale degli strati. Negli affioramenti più estesi e potenti, come a Camporaghena, questa litofacies può raggiungere uno spessore di circa 150 m (D'AMATO AVANZI *et alii*, 1988). Nell'area di Rovaggio, questa litofacies corrisponde alle Marne di Rovaggio *Auctt.*, spesse circa 10 m e costituite da marne e siltiti, a cui si intercalano calcari marnosi spessi fino a 20 cm, mentre le argilliti sono in subordine. Nonostante la grande variabilità litologica che caratterizza la Scaglia toscana, vi è un sostanziale accordo nel ritenere che questa formazione registri il passaggio da una sedimentazione pelagica profonda ad una sedimentazione di scarpata.

Le associazioni a foraminiferi planctonici riportate in letteratura per successioni correlabili con la litofacies pelitica e quella pelitico-calcareo sono riferibili ad un intervallo di tempo compreso tra il Cenomaniano e l'Oligocene medio-superiore (CANUTI *et alii*, 1965; BOCCALETTI & SAGRI, 1966; CANUTI & MARCUCCI, 1970; FAZZUOLI & MAESTRELLI MANETTI, 1973); in base ai nannofossili calcarei, CATANZARITI *et alii* (1991, 1996) attribuiscono la porzione sommitale calcareo-pelitica della Scaglia Toscana (Marne di Rovaggio *Auctt.*) all'Oligocene.

Come precedentemente accennato, nella formazione della Scaglia toscana sono state distinte altre due litofacies, costituite dalle Breccie calcareo-silicee e dai Calcari di Puglianella.

Breccie calcareo-silicee (STO_a)

Sinonimie:

Breccie cenomaniane *Auctt.*

Breccie di M. Coronato *Auctt.*

Breccie sedimentarie poligeniche (TREVISAN *et alii*, 1971)

Breccie siliceo-calcaree (NARDI *et alii*, 1986)

Si tratta di breccie clasto-sostenute, costituite prevalentemente da clasti di

calcilutiti silicee grigie o rosse e di diaspri; i clasti, da subarrotondati ad angolosi, eterometrici e mal classati, variano di dimensioni da pochi centimetri fino a qualche decina di centimetri. A luoghi si riconoscono liste e noduli di selce grigio-scura o avorio, deformate, ed intercalazioni o lembi di argilliti silicee rosse e calcareniti fini. Questa litofacies, affiorante nell'area a est di Sillano e nella zona di Mommio con spessore variabile tra qualche metro e qualche decina di metri, è discordante sul Calcarea massiccio. Le Breccie calcareo-silicee affioranti nell'area di Roggio, in Val di Serchio (Foglio 249 Massa Carrara), datate in base ai foraminiferi planctonici ed ai nannofossili calcarei, vengono attribuite al Campaniano inferiore (PERILLI, dati inediti).

Calcari di Puglianella (STO_b)

Sinonimie:

Formazione di Puglianella (BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965)

La litofacies è costituita da calcilutiti e calcilutiti marnose grigie o grigio-verdi, a frattura concoide, in strati da sottili a medi, con rari noduli e liste di selce chiara, cui si intercalano rari strati sottili di argilliti calcaree grigie e strati medi di calcareniti silicee grigie a frattura scheggiosa. In sezione sottile, le calcilutiti risultano essere dei mudstone con micrite spesso ricristallizzata (come i bioclasti, rappresentati da foraminiferi planctonici e radiolari) in percentuale variabile dal 10-15 al 30%; le calcareniti sono costituite da *grainstone* a *pellets* ed in subordine da bioclasti ed intraclasti. I Calcari di Puglianella, interposti tra la Maiolica e la litofacies pelitica della Scaglia toscana, affiorano a Rocca Soraggio, con uno spessore di qualche decina di metri. Riferiti da BOCCALETTI & BORTOLOTTI (1965) al Santoniano-Maastrichtiano, i Calcari di Puglianella sono stati recentemente campionati nell'area di Roggio (Val di Serchio, Foglio 249 Massa Carrara) ed attribuiti, in base ad associazioni a foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei, al Campaniano superiore-Maastrichtiano (PERILLI, dati inediti).

Calcareniti di Montegrossi (STO₃)

Sinonimie:

Microbreccia nummulitica (NARDI, 1961)

Calcareniti a Nummuliti (DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

Microbreccie calcaree con Nummuliti (TREVISAN *et alii*, 1971)

Calcareniti degli Scisti Policromi (MERLA & ABBATE, 1969)

Calcareniti a Nummuliti e Calcareniti di Dudda *p.p.*

Calcareniti di Dudda e Montegrossi *Auctt.*

Questo membro è costituito da torbiditi calcaree da medie a grossolane e calciruditi grigie o grigio-scure, ruggine all'alterazione, in strati spessi da 20-50 cm a 3-4 m; sono presenti anche intercalazioni di calcilutiti silicee grigie o grigio-verdi spesse 10-20 cm e di sottili livelli di argilliti o argilliti marnose, rosse o verdi. Le Calcareni di Montegrossi affiorano localmente nei rilievi a est di Sillano. Le associazioni a foraminiferi riportate in letteratura sono riferibili al Campaniano inferiore-Maastrichtiano (BOCCALETTI & SAGRI, 1964, 1966; BOCCALETTI & BORTOLOTTI, 1965), all'Eocene medio (BOCCALETTI & SAGRI, 1966; BORTOLOTTI & PIRINI, 1965; CANUTI *et alii*, 1965) e all'Oligocene (BORTOLOTTI & PIRINI, 1965). Quindi il membro può essere attribuito all'intervallo compreso tra il Campaniano inferiore-Maastrichtiano e l'Oligocene.

In questo Foglio la Scaglia toscana affiora nell'area di Mommio, a Villa, a Camporaghena e al Puntone; a Villa affiorano la litofacies pelitica, le Breccie calcareo-silicee ed i Calcari di Puglianella; nell'area di Mommio affiorano solo le Breccie calcareo-silicee, al di sopra della litofacies pelitica, mentre al Puntone è rappresentata soltanto la litofacies pelitica. A causa degli affioramenti generalmente esigui e discontinui, lo spessore della formazione è difficilmente determinabile; esso può essere valutato in 50-100 m nell'area di Mommio e di Villa, mentre nell'area di Camporaghena può arrivare a circa 500 m.

Il passaggio stratigrafico tra la Scaglia toscana ed il Macigno è solitamente netto; a luoghi il contatto è marcato da una successione di spessore ridotto (inferiore a 10 m) comprendente un'alternanza di torbiditi siltitico-marnose e più raramente calcarenitico-marnose e arenaceo-pelitiche, con sedimenti intertorbiditici fini (Marne di Rovaggio *p.p.*; KRAMPE, 1964).

In base ai nannofossili calcarei, la base della Scaglia toscana viene riferita all'Aptiano inferiore (COCCIONI & PERILLI, 1997) e il tetto al Oligocene superiore (CATANZARITI *et alii*, 2002). Campioni prelevati nella parte alta della Scaglia toscana hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Oligocene per la presenza di *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites scrippsae*, *Dictyococcites bisectus*, *Coccolithus pelagicus* e per l'assenza di *Ericsonia formosa* e *Reticulofenestra umbilica*. Sulla base dei dati ricavati in Val Gordana (Foglio 233 Pontremoli) ed in Val di Serchio (Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana) questa formazione, interposta tra la Maiolica e il Macigno, è attribuita all'intervallo Aptiano inferiore *p.p.*-Oligocene superiore *p.p.*

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

4.1.12. - *Macigno* (MAC)

Sinonimie:

Macigno p.d. (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

La formazione è costituita prevalentemente da torbiditi arenacee ed arenaceo-pelitiche grigie (da marrone a ocra all'alterazione), con granulometria da media a medio-fine negli strati meno spessi (fino a 1 m) e da grossolana a molto grossolana negli strati spessi e molto spessi (2-5 m); in subordine sono presenti torbiditi pelitico-arenacee sottili o, raramente, calcareo-marnose. Gli intervalli pelitici, spesso sottili e laminati, sono costituiti da siltiti grigie, marne siltose ed argilliti da grigie a grigio-scure e possono raggiungere qualche decina di centimetri di spessore. Le osservazioni di dettaglio sono comunque spesso difficoltose, a causa dell'alterazione, dell'intensa fratturazione, della discontinuità di affioramento e delle coperture di versante molte estese.

La porzione inferiore della formazione, caratterizzata dalla prevalenza di strati spessi e molto spessi e da rari livelli pelitici, affiora con buona continuità lungo le pendici nord del M. Ischia - Il Puntone e in corrispondenza di un'anticlinale a direzione appenninica, lungo l'allineamento Torsana - Camporaghena - Sassalbo - Costa Castellana. La porzione medio-alta affiora in corrispondenza dello spartiacque appenninico ed è caratterizzata da torbiditi arenaceo-pelitiche (riferibili alla facies C di MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972), in strati spessi e molto spessi, e pelitico-arenacee (in subordine). A luoghi la parte alta della formazione è costituita da torbiditi più sottili con interstrati di marne siltose grigie, oppure è caratterizzata (area del Passo di Pradarena e, più a sud, zona di Livignano-Villa) dalla presenza di intercalazioni di paraconglomerati matrice-sostenuti e breccie, messi in posto come *debris flow* (MAC_d), in cui prevalgono clasti di calcari silicei tipo palombino; questi depositi clastici sono simili alla litofacies argilloso-calcarea del sovrastante Olistostroma di Monte Modino.

Tra le strutture sedimentarie riconoscibili sono più comuni la gradazione e la laminazione parallela o convoluta, mentre le impronte di fondo sono più rare. Le sequenze di Bouma più frequenti sono generalmente incomplete (Tb-e, Tc-e, Tc); a volte è possibile riconoscere anche l'orizzonte Ta, con gradazione scarsa o assente. Gli Autori concordano nel riferire questa formazione, deposta in un bacino di avanfossa, alla porzione esterna di una conoide (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; SAGRI, 1975; GHIBAUDO, 1980). Le arenarie del Macigno sono state classificate da COSTA *et alii* (1992) come areniti feldspato-litiche (*sensu* DICKINSON, 1970) con abbondante quarzo, frequenti feldspati, biotite, muscovite, clorite e minerali accessori (fra i quali granato, zircone, tormalina); i litici, in percentuale del 5-25%, sono rappresentati da granuli di rocce plutonico-

metamorfiche, rocce vulcaniche e raramente rocce sedimentarie; il materiale interstiziale, generalmente scarso, è costituito da una epimatrice e da un cemento di tipo fillosilicatico. COSTA *et alii* (1992) sulla base delle percentuali relative dei granuli litici (di dimensioni inferiori a 1/16 di mm) distinguono una petrofacies inferiore (quantità di litici vulcanici maggiore del 18%) ed una petrofacies superiore (percentuale di litici vulcanici inferiore al 18%); GANDOLFI & PAGANELLI (1993), in base alle percentuali di epidoto presente (circa 25%), definiscono una petrofacies ad epidoto tipica del Macigno.

Il Macigno affiora con continuità mostrando spessori notevolmente elevati, che da varie centinaia di metri possono superare i 2000 m. Il contatto tra il Macigno e le Marne di Marmoreto, quando osservabile, è generalmente scollato; in alcune località (Regnano e lungo il Fiume di Dalli) è stratigrafico. Frequentemente il Macigno è sovrastato dall'Unità tettonica Canetolo o dall'Unità tettonica Ottone.

COCCIONI & WEZEL (1980) e MONTANARI & ROSSI (1985) attribuiscono la base della formazione al Rupeliano e il tetto al Chattiano. Recentemente, in base ai nannofossili calcarei, questa formazione è stata attribuita all'Oligocene superiore-Miocene basale, ovvero al Chattiano sommitale-Aquitano basale (CATANZARITI, 1988; CATANZARITI *et alii*, 1991; COSTA *et alii*, 1992). Nella zona dell'Alpe di Succiso (M. Casarola) il tetto del Macigno è stato attribuito alla biozona MNN1b di FORNACIARI & RIO (1996), ovvero al passaggio Oligocene sommitale-Miocene inferiore (PLESI *et alii*, 2000). Studi compiuti nell'ambito del Foglio 233 Pontremoli (area di Costa Pelata, presso il margine nord-occidentale di questo Foglio) e del Foglio 235 Pievepelago (area del Rio Re, dati inediti) suggeriscono di attribuire la parte alta della formazione alla biozona MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996), ovvero all'Aquitano. In sintesi la sedimentazione del Macigno copre un intervallo compreso tra l'Oligocene superiore *p.p.* e il Miocene inferiore *p.p.*

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

Le successioni interposte tra il Macigno e le Argille di Fiumalbo

Nell'area di questo Foglio l'Unità tettonica della Falda Toscana presenta alcune differenze nella cartografia della successione compresa tra il tetto del Macigno e la base delle Argille di Fiumalbo. In particolare, sul versante toscano il Macigno è ricoperto in continuità di sedimentazione dall'Olistostroma di Monte Modino. Sul versante padano, invece, la cartografia geologica ufficiale della Regione Emilia-Romagna, riportata nel Foglio, distingue al di sotto delle le Argille di Fiumalbo un *Mélange* basale; questo *mélange* è attribuito ad un'altra

unità tettonica (“Unità tettonica Modino”) e comprende successioni con età assai differenti tra loro e provenienti da domini paleogeografici diversi. In queste note sono descritte entrambe le successioni, quella affiorante sul versante toscano, rappresentata dall’Olistostroma di Monte Modino e quella affiorante sul versante emiliano, costituita dal *Mélange* basale, che a sua volta comprende successioni sedimentarie di origine ligure e di origine subligure.

Versante toscano

4.1.13. - *Olistostroma di Monte Modino (OMM)*

Sinonimie:

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

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

Complesso caotico p. p. (MERLA & ABBATE, 1969)

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

“Argille scagliose” in giacitura di olistostroma (DALLAN NARDI & NARDI, 1972)

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

Nell’area di questo Foglio, l’Olistostroma di Monte Modino affiora discontinuamente e con spessori ridotti (inferiori a 50-70 m), sia intercalato nella parte alta del Macigno (Passo della Comunella) che intercalato nella parte bassa delle Marne di Marmoreto (a nord dell’Alpe di Succiso). Negli sporadici affioramenti dove è ben esposto, esso comprende una litofacies argillitico-calcareo (corrispondente ad unità d’origine ligure lungo il versante padano) costituita da paraconglomerati messi in posti come *debris flows*, con matrice argilloso-siltitica e clasti prevalenti di calcilutiti silicee tipo palombino e/o da una litofacies calcareo-marnosa (anch’essa corrispondente ad unità d’origine ligure lungo il versante padano) costituita da successioni torbiditiche calcareo-marnose, messe in posto come slumps e slides e talvolta associate a breccie calcaree con clasti silicei tipo palombino. Sebbene le successioni riconosciute all’interno dell’Olistostroma di Monte Modino siano state attribuite ad un intervallo compreso tra il Cretacico inferiore e il Paleogene, la sua messa in posto viene riferita all’Oligocene superiore *p.p.* - Miocene inferiore *p.p.*, in accordo con DALLAN *et alii* (1981), ABBATE & BRUNI (1989), BRUNI & PANDELI (1992) e PERILLI (1994, *cum bibl.*).

L’Olistostroma di Monte Modino, come discusso nei cenni storici, viene interpretato da molti Autori come un deposito caotico, messo in posto per

gravità, in continuità di sedimentazione con la formazione del Macigno (BRUNI *et alii*, 1992, *cum bibl.*). Altri Autori, invece, interpretano le successioni sedimentarie sottostanti le Argille di Fiumalbo e/o le Marne di Marmoreto come la base stratigrafica (*mélange*) di un'altra unità tettonica (“Unità tettonica Modino”; CHICCHI & PLESI, 1992; MOCHI *et alii*, 1996, *cum bibl.*).

Comunque, indipendentemente dall'interpretazione (sedimentaria vs tettonica) data a questi depositi, l'Olistostroma di Monte Modino è correlabile con il *Mélange* basale di PLESI *et alii* (2000) cartografato nell'alto bacino del F. Secchia (versante padano), dove comprende la Successione argilloso-calcareo, la Formazione dell'Abetina Reale, le Argille e calcari di Ponte Biola e i Calcari del Giardino.

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

Versante padano

Mélange basale

Sinonimie:

Mélange delle Tagliole (PLESI, 2002)

Come accennato in precedenza, lungo il versante padano gli estensori della cartografia geologica della Regione Emilia-Romagna, contrariamente a quanto osservato lungo il versante tirrenico (dove l'Unità Tettonica della Falda Toscana comprende anche le Arenarie di Monte Modino e le sottostanti formazioni, ovvero le Marne di Marmoreto, le Argille di Fiumalbo e l'Olistostroma di Monte Modino), riferiscono le formazioni sovrastanti il Macigno all'Unità tettonica Modino.

Il *Mélange* basale è correlabile con l'Olistostroma di Monte Modino (fig. 7). All'interno di esso, affiorante lungo il versante padano, PLESI *et alii* (2000) distinguono unità di origine ligure ed unità di origine subligure (MARTINI & PLESI, 1988; CHICCHI & PLESI, 1992; MOCHI *et alii*, 1996): alle prime appartengono la Successione argilloso-calcareo e la Formazione dell'Abetina Reale, mentre le seconde comprendono le Argille e calcari di Ponte Biola ed i Calcari del Giardino.

Successione di origine ligure

In questa successione sono state distinte la Successione argilloso-calcareo e

la Formazione dell'Abetina Reale, descritte di seguito.

4.1.14. - *Successione argilloso-calcareo (AVP)*

Sinonimie:

Successione ligure pre-flysch *p.p.* (PLESI *et alii*, 2000)

Questa successione, correlabile con la formazione argilloso-calcareo basale di CHICCHI & PLESI (1992) ed il complesso argilloso-calcareo di PLESI *et alii* (1998), è costituita da argilliti scure, verdi, rosse o grigie e da rare intercalazioni di calcari e calcari marnosi con base calcarenitica o arenitica, siltiti gradate e marne. Gli affioramenti più estesi si trovano lungo la Strada Statale del P.so del Cerreto (in località Braetta), fra Ponte Biola e Collagna, dove sono costituiti da argilliti brune e verdine con strati calcarei grigio-scuri a patina rossastra, siltiti gradate e strati marnosi.

Nell'area di questo Foglio, a causa dell'esiguità degli affioramenti e dell'incertezza dei rapporti geometrici e stratigrafici, in questa formazione sono state comprese anche successioni riferibili alle Argille a palombini e alla Formazione del Fosso della Cà, non distinte in carta. Le Argille a palombini sono costituite da argilliti grigio-piombo e strati calcarei grigio-bluastri da sottili a medi. La Formazione del Fosso della Cà è rappresentata da una lente di breccie, a elementi soprattutto basaltici, che affiora lungo la strada fra Le Vaglie e Collagna e sul crinale M. Groppo-M. Giovagallo (MOCHI *et alii*, 1996).

Lo spessore della Successione argilloso-calcareo, difficilmente valutabile a causa delle deformazioni tettoniche, è stimabile in qualche centinaio di metri. Le scarsissime associazioni a nannofossili calcarei documentate in questa formazione (MOCHI *et alii*, 1996) indicano un'età riferibile al Cretacico inferiore (?Barremiano), mentre queste stesse successioni sono state attribuite da REUTTER (1969) all'Albiano superiore-Cenomaniano inferiore. Pertanto questa successione viene riferita al ?Barremiano-Cenomaniano.

?Barremiano-Cenomaniano

4.1.15. - *Formazione dell'Abetina Reale (ABT)*

Sinonimie:

Flysch dell'Abetina Reale (PLESI *et alii*, 2000)

La Formazione dell'Abetina Reale (CHICCHI & PLESI, 1992, 1995; MOCHI *et alii*, 1996) è costituita da una successione di spesse torbiditi calcareo-marnose (con intervallo Td della sequenza di Bouma molto sviluppato), con base

calcarenitica o arenacea, a cui si intercalano torbiditi arenacee fini sia silicoclastiche che ofiolitiche, in strati da sottili a molto spessi, e strati sottili di argilliti calcaree grigie o grigio-scure. Gli affioramenti più significativi sono situati in Val Secchia, a est di Collagna, dove le torbiditi calcareo-marnose sono ricche di impronte di Elmintoidi, Condriti e Fucoidi, con rari resti di *Inoceramus* sp. Lo spessore, stimabile con difficoltà, non dovrebbe superare qualche decina di metri. Nella località tipo (Valle del T. Dolo) e in altre sezioni dell'Appennino modenese (M. Modino), la Formazione dell'Abetina Reale viene attribuita al Campaniano superiore (MOCHI *et alii*, 1996).

Campaniano superiore

Successione di origine subligure

Nella successione di origine subligure sono state distinte le Argille e calcari di Ponte Biola ed i Calcari del Giardino. Sono state inoltre riconosciute, ma non cartografate per l'esiguità degli affioramenti, scaglie tettoniche, spesse fino a 20 m, costituite da torbiditi calcaree o calcareo-marnose, a base arenacea. Queste successioni, riferibili ai Calcari del Rio Collagna di PLESI *et alii* (2000) e attribuite da MOCHI *et alii* (1996) al Paleocene inferiore (Daniano), sono state cartografate insieme alle Argille e calcari di Ponte Biola.

4.1.16. - Argille e calcari di Ponte Biola (BIO)

La formazione è costituita da argilliti grigio-scure a cui si intercalano strati medi di calcari e calcari marnosi gradati grigi. Geometricamente posta alla base del *Mélange* basale, questa formazione è correlabile con le Argille e calcari del Canale del Ronco di PLESI *et alii* (1998) e ricorda le litofacies argilloso-calcaree delle Argille e calcari di Canetolo, da cui si differenzia soprattutto per un colore meno scuro delle argilliti. Le Argille e calcari di Ponte Biola, molto tettonizzate, affiorano in particolare lungo il Rio Biola in Val Secchia, con spessore stimabile in 70-100 m; esse sono state riferite da MOCHI *et alii* (1996) all'Eocene medio (Luteziano), mentre PLESI *et alii* (1998) riferiscono le Argille e Calcari del Canale del Ronco (cfr. Argille e Calcari di Ponte Biola) all'intervallo Paleocene-Eocene medio. In sintesi questa formazione, che comprende anche successioni riferibili ai Calcari del Rio Collagna di PLESI *et alii* (2000), viene riferita al Paleocene-Eocene medio.

Paleocene - Eocene medio

4.1.17. - *Calcari del Giardino* (CGD)

Sono rappresentati da torbiditi calcareo-marnose in strati medi e spessi, con base calcarenitica, a cui si intercalano strati sottili e medi di argilliti e argilliti calcaree grigie. I Calcari del Giardino affiorano assai bene lungo le pareti rocciose che sovrastano l'abitato omonimo, a ovest di Cinquecerri. Questa formazione, che raggiunge lo spessore di alcune decine di metri, non è correlabile con i Calcari del Rio Collagna ed i Calcari del Giardino di MOCHI *et alii* (1996) e mostra una marcata somiglianza con i Calcari del Groppo del Vescovo (Unità tettonica Canetolo): ANDREOZZI & CHICCHI (1988a, 1988b) riferiscono quest'unità all'Eocene inferiore (Ypresiano).

Eocene inferiore

Al di sopra del *Mélange* basale, la successione dell'Unità tettonica della Falda Toscana prosegue con le Argille di Fiumalbo, le Marne di Marmoreto e le Arenarie di Monte Modino.

4.1.18. - *Argille di Fiumalbo* (FIU)

Sinonimie:

Scisti policromi (LOSACCO, 1953; AZZAROLI, 1955; DAINELLI, 1955)

Marne (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961)

Marne grigie (SAGGINI, 1961)

Argille varicolori (NARDI & TONGIORGI, 1962)

Scisti varicolori (DALLAN, 1962; NARDI, 1964a, 1964b, 1965)

Marne di S. Polo p.p. (BORTOLOTTI, 1964)

Argilliti di Fiumalbo-Marne di Le Piastre *p.p.*

Le Argille di Fiumalbo possono essere suddivise, in base ai caratteri litologici, in due porzioni: quella inferiore è costituita da argilliti rosse o verdastre, con intercalazioni di strati sottili calcarenitico-marnosi, sovente organizzati in sequenze di spessore decimetrico e con bioturbazione a Condriti e Fucoidi; la porzione superiore è invece rappresentata da argilliti marnose grigio-cenere e marne siltose, con intercalazioni di siltiti e areniti fini in strati sottili con ridotta continuità laterale (fino a qualche decina di metri). Nella parte alta, prevalentemente argillitica, sono intercalati corpi lentiformi di torbiditi arenacee in strati spessi e molto spessi (correlabili al Membro del Monte Sassolera - Foglio 235 Pievepelago) e strati spessi di arenarie a cemento calcareo (riferibili al Membro del Rio Acquicciola - cfr. Arenarie di Fiumalbo *Auctt.* - e al membro di Costalta, entrambi distinti nell'area del Foglio 235). La formazione si è

presumibilmente deposta sul margine inferiore di una scarpata tettonicamente instabile.

Le Argille di Fiumalbo affiorano in alcune località della Val Secchia (lungo il fiume, a Busana, presso Castagnola, lungo le pendici est del M. Ventasso); la formazione, spesso molto scompaginata a causa delle vicende tettoniche, ha uno spessore stimabile in 50-100 m.

Sulla base di faune a foraminiferi, DALLAN (1962) assegna alla formazione delle Argille di Fiumalbo un'età oligocenica, escludendo la presenza dell'Eocene. Una sezione completa delle Argille di Fiumalbo, campionata da PLESI *et alii* (2000) nella zona del M. Cisa, ha fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'intervallo Priaboniano-Rupeliano, ovvero all'Eocene superiore-Oligocene inferiore per la presenza di *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites scrippsae*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus moriformis* e *Sphenolithus predistentus*. I campioni prelevati nella porzione inferiore della formazione affiorante nel Foglio, sono risultati sterili, mentre quelli prelevati nella porzione medio-superiore hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili all'Oligocene. Come ampiamente discusso nei cenni storici, anche le Argille di Fiumalbo, comprese insieme alle Marne di Marmoreto tra il Macigno e le Arenarie di Monte Modino, vengono qui riferite all'intervallo Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.*

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

4.1.19. - Marne di Marmoreto (MMA)

Sinonimie:

Marne (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961)

Marne di S. Polo (BORTOLOTTI, 1964)

Marne di Pontecchio (GÜNTHER, 1966)

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

Macigno siltoso *p.p. Auctt.*

La formazione è costituita da marne e marne siltose, micacee, dure, di colore da grigio a grigio-verde (grigio-cenere, giallo-ocra o ruggine all'alterazione) e, a luoghi, argilliti rosse, verdi o cinerine. Alle peliti si intercalano rare torbiditi silicoclastiche o calcarenitiche, più frequenti nella porzione inferiore della formazione, in strati sottili e medi; a volte le calcareniti sono ricche di bioclasti disposti in lamine parallele (Torrione). A causa delle numerose superfici di taglio le peliti mostrano una tipica tessitura a scaglie, da centimetriche a decimetriche; quindi la stratificazione è spesso indistinta e la continuità dei

livelli più competenti, spesso deformati, è molto limitata. Le Marne di Marmoreto sono inoltre caratterizzate dalla presenza di sottili torbiditi vulcanoclastiche (PLESI, 1975a) e di paraconglomerati polimittici matrice-sostenuti (*debris flow*) e brecce a prevalenti elementi calcarei (**MMA_a**), correlabili con le Brecce del Rifugio Battisti (Foglio 235 Pievepelago; PLESI, 2002). Questi paraconglomerati, spessi fino a qualche decina di metri e con estensione laterale massima di alcune centinaia di metri (S. Martino, Passo di Cavorsella), sono prevalentemente costituiti da clasti di calcari silicei tipo palombino. Le Marne di Marmoreto si sono presumibilmente deposte su una scarpata tettonicamente instabile.

La formazione affiora in varie località del versante toscano dell'Appennino (fra cui Capanne a nord di Sillano, Castello di Comano, tra Giuncugnano-Magliano e Pontecchio) al tetto del Macigno, oppure lungo il versante padano (a ovest di Collagna, a Busana e nella zona del M. Ventasso) interposta tra le Argille di Fiumalbo e le Arenarie di Monte Modino. Lo spessore, normalmente variabile tra 50 e 100 m, nell'area di Torrione e Ospedaletto può raggiungere i 200 m; non si può escludere che gli spessori maggiori siano dovuti a raddoppi tettonici o alla tettonica sinsedimentaria. Il contatto con il Macigno non è mai ben esposto, mentre quello con le Argille di Fiumalbo, a causa della deformazione e delle somiglianze litologiche, è difficilmente identificabile. Il contatto con le Arenarie di Monte Modino è invece ben esposto nell'area del M. Ventasso.

I pochi campioni prelevati negli affioramenti del versante toscano hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla biozona a *Sphenolithus ciproensis* (NP25 di MARTINI, 1971), dell'Oligocene superiore per la concomitante presenza di *Cyclicargolithus abisectus* e *Dictyococcites bisectus*, oltre a quella di *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites scrippsae*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei* e *Sphenolithus moriformis*. La formazione, in base alle associazioni a foraminiferi, è stata attribuita all'Oligocene superiore (ABBATE & BORTOLOTTI, 1961; DALLAN, 1962; COCCIONI & WEZEL, 1980; DALLAN *et alii*, 1981) ed in base alle associazioni a nannofossili calcarei è stata riferita al Rupeliano superiore- Chattiano sommitale, ovvero all'Oligocene superiore-Miocene inferiore, da CATANZARITI *et alii* (1996) e PLESI *et alii* (1998). Le Marne di Marmoreto affioranti in questo Foglio, lungo il versante emiliano, vengono attribuite da PLESI *et alii* (2000) ad un intervallo compreso tra il Rupeliano ed il Chattiano sommitale. Come riportato per le argille di Fiumalbo (vedi cenni storici) la formazione è attribuita all'Oligocene superiore p.p.-Miocene inferiore p.p.

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

4.1.20. - *Arenarie di Monte Modino (MOD)*

Sinonimie:

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

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

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

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

Macigno A-Macigno B (LOSACCO, 1963)

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

Cerreto *Sandstein* (KRAMPE, 1964)

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

Arenarie del crinale appenninico (GHELARDONI, 1965)

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

La formazione è costituita da torbiditi silicoclastiche da medie a grossolane, a cui si intercalano torbiditi fini e torbiditi calcarenitico-marnose. Le successioni a grana grossolana (fino a microconglomeratiche), prevalentemente riferibili alle facies F5 ed F6 di MUTTI (1992), sono costituite da strati da spessi a molto spessi, talvolta amalgamati e da sottili interstrati pelitici. Le torbiditi fini (facies F9a o F9b) sono costituite da strati da sottili a medi, a cui si intercalano intervalli marnoso-siltosi spessi da 1 a 20 cm; le sequenze più comuni sono la Tbe e la Tee. Le torbiditi a composizione mista, calcarenitico-marnosa, sono abbastanza rare ed a volte sono rappresentate solo da calcareniti.

L'analisi petrografica delle areniti, effettuata su campioni prelevati al M. Ventasso e lungo la dorsale est dell'Alpe di Succiso, mostra che la moda detritica ricade per lo più nel campo delle areniti feldspatolitiche (*sensu* DICKINSON, 1970), mentre il quarzo rappresenta il 40-57% dei granuli essenziali dell'ossatura, il feldspato il 22,5-44,5% ed i frammenti litici (inclusi i carbonati di provenienza extrabacinale) costituiscono il 12,5-27,5%; la matrice è per lo più silicatica, raramente carbonatica ed il cemento è di tipo calcitico (subordinatamente ankeritico), fillosilicatico o quarzoso. Nella composizione della frazione litica a grana fine prevalgono i frammenti di tipo metamorfico (83,5-94,5%), rappresentati per lo più da scisti a quarzo, muscovite, clorite, epidoto; i litici vulcanici sono presenti in quantità inferiore al 10%, con vulcaniti acide e basiche prevalenti; fra i litici sedimentari (0,5-11%) sono presenti sia granuli silicoclastici che carbonatici.

Le Arenarie di Monte Modino affiorano con sequenze complete e ben esposte nella zona del M. Ventasso, mentre nell'area del M. Ischia e all'Alpe di Succiso gli affioramenti sono meno estesi e potenti; lo spessore è variabile tra

300 e 500 m. PLESI *et alii* (2000) riferiscono la base della formazione all'Oligocene sommitale, mentre la sovrastante porzione viene attribuita all'Aquitano. I campioni fossiliferi più significativi hanno fornito generiche associazioni dell'Oligocene superiore caratterizzate dalla presenza di *Reticulofenestra daviesi*, *Dictyococcites scrippsae* e *Cyclicargolithus abisectus*. Nelle presenti note la formazione viene attribuita all'Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.* (vedi cenni storici).

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

4.2. - UNITÀ TETTONICA CERVAROLA

La successione di Monte Cervarola rappresenta, come sostenuto da molti Autori (REUTTER, 1968, CHICCHI & PLESI, 1992; LABAUME, 1992; COSTA *et alii*, 1998), il riempimento di un bacino situato, almeno per la sua parte più interna, sul fronte di unità alloctone ancora in avanzamento. Quindi questa successione è da interpretare, almeno per la sua parte più interna, come un deposito di transizione tra sedimenti di scarpata e sedimenti bacinali (*piggy-back* o *wedge-top basin*). In questo Foglio l'Unità tettonica Cervarola comprende le Marne di Civago, il Membro del Rio Scuro della Formazione di Serpiano (membro correlabile con le Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia di CHICCHI & PLESI, 1992) e la parte bassa delle Arenarie di Monte Cervarola, rappresentate dal Membro del T. Dardagna (cfr. Membro degli Amorotti *Auctt.*). L'Unità tettonica Cervarola, che affiora nel settore tosco-emiliano del Foglio, è stata rilevata da PLESI *et alii* (2000).

4.2.1. - Marne di Civago (CIV)

La formazione (GHELARDONI *et alii*, 1962) è costituita da marne siltose e siltiti grigio-chiare debolmente stratificate e, più raramente, da strati sottili di arenarie fini; la parte superiore di questa unità comprende torbiditi siltoso-pelitiche in strati sottili (riferibili alle Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia; CHICCHI & PLESI, 1992), non distinte in carta per l'esiguità degli affioramenti. A causa della fratturazione, le marne sono suddivise in scaglie o prismi da centimetrici a decimetrici; le fratture sono riempite da più generazioni di calcite spatica, spesse fino a qualche centimetro e con estensione metrica. Dove la formazione è meno tettonizzata, è possibile riconoscerne la stratificazione, evidenziata da variazioni di colore e intercalazioni siltitiche (più frequenti) e arenitiche, che spesso mostrano una laminazione da piano-parallela (prevalente) ad ondulata. Le

Marne di Civago possono inoltre mostrare fenomeni di silicizzazione diffusa o localizzata (liste, noduli e lenti più o meno estese e potenti di selci nere). Rispetto alle Marne di Marmoreto (Unità tettonica della Falda Toscana) questa formazione è più siltosa (CHICCHI & PLESI, 1992). In base alle caratteristiche litostratigrafiche ed ai rapporti con la formazione sovrastante, le Marne di Civago sono interpretate come un deposito emipelagico, sedimentato su una scarpata tettonicamente instabile.

La formazione affiora nella finestra del Rio Scuro (poco a sud di Miscoso) e nella zona a sud di Succiso, tettonicamente sovrapposta al Membro del T. Dardagna delle Arenarie di Monte Cervarola. Negli affioramenti più estesi e potenti le Marne di Civago possono raggiungere uno spessore di 100-150 m. Dei numerosi campioni prelevati per l'analisi dei nannofossili calcarei molti sono risultati sterili o hanno fornito associazioni poco significative e con un pessimo stato di conservazione. Nei campioni più significativi si osserva la presenza di *Cyclicargolithus floridanus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei* e *Sphenolithus moriformis*. Le Marne di Civago, campionate nella località tipo (Foglio 235 Pievepelago), sono riferite da ANDREOZZI *et alii* (1991) all'Aquitaniiano-Burdigaliano inferiore, mentre PLESI *et alii* (1998) le attribuiscono all'Oligocene sommitale-Aquitaniiano e PLESI (2002) nel Foglio 235 Pievepelago all'Aquitaniiano. Sulla base dei dati di letteratura la formazione viene quindi riferita all'Aquitaniiano *p.p.*

Aquitaniiano p.p.

4.2.2. - Formazione di Serpiano - Membro del Rio Scuro (SRP₃)

In questo Foglio la Formazione di Serpiano è rappresentata dal Membro del Rio Scuro, correlabile con le Siltiti dei Poggi di Fontanaluccia di CHICCHI & PLESI (1992); questo membro, interposto tra le Marne di Civago ed il Membro del T. Dardagna delle Arenarie di Monte Cervarola, è costituito da arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche a grana fine in strati spessi, con interstrati pelitico-marnosi alternati a torbiditi più sottili (PLESI *et alii*, 2000). Le torbiditi possono presentare strutture da carico (*load casts*) e da corrente (*flute casts*); nell'intervallo Tc sono riconoscibili *ripples* asimmetrici.

Il Membro del Rio Scuro affiora lungo il torrente omonimo (tra Succiso e Miscoso), con uno spessore che non supera i 100 m. I campioni raccolti per l'analisi dei nannofossili calcarei non hanno fornito associazioni significative. Nella finestra tettonica di Pracchiola (Foglio 216 Borgo Val di Taro) i campioni prelevati da PLESI *et alii* (1998) nel Membro dei Poggi di Fontanaluccia sono risultati sterili o hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei non

significative, mentre il sovrastante Membro del T. Civasola viene riferito, in base ai nannofossili calcarei, al ?Burdigaliano inferiore (PLESI *et alii*, 1998). Pertanto, non disponendo di dati biostratigrafici originali, il Membro del Rio Scuro della Formazione di Serpiano, interposto tra le Marne di Civago ed il Membro del T. Dardagna viene riferito all'intervallo ?Aquitano *p.p.*-Burdigaliano *p.p.*

?Aquitano *p.p.* - Burdigaliano *p.p.*

4.2.3. - Arenarie di Monte Cervarola - Membro del T. Dardagna (CEV₁) (cfr. Membro degli Amorotti *Auctt.*)

Sinonimie:

Macigno 'B' *p.p.* (SIGNORINI, 1936; MERLA, 1952)

Macigno del Mugello *p.p.* (MERLA, 1969; MERLA & BORTOLOTTI, 1969)

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

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

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

Arenarie del Cerreto *p.p.* (MARTINI & PLESI, 1988)

Nell'area rilevata le Arenarie di Monte Cervarola (ANDREOZZI, 1992; CHICCHI & PLESI, 1995) sono rappresentate dal Membro del T. Dardagna (cfr. Membro degli Amorotti *Auctt.*; PLESI, 2002), correlabile con il Membro del Rio Muschioso di CHICCHI & PLESI (1995) e corrispondente al Sistema Amorotti di MUTTI (1992) e di ANDREOZZI *et alii* (1996); in passato le successioni torbiditiche di questo membro erano state riferite sia al Macigno (AZZAROLI, 1955), che alle Arenarie di Monte Modino (NARDI, 1965).

Il Membro del T. Dardagna è costituito da arenarie torbiditiche silicoclastiche litofeldspatiche, in strati da medi a spessi con base talora conglomeratica e talvolta amalgamati, alternati a torbiditi più fini e sottili e a depositi da *slumping* e *debris flow* (KRAMPE, 1964; ANDREOZZI, 1992; ANDREOZZI *et alii*, 1996). Le sequenze di Bouma sono incomplete e mancanti degli orizzonti sommitali; le strutture basali erosive, di dimensioni anche pluridecimetriche, sono rappresentate da *concave-upwards scours* e *mud-draped scours*. Generalmente le sequenze sono riferibili alle facies B1 e C1 di MUTTI (1992), mentre le facies C2 e D1 sono meno frequenti. In Val Secchia gli spessi livelli di paraconglomerati matrice-sostenuti, messi in posto come *debris flows*, sono un elemento peculiare di questo membro; i clasti di rocce metamorfiche, ignee e sedimentarie, hanno dimensioni che variano da pochi centimetrici a qualche metro ed un grado di arrotondamento elevato. In uno *slump* intercalato alle arenarie, nella finestra intermedia del Rio Scuro, sono state osservate rare

intercalazioni di livelli a selce, provenienti probabilmente dal rimaneggiamento di sedimenti della parte basale della formazione. Il Membro del T. Dardagna affiorante in Val Secchia viene riferito ad un ambiente di transizione canale-lobo (ANDREOZZI, 1992; ANDREOZZI *et alii*, 1996).

Questo membro affiora in prevalenza lungo le valli del F. Secchia e del suo affluente T. Riarbero, senza che ne affiori la base; lo spessore massimo è di circa 300 m. I campioni prelevati in diverse località nel Membro del T. Dardagna non hanno fornito associazioni a nannofossili utili per la datazione, anzi la maggior parte è risultata sterile. Nelle associazioni più significative abbiamo rilevato la presenza di *Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus* spp. ed *Helicosphaera* spp. Nella località tipo (Foglio 235 Pievepelago), PLESI (2002) attribuisce questo membro alla biozona MNN3 di FORNACIARI & RIO (1996), ovvero al Burdigaliano *p.p.*

Burdigaliano p.p.

5. - DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI VILAFRANCHIANI *AUCTT.* DEL BACINO DI AULLA-OLIVOLA-VILAFRANCA IN LUNIGIANA

Questi depositi, che affiorano nel settore sud-occidentale del Foglio, costituiscono la terminazione sud-orientale dei sedimenti fluvio-lacustri, affioranti senza continuità nella media e alta Val di Magra e in Val di Vara e ampiamente rappresentati nell'area del contiguo Foglio 233 Pontremoli; essi sono costituiti da una successione inferiore prevalentemente argilloso-sabbiosa, con livelli di lignite (Formazione di Aulla) ed una successione sommitale clastica grossolana (Conglomerati di Olivola) (RAGGI, 1988; FEDERICI *et alii*, 1982; BERNINI & LASAGNA, 1989). I depositi fluvio-lacustri sono stati oggetto di studi sin dalla fine dell'ottocento-inizio novecento, soprattutto per il loro contenuto paleontologico, rappresentato essenzialmente da faune a vertebrati (vedi cenni storici). In questo Foglio, tali sedimenti affiorano in maniera discontinua e con spessori ridotti; in particolare, i depositi argillosi basali sono esposti solo in alcune località, in nessuna delle quali sono chiaramente visibili i rapporti stratigrafici con i sedimenti conglomeratici sovrastanti.

5.1. - FORMAZIONE DI AULLA (**AUA**)

Sinonimie:

Ghiaie, sabbie ed argille con fossili d'acqua dolce *p.p.* (ZACCAGNA, 1928)

Argille e argille sabbiose (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Fluvio-lacustre di Aulla-Olivola *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971)

Argille e sabbie di Aulla-Olivola (D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI, 1988)

Questa formazione è prevalentemente costituita da una litofacies argillosa, a cui si intercalano argille sabbiose, sabbie e conglomerati. La litofacies argillosa comprende argille e argille siltose grigie, grigio-azzurre, grigio-scure e nere, a luoghi laminate e ricche di lignite; i livelli ricchi di sostanza organica, spessi da pochi a qualche decina di centimetri, contengono abbondanti frammenti di lignite (da centimetrici a decimetrici) e rari microresti vegetali. Gli intervalli argilloso-sabbiosi e sabbiosi, da grigi ad oca, spessi da qualche centimetro a qualche decimetro e con estensione massima di qualche metro, possono presentare laminazione parallela ed incrociata a basso angolo. All'interno degli intervalli argilloso-sabbiosi e sabbiosi sono intercalate rare lenti di conglomerati clasto-sostenuti, con spessore da decimetrico a metrico ed estensione di qualche metro; la matrice è sabbiosa ed i clasti, in parte alterati, sono prevalentemente costituiti da calcari marnosi (riferibili al Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) ed arenarie (riferibili in gran parte al Macigno).

La Formazione di Aulla affiora, discontinuamente e con spessori limitati, lungo incisioni torrentizie a ovest di Licciana Nardi e tra Quercia, Olivola e Moncigoli; lo spessore può essere valutato in 50-80 m. Il passaggio ai Conglomerati di Olivola sovrastanti (descritto da AZZAROLI, 1950b e RAGGI, 1988) è parzialmente esposto a ovest di Olivola (in sinistra del Fosso della Nava), dov'è caratterizzato da un progressivo aumento di elementi clastici riferibili a formazioni del Dominio Toscano.

Le litofacies argilloso-sabbiose affioranti nella zona di Aulla sono attribuite ad età comprese tra il Rusciniense superiore (BERTOLDI, 1988), il Villafranchiano inferiore (ABBAZZI *et alii*, 1995) e il Villafranchiano medio (FEDERICI *et alii*, 1982); a Olivola, nella parte sommitale della formazione, immediatamente al di sotto dei Conglomerati di Olivola, sono stati segnalati resti di faune a vertebrati, riferibili alla parte basale del Villafranchiano superiore (COCCHI, 1856; FORSYTH MAJOR, 1890; CAPELLINI, 1889; ZACCAGNA, 1898, 1932b; AZZAROLI, 1950b, 1970, 1977). Pertanto (vedi anche i cenni storici), la formazione può essere riferita all'intervallo Rusciniense superiore-Villafranchiano superiore *p.p.*

Rusciniense superiore-Villafranchiano superiore p.p.

5.2. - CONGLOMERATI DI OLIVOLA (OLP)

Sinonimie:

Ghiaie, sabbie e argille con fossili d'acqua dolce *p.p.* (ZACCAGNA, 1928)

Diluvium antico *p.p.* (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Fluvio-lacustre di Aulla-Olivola *p.p.* (TREVISAN *et alii*, 1971)

Ghiaie poligeniche di Aulla-Olivola (D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI, 1988)

La formazione è costituita da litofacies conglomeratiche e conglomeratico-sabbiose ed in subordine da litofacies sabbiose. I conglomerati, polimittici ed eterometrici, sono clasto-sostenuti e spesso ben cementati. I clasti, in parte alterati e poco arrotondati, hanno in genere dimensioni medie di 2-3 cm e massime di 5-10 cm (quelli decimetrici sono rari) e sono rappresentati da elementi carbonatici riferibili alla porzione mesozoica dell'Unità tettonica della Falda Toscana (più frequenti) e dell'Autoctono *Auctt.* (rari); in subordine si riconoscono anche clasti di arenarie (riferibili alla formazione del Macigno) e clasti di calcari silicei (riferibili alle Argille a palombini o alle Argille e calcari di Canetolo); la matrice, molto grossolana e con granuli poco arrotondati, è presente in percentuali massime del 15-20%. Le litofacies conglomeratico-sabbiose, prevalenti nella porzione inferiore della formazione (zona a sud di Quercia), sono rappresentate da conglomerati clasto-sostenuti (più raramente matrice-sostenuti), a cui si intercalano rari livelli sabbiosi, spessi da pochi a qualche decina di centimetri e con limitata continuità laterale; litologia e dimensioni dei clasti sono simili a quelle delle litofacies conglomeratiche; la matrice, in percentuali del 30-50%, è costituita da sabbie e sabbie grossolane gialle (con granuli in parte alterati). Generalmente gli intervalli sabbiosi hanno uno spessore fino a qualche decina di decimetri ed una continuità laterale di pochi metri. Le strutture sedimentarie più sviluppate sono la stratificazione incrociata a basso angolo (frequente) e le canalizzazioni; queste ultime, assai diffuse nei conglomerati, sono rare e di limitata estensione nei livelli sabbiosi.

Ben affiorante nell'area di Olivola (lungo le scarpate ad ovest del paese), la formazione raggiunge uno spessore massimo di 150-180 m. Sulla base dei resti di vertebrati, ritrovati nella parte sommitale della sottostante Formazione di Aulla e riferibili alla parte basale del Villafranchiano superiore (COCCHI, 1856; FORSYTH MAJOR, 1890; CAPELLINI, 1889; ZACCAGNA, 1898, 1932b; AZZAROLI, 1950b, 1970, 1977) i Conglomerati di Olivola vengono attribuiti al Villafranchiano superiore *p.p.*

Villafranchiano superiore p.p.

6. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

I depositi quaternari comprendono sedimenti di ambiente continentale dovuti all'azione delle acque correnti superficiali (depositi alluvionali terrazzati, depositi alluvionali recenti e attuali, depositi palustri), dei ghiacciai (till

indifferenziato), della gravità (depositi di frana, depositi di versante), di più agenti morfogenetici (depositi eluvio-colluviali) o alle attività antropiche. Le frane saranno trattate successivamente in modo più approfondito, insieme alle deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), soprattutto per gli aspetti applicativi e socio-economici.

6.1 - DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b_n)

Questi sedimenti sono costituiti prevalentemente da conglomerati e ghiaie, sovente monomittici (arenaria Macigno oppure più raramente calcari marnosi riferibili in genere ai Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) eterometrici e mal classati, sia clasto che matrice-sostenuti. I clasti hanno dimensioni generalmente comprese tra pochi centimetri e qualche decimetro e sono spesso grossolanamente embriciati e più o meno arrotondati; la presenza di sabbie, talora limoso-argillose, è subordinata; la cementazione generalmente è assente. Questi depositi, nel complesso scarsamente rappresentati, si trovano quasi esclusivamente sul versante toscano; in particolare, essi affiorano sporadicamente lungo i corsi inferiori dei T. Aulella e Taverone, affluenti del F. Magra, nonché lungo l'alto corso dei fiumi Serchio e Secchia. In alcune aree sono discontinuamente riconoscibili, ma difficilmente correlabili, alcuni ordini di terrazzamento (ad esempio presso Fivizzano e Licciana Nardi). Lo spessore varia tra qualche metro e poche decine di metri. L'età viene attribuita al ?Pleistocene medio/superiore - Olocene.

?Pleistocene medio/superiore - Olocene

6.2. - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b_2)

Sono rappresentate in genere da sedimenti eluviali e colluviali, prevalentemente argilloso-limoso-sabbiosi, intensamente pedogenizzati. Tali depositi sono situati alla sommità di pianori o aree subpianeggianti, isolati dall'erosione e localizzati a quote relativamente elevate rispetto ai fondovalle attuali, come ad esempio nella zona a ovest di Sillano; lo spessore è generalmente di pochi metri. L'età è riferita al ?Pleistocene medio/superiore - Olocene.

?Pleistocene medio/superiore - Olocene

6.3. - DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (a_{1q})

Sono frequentemente costituiti da accumuli di frammenti litici eterogenei ed eterometrici, dispersi in un'abbondante matrice limoso-sabbiosa; più raramente, sono riconoscibili anche ammassi e corpi rocciosi meno scompaginati, prodotti da fenomeni di scorrimento di roccia in blocco. Questi accumuli sono riferibili a fenomeni franosi che non manifestano, se non localmente, indizi di attività attuale o molto recente; non di rado l'erosione o l'attività antropica ne hanno parzialmente rimodellato scarpate e contropendenze. La genesi di alcuni corpi di frana più vasti potrebbe essere riferita a condizioni morfo-strutturali e climatiche parzialmente diverse dalle attuali; in accordo con le ipotesi di D'AMATO AVANZI *et alii* (1995b), i primi movimenti di tali frane potrebbero essere riferiti al Pleistocene medio/superiore, favoriti da ingenti precipitazioni e dai sismi verosimilmente connessi con fasi di sollevamento della catena appenninica. Gli spessori, molto variabili, dipendono dal tipo di movimento e dall'entità del fenomeno: nei corpi di maggiori dimensioni possono superare, anche notevolmente, il centinaio di metri. L'età viene attribuita al ?Pleistocene medio/superiore - Olocene.

?Pleistocene medio/superiore - Olocene

6.4. - TILL INDIFFERENZIATO (c_1)

È costituito da accumuli di clasti subangolosi, prevalentemente monomittici ad elementi di arenaria (Macigno), con dimensioni comprese tra i massi e le ghiaie, immersi in matrice sabbioso-limosa grigio-ocracea (*diamicton* a supporto di matrice), forse talvolta rimaneggiati da processi successivi. Questi depositi glaciali, segnalati e descritti fra gli altri da LOSACCO (1938, 1949, 1982), sono maggiormente diffusi nelle aree prossime al crinale appenninico ed in particolare sul versante emiliano (bacini dei torrenti Enza e Cedra e del F. Secchia), dove ammantano vaste aree lungo le pendici settentrionali del M. la Nuda, del M. Acuto, dell'Alpe di Succiso e del M. Sillara, a quote comprese tra circa 1700 m e 700 m s.l.m. Si tratta di quote anche notevolmente basse, ma simili a quelle nelle zone nord delle Alpi Apuane, tra le più basse di quota nel bacino mediterraneo (JAURAND, 1996; FEDERICI, 2005). Sul versante toscano i depositi glaciali sono sporadici; i più vasti si trovano nell'alta valle del T. Rosaro, presso Sassalbo. In alcune di queste aree (ad es. intorno al M. la Nuda) sono ancora riconoscibili, e talora ben conservati, circhi glaciali, archi e cordoni morenici. Lo spessore dei depositi può essere stimato fra qualche metro e circa 100 m.

I depositi glaciali di questo settore appenninico vengono in genere attribuiti all'ultima glaciazione (CARTON & PANIZZA, 1988, *cum bibl.*). FEDERICI (1977) e FEDERICI & TELLINI (1983), anche in base a considerazioni sull'evoluzione paleogeografica e neotettonica dell'area, ritengono verosimile l'attribuzione al Riss dei lembi morenici affioranti presso il M. Navert in Val Cedra. Nelle ricostruzioni degli antichi ghiacciai delle Alpi Apuane, prevalentemente riferibili al Würm, BRASCHI *et alii* (1986) segnalano anche la presenza di morene cementate di età prewürmiana. Infine, CASTALDINI *et alii* (1998) attribuiscono alcuni depositi morenici affioranti nell'area dell'Abetone (Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana) al periodo di massima espansione del Würm III della catena alpina. Il till indifferenziato affiorante in questo Foglio si può attribuire al Pleistocene medio-superiore (?Riss-Würm).

?Pleistocene medio/superiore

6.5. - DEPOSITI PALUSTRI (e₃)

Questi depositi sono formati prevalentemente da limi e argille con torbe, che possono colmare depressioni lacustri o palustri, generalmente originate da fenomeni di sovraescavazione glaciale o comprese in depositi morenici. Sono presenti in varie aree del versante emiliano, come nella zona dei monti Bocco e Malpasso, lungo il versante nord-ovest del M. Ventasso o nell'area del P.so del Cerreto; lo spessore può verosimilmente superare la decina di metri. L'età è riferibile al Pleistocene superiore - Olocene.

Pleistocene superiore - Olocene

6.6. - DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a₁)

Non presentano caratteristiche granulometriche e tessiturali sostanzialmente differenti rispetto ai depositi di frana senza indizi di evoluzione; di composizione variabile, sono frequentemente costituiti da frammenti litici, dispersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa. Talora si riconoscono accumuli meno scompaginati o inglobanti corpi rocciosi, anche molto vasti, prodotti da scorrimenti di roccia in blocco. Tali accumuli vengono riferiti a fenomeni franosi in cui sono rilevabili significativi indizi di movimenti in atto o molto recenti (fessure al coronamento e/o al piede, variazioni nel regime idrogeologico, sconvolgimento del drenaggio superficiale, forte degrado vegetazionale, lesioni dei manufatti). Gli spessori, dipendenti dal tipo di movimento e dall'entità del fenomeno franoso, superano spesso alcune decine di

metri. L'età è riferita all'Olocene.

Olocene

6.7. - DEPOSITI DI VERSANTE (a)

Sono rappresentati da accumuli di frammenti litici eterometrici, la cui composizione dipende naturalmente da quella della roccia che costituisce il versante. Frequentemente si tratta quindi di depositi monomittici od oligomittici; la matrice è in genere piuttosto scarsa o assente, ma può essere presente in quantità rilevante, soprattutto se il deposito si è formato a spese di rocce più disaggregabili (argilliti, marne, alcuni tipi di arenaria); in alcuni casi si può riscontrare una certa cementazione. I depositi di versante sono più frequenti alla base di scarpate e pendii acclivi; gli accumuli più estesi derivano in genere dalla disaggregazione delle formazioni calcareo-marnose (Flysch di Ottone) o arenacee (Macigno). Gli accumuli possono formare falde o coni detritici con perimetro più o meno regolare, talvolta adagiandosi in depressioni morfologiche e vallecole, dove tendono ad assumere il contorno della forma ospitante. Lo spessore varia da pochi metri a oltre 10 metri. L'età è riferita all'Olocene.

Olocene

6.8. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI (b)

Sono formati da ghiaie, ghiaie sabbiose, sabbie e limi, generalmente polimittici, in dipendenza delle rocce affioranti nei bacini di alimentazione; pur senza avere estensione rilevante, talvolta occupano lunghi tratti di fondovalle dei corsi d'acqua principali, come i F. Serchio e Secchia e i T. Aulella, Rosaro, Taverone, Enza e Cedra, talora allargandosi per qualche centinaio di metri. A luoghi, allo sbocco di affluenti in valli più ampie, possono formarsi coni di deiezione (rappresentati con un apposito sovrassegno) anche vasti, come a Comano o presso l'Alpe di Succiso. Numerosi coni di deiezione con dimensioni meno significative sono riconoscibili anche lungo altre incisioni vallive. Nei depositi alluvionali sono talvolta riconoscibili (ma non differenziabili in carta) intervalli riferibili a fenomeni di colata detritica; un esempio può essere rappresentato dalla piana alluvionale a nord-ovest di Sassalbo, ove periodicamente si verificano colate detritiche, alimentate dalle pendici del M. Alto; depositi di colata detritica sono riconoscibili localmente anche nel materiale che costituisce il conoide di Comano. Lo spessore dei depositi alluvionali recenti e attuali è generalmente ridotto e di rado raggiunge o supera

la decina di metri. L'età è riferita all'Olocene.

Olocene

6.9. - DEPOSITI ANTROPICI (**h**)

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

Olocene

PROGETTO
CARGO

PROGETTO

CARG

V - TETTONICA

Nello studio dell'evoluzione dell'Appennino Settentrionale sono state individuate alcune tappe fondamentali:

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

Per effetto di queste complesse vicende si sono individuate le falde di ricoprimento e la strutturazione delle unità tettoniche che, impilate una sull'altra in ordine di sovrapposizione geometrica, in modo che le più profonde appartengano a domini paleogeografici più esterni, sono rappresentate dalle seguenti (figg. 2-5): Unità Liguri (Dominio Ligure), suddivise a loro volta in Unità Liguri Interne, solo parzialmente presenti all'estremità nord-orientale del Foglio (con l'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia), e in Unità Liguri Esterne (rappresentate dall'Unità tettonica Ottone e dall'Unità tettonica Caio); Unità Subliguri (Dominio Subligure), rappresentate solo dall'Unità tettonica Canetolo; Unità tettonica della Falda Toscana e Unità tettonica Cervarola (Dominio Toscano). Si ricorda che secondo PLESI *et alii* (2000) si può individuare un'ulteriore unità tettonica ("Unità tettonica Modino") al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

La prima fase deformativa ha interessato sia le Liguridi Interne sia quelle Esterne (Fase Ligure di ELTER, 1975) e corrisponde nelle Alpi alla Fase

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

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

Durante la Fase Toscana, l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Cervarola sono state essenzialmente coinvolte in una prima deformazione (fase tangenziale o fase *sin-nappe*) dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore e in una fase tardiva (*post-nappe*), a partire dal Miocene medio. La fase *sin-nappe* è considerata il più importante evento tettonico-metamorfico perché responsabile della strutturazione principale; durante questa fase, datata radiometricamente 27 Ma (KLIGFIELD *et alii*, 1986), si ha l'individuazione e la strutturazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana; ad essa è legato inoltre il metamorfismo di più alto grado dell'Autoctono *Auctt.*

La fase *post-nappe* deforma l'edificio strutturale di prima fase ed è legata al sollevamento del massiccio apuano. Le analisi K-Ar e $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ sulle miche sintettoniche hanno permesso di evidenziare, in questo stadio evolutivo, una seconda fase, datata 12-14 Ma (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et alii*, 1986). I dati ottenuti dalle tracce di fissione dell'apatite hanno ristretto i tempi del sollevamento a 4-8 Ma per l'Unità tettonica della Falda Toscana (BIGAZZI *et alii*, 1988; ABBATE *et alii*, 1990).

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

alla flessurazione della placca litosferica adriatica, al di sotto della catena appenninica (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; SCANDONE, 1979; BOUSQUET & PHILIP, 1986; ROYDEN *et alii*, 1987; BERNINI & LASAGNA, 1989; BERNINI *et alii*, 1991; BERNINI & PAPANI, 2002).

Questi processi geodinamici provocano nelle aree interne della catena la formazione di depressioni tettoniche delimitate da faglie dirette; si produce così una configurazione a depressioni e alti strutturali, che si sovrappone alla struttura a falde di ricoprimento precedentemente costituitasi. In tali depressioni si sedimentano potenti successioni continentali, la cui datazione ha permesso di formulare ipotesi attendibili circa l'età di apertura delle depressioni stesse.

Il limite superiore per le fasi tettoniche tardive, sulla base dei dati biostratigrafici, è quindi costituito dai primi sedimenti non coinvolti nella deformazione; nell'area in esame questi sono rappresentati dai Depositi fluvio-lacustri *Auctt.* del bacino di Aulla-Olivola-Villafranca in Lunigiana.

Considerando che la sedimentazione fluvio-lacustre sia iniziata pressoché contemporaneamente, o con piccolo ritardo, rispetto ai primi movimenti di sprofondamento, l'inizio della tettonica distensiva in Val di Magra può essere attribuito al Rusciniense superiore, età riscontrata da BERTOLDI (1988) nelle argille di una cava presso Aulla; poiché BERTOLDI (1984) data le argille presso Pontremoli al Pleistocene inferiore (Villafranchiano superiore), si può sostenere, in base all'età di tali sedimenti, che l'apertura delle depressioni tettoniche sia iniziata nei settori sud-orientali, estendendosi progressivamente verso nord-ovest. Ciò conferma lo schema generale che colloca l'inizio dei movimenti distensivi nel Miocene superiore in Toscana meridionale e nel Pliocene inferiore nella Toscana settentrionale e Liguria.

1. - STUDIO STRUTTURALE

Lo studio macro e mesostrutturale ha riguardato le seguenti unità tettoniche, ben rappresentate nell'area rilevata: Unità tettonica Ottone, Unità tettonica Caio, Unità tettonica Canetolo, Unità tettonica della Falda Toscana, Unità tettonica Cervarola. L'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia è rappresentata solo al margine nord-est del Foglio da un piccolo e mal esposto affioramento di Argille a palombini (che nei limitrofi Fogli 235 Pievepelago e 217 Neviano degli Arduini si collegano con le Argille a palombini associate alla Unità Ofiolitica della Val Baganza); pertanto, per le caratteristiche strutturali di tale unità, si rimanda alle Note Illustrative del contiguo Foglio 233 Pontremoli (curate dagli estensori delle presenti note), dove essa è ben esposta, e ai lavori citati in precedenza.

Per consentire una più agevole lettura ed una più immediata comprensione delle macrostrutture, l'area studiata è stata suddivisa in quattro settori, all'interno dei quali sono stati individuati e descritti i principali eventi tettonici:

- Settore sud-occidentale (versante tirrenico). Si estende tra i bacini dei torrenti Bagnone, Taverone e Aulella, dove affiora ampiamente l'Unità tettonica Ottone, la più alta dell'edificio appenninico. La presenza di faglie dirette, con direzione NO-SE e immergenti verso sud-ovest, che hanno ribassato l'estremità sud-occidentale, ha dato luogo alla formazione, a partire dal Rusciniano-Villafranchiano inferiore, del bacino fluvio-lacustre di Aulla-Olivola-Villafranca in Lunigiana. S'individuano anche due alti strutturali con asse disposto NO-SE: uno a sud-est di Fivizzano, dove culminano l'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Canetolo; uno a sud-est di Bagnone, dove culmina l'Unità tettonica Canetolo.

- Settore centrale (spartiacque appenninico). Posto a cavallo della dorsale appenninica, comprende un esteso alto strutturale, dove affiora la formazione del Macigno (Unità tettonica della Falda Toscana); allungato per molti chilometri secondo la direzione appenninica, esso è delimitato a sud-ovest e nord-est dai margini delle Unità Liguri e Subliguri, su di esso sovrascorse. Alcune culminazioni assiali (zona di Villa nella porzione sud-orientale e zona compresa tra l'alto corso del T. di Luscignano e l'alto corso del T. Mommio) mostrano i termini inferiori dell'Unità tettonica della Falda Toscana, che qui si presenta condensata e lacunosa. Nella parte centrale tra il Passo del Cerreto e il T. Taverone s'individuano due depressioni tettoniche allungate in direzione appenninica, dove affiorano l'Unità tettonica Canetolo e l'Unità tettonica Ottone.

- Settore della Val di Secchia (versante padano). Compreso nel bacino del F. Secchia e disposto con direzione antiappenninica, vi affiora la porzione sommitale dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Argille di Fiumalbo, Marne di Marmoreto e Arenarie di Monte Modino), sul cui margine sud-occidentale si accavalla la formazione del Macigno. Prevalentemente in sinistra del F. Secchia sono stati individuati sistemi di faglie inverse e sovrascorrimenti con direzione NE-SO e immersione nord-ovest, dovuti ad una tardiva rotazione antioraria delle strutture; essi hanno dato luogo ad una serie di scaglie tettoniche, che hanno coinvolto le formazioni evaporitiche e quarzitiche (alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana) e le Argille di Fiumalbo, le Marne di Marmoreto e le Arenarie di Monte Modino (al tetto della stessa unità tettonica).

- Settore nord-orientale (versante padano). In quest'area, compresa tra il bacino del T. Cedra e quello del F. Secchia, è estesamente rappresentata l'Unità tettonica Canetolo, sovrastata dall'Unità tettonica Caio in strette depressioni tettoniche allungate in direzione appenninica. In sinistra del T. Liocca sono state

individuare tre finestre tettoniche, molto ravvicinate e allineate in direzione NE-SO, comprendenti alcuni termini dell'Unità tettonica Cervarola.

I risultati dello studio strutturale sono illustrati di seguito per le varie unità tettoniche.

1.1. - UNITÀ TETTONICA OTTONE

(a cura di B. Polverosi)

Quest'unità tettonica, rappresentata quasi esclusivamente dal Flysch di Ottone, ha una strutturazione alla scala cartografica a blande antiformali e sinformi ed affiora prevalentemente sul versante tirrenico. Deformazioni plicative di una certa rilevanza sono poco frequenti e l'andamento generale è monotono. Gli elementi strutturali riconoscibili sono riconducibili ad almeno due fasi tettoniche, D_1 (corrispondente alla Fase Ligure) e D_2 (corrispondente alla Fase Toscana).

Alla prima fase (Fase Ligure), sono da mettere in relazione alcune pieghe a scala metrica con cerniere arrotondate, piano assiale poco discosto dall'orizzontale e direzioni assiali A_1 appenniniche (fig. 9). A queste pieghe è associata una superficie di piano assiale S_1 che si presenta come uno *slaty cleavage* visibile solo negli interstrati argillitici; in cerniera è presente un ventaglio di fratture convergenti verso il nucleo della piega. Le strutture di prima fase mostrano pochi indizi riguardo alla direzione di trasporto tettonico, non sempre in accordo tra loro. Alla fase D_1 sono da riferirsi anche numerose vene di calcite parallele alla stratificazione, con strie di movimento che giacciono sulla vena stessa (*shear veins*, indicative di un meccanismo di deformazione per *flexural slip*) e un *set* di vene in estensione con struttura fibrosa, con direzione di estensione compresa tra $N20^\circ$ e $N70^\circ$.

Le strutture relative alla seconda fase (Fase Toscana) sono rappresentate da pieghe a scala metrica, con cerniere arrotondate e leggermente aperte, associate a una superficie S_2 , che assume i caratteri di un clivaggio di frattura, costantemente ad alto angolo rispetto alla stratificazione. Gli assi delle pieghe suddette variano entro i quadranti appenninici, con un massimo intorno a $N140^\circ$ (fig. 9). Più frequentemente la S_2 si presenta come un clivaggio di crenulazione negli interstrati pelitici, dove l'angolo con la stratificazione si abbassa sensibilmente, fenomeno noto come rifrazione della scistosità. La direzione di trasporto tettonico deducibile dalle strutture plicative della fase D_2 è risultata costantemente verso nord-est.

Analogamente a quanto osservato nelle altre unità tettoniche affioranti nell'area, è presente una seconda famiglia di superfici di frattura, S_3 , con

andamento subverticale e direzioni comprese nei quadranti antiappenninici, chiaramente posteriore alla S_2 , dal significato non chiaro. Sia la S_2 che la S_3 sono state successivamente riempite da vene di calcite con struttura a mosaico, che denotano un ambiente genetico non sottoposto a *stress* orientato. La S_3 si presenta frequentemente riattivata anche come *shear vein*, con movimento sia trascorrente (prevalente) che lungo la massima pendenza.

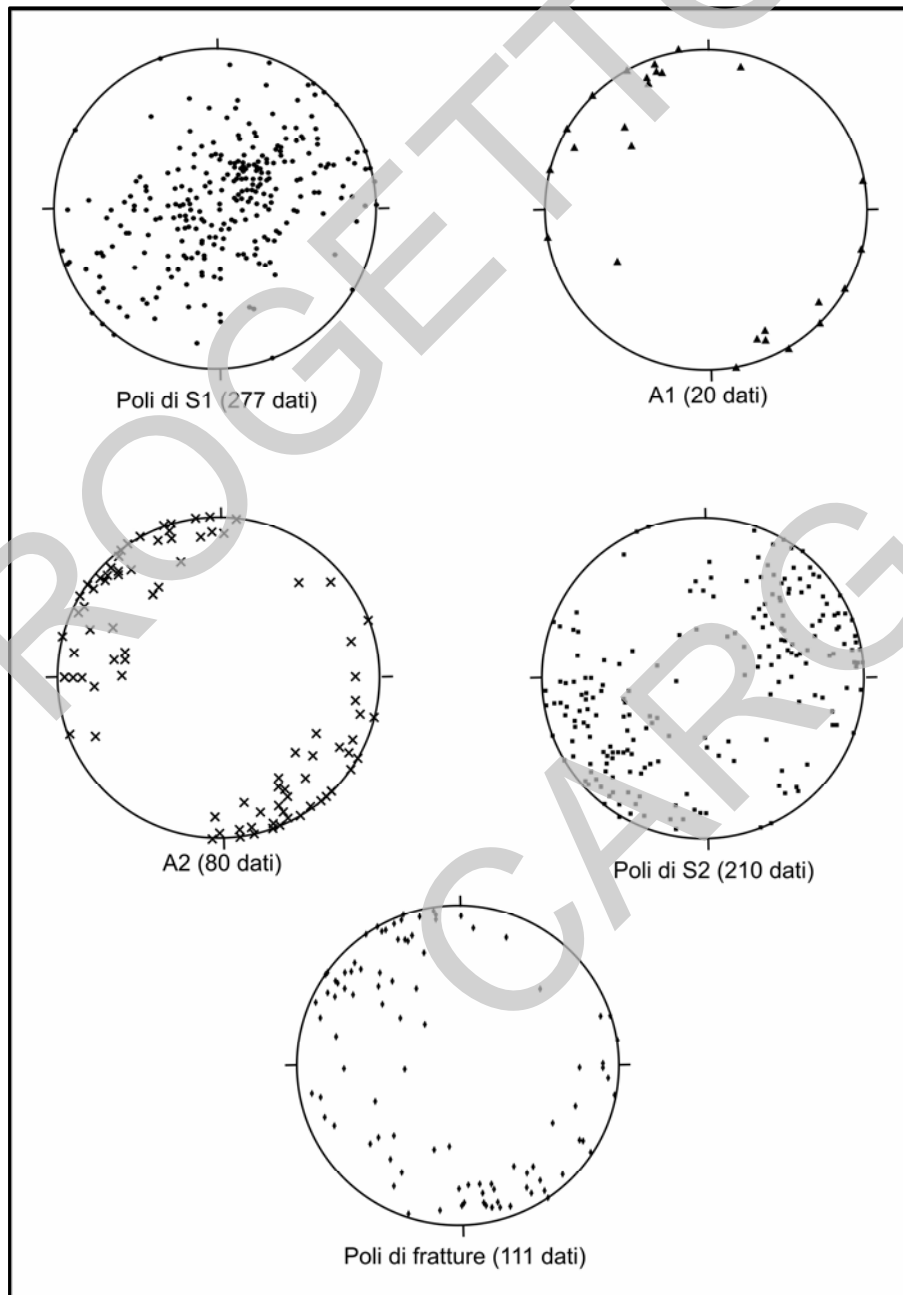


Fig. 9 - Proiezione stereografica degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 e D_2 dell'Unità tettonica Ottone.

1.2. - UNITÀ TETTONICA CAIO

PLESI *et alii*, 2000 hanno svolto studi strutturali sull'Unità tettonica Caio, che affiora con estensione limitata lungo il versante padano, direttamente al di sopra dell'Unità tettonica Canetolo; tale unità affiora in alcune *Klippen* e comprende prevalentemente successioni diritte e apparentemente poco deformate.

Negli affioramenti di M. Lungo, Costa Maria Gallina e M. Alpicella, nel Flysch di Monte Caio è abbastanza diffuso un clivaggio S_1 nei livelli più pelitici, che produce lineazioni di intersezione di direzione compresa fra $N150^\circ$ e $N170^\circ$, compatibile con deformazioni riconducibili alle fasi appenniniche più precoci D_1 (corrispondenti alla Fase Ligure). Le strutture relative alla fase D_2 (corrispondente alla fase Toscana) nel Flysch di Monte Caio sono rappresentate (M. Navert e Strada Statale del Passo del Cerreto) da mesopieghe appenniniche, associate a una superficie S_2 , che assume i caratteri di un clivaggio di frattura, con assi compresi fra $N140^\circ$ e $N160^\circ$ e mesostrutture S-C che danno un senso di trasporto del blocco superiore da O-SO a E-NE; strutture analoghe si possono frequentemente osservare anche nelle formazioni basali. Le direzioni di movimento misurate variano fra $N40^\circ$ e $N80^\circ$.

In qualche caso (M. Lungo), è presente una seconda famiglia di superfici di frattura S_3 , successiva alla S_2 , costituita da fratture o vene di calcite sub-perpendicolari alla stratificazione, di dubbia interpretazione e non sempre riconducibile ad ipotetiche strutture a vergenza appenninica.

Il contatto basale dell'Unità tettonica Caio è esposto soltanto per un breve tratto al tetto della parete di Arenarie di Ponte Bratica che affiorano in Val Cedra, fra Cecciola e il bivio di Succiso. Alla base del Flysch di Monte Caio è presente in questa zona una sottilissima fascia di Argilliti di San Siro. Sia in queste argilliti che nella parte superiore delle Arenarie di Ponte Bratica, molto deformate e in certe zone ridotte quasi ad una cataclasite, sono presenti strie di direzione compresa fra $N50^\circ$ e $N60^\circ$ con verso del movimento da sud-ovest a nord-est (fig. 10).

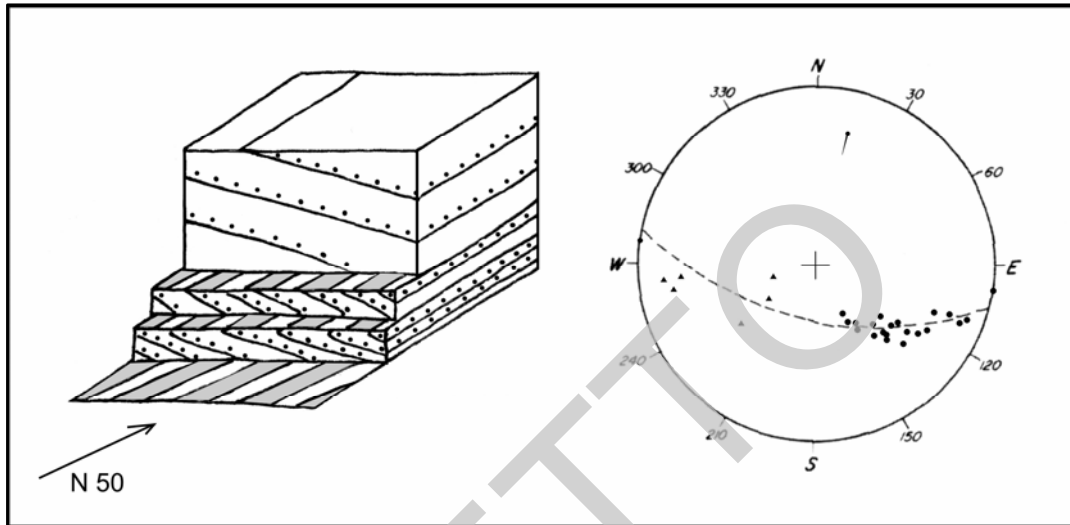


Fig. 10 - Mesostrutture al contatto fra le Arenarie di Ponte Bratica e l'Unità tettonica Caio nei pressi di Cecciola in Val Cedra. Le strie di movimento sul contatto indicano una direzione N50° (tetto verso NE). Al tetto delle Arenarie di Ponte Bratica fitte superfici di taglio parallele al thrust principale e pieghe mesoscopiche con asse (N10°, 30°S), presumibilmente ruotato secondo la direzione di movimento (da PLESI et alii, 2000).

1.3. - UNITÀ TETTONICA CANETOLO (a cura di B. Polverosi)

Le formazioni riferibili all'Unità tettonica Canetolo presentano all'affioramento almeno due sistemi di pieghe, legate a due fasi tettoniche distinte, D₁ (Fase Ligure) e D₂ (Fase Toscana).

Alla fase D₁ (ultimo periodo della Fase Ligure) è imputabile la formazione di pieghe chiuse a scala metrica, evidenti soprattutto nella Formazione delle Argille e calcari di Canetolo, con angolo apicale intorno ai 30°, riferibili alla classe 1C di RAMSAY (1967), associate a un clivaggio di piano assiale S₁ ben manifesto nelle argilliti, dove assume i caratteri di uno *slaty cleavage* molto penetrativo. Nei livelli calcarei la S₁ si manifesta come un ventaglio di fratture convergenti verso il nucleo della piega. Questi caratteri sono ben evidenti nelle Argille e calcari di Canetolo affioranti nella zona di M. della Pala, in prossimità del crinale appenninico, dove le direzioni assiali della fase in questione A₁ sono marcatamente appenniniche (N150-160°).

Nella stessa zona, alla fase D₁ sono associate pieghe a scala cartografica, che coinvolgono le Argille e calcari di Canetolo e le Arenarie di Ponte Bratica sovrastanti. Queste ultime, al nucleo di una grande sinclinale ad asse appenninico, danno luogo a un contrasto morfologico ben evidente anche in visione panoramica. Sicuri indizi di polarità stratigrafica permettono di associare

a questa grande piega un senso di trasporto tettonico verso nord-est. Nelle Argille e calcari di Canetolo sono frequenti anche pieghe intrafoliari, riferibili alla stessa fase tettonica, con dimensione centi- decimetrica e piano assiale a basso angolo rispetto alla stratificazione. La direzione di trasporto tettonico è costantemente compresa nel quadrante nord-est. La proiezione stereografica degli assi A_1 (fig. 11) mostra una grande dispersione, imputabile in parte alla fase tettonica successiva, in parte probabilmente al fatto che in questo Foglio l'Unità tettonica Canetolo in genere affiora in lembi discontinui, verosimilmente smembrati dalle complesse vicende tettoniche che hanno interessato l'area, anche in tempi recenti.

Alla fase D_1 è da mettere in relazione anche la formazione di *shear veins* parallele alla stratificazione, concentrate in prossimità dei passaggi litologici, e di fenomeni di *boudinage* a tutte le scale dei livelli più competenti, che mostrano direzioni di estensione localmente compatibili con gli assi A_1 osservati (cioè perpendicolari a questi). La fase D_1 è associata a blastesi sincinemica di minerali metamorfici di basso grado (calcite, mica bianca, clorite, quarzo, ossidi), che si trovano sia appiattiti sulla S_1 che ai bordi di altri cristalli come *pressure fringes*.

La fase tettonica D_2 (corrispondente alla Fase Toscana) si manifesta per lo più a scala cartografica con la formazione di sistemi di pieghe, che creano alternanze, alla scala del versante, tra le Argille e calcari di Canetolo e i Calcari di Groppo del Vescovo e in qualche caso tra le Argille e calcari di Canetolo e le Arenarie di Ponte Bratica sovrastanti (zone di Terenzano-Luscignano e Castiglioncello-Montefiore, lungo la valle del T. Aulella e zona di Villa di Panicale-Gabbiana). Le pieghe osservate interessano la stratificazione e la S_1 ad essa parallela ed hanno cerniere arrotondate e fianchi quasi paralleli. A queste pieghe è associato un clivaggio di frattura che si mantiene quasi sempre ad alto angolo rispetto alla S_1 , con spaziatura centimetrica anche nei livelli pelitici. La proiezione stereografica mostra (fig. 11) un'ampia dispersione degli assi A_2 , che hanno direzioni variabili anche a piccola distanza; nella zona di Luscignano-Terenzano essi assumono direzioni all'incirca est-ovest; nella zona di Castiglioncello-Montefiore variano da circa est-ovest fino a N160-170°. Le superfici di frattura riferite alla S_2 vengono in numerosi casi riempite da vene con struttura a mosaico (in cui domina la calcite), successivamente tagliate dalla riattivazione a taglio delle superfici di stratificazione.



Fig. 11 - *Proiezione stereografica degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 e D_2 dell'Unità tettonica Canetolo.*

Anche l'Unità tettonica Canetolo è interessata da almeno una famiglia di piani di frattura subverticali (fig. 11) con direzione prevalentemente antiappenninica ($N20-N70^\circ$), chiaramente posteriore alla S_2 , il cui significato cinematico non è chiaro. Queste superfici di frattura vengono di frequente

riempite da vene di calcite con struttura a mosaico, o riattivate come shear veins; ciò si verifica regolarmente nella zona di M. della Pala, dove esse mostrano costantemente un movimento trascorrente.

1.4. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA (con il contributo di B. Polverosi)

Le formazioni di quest'unità tettonica sono interessate da deformazioni duttili, riferibili a due distinte fasi tettoniche, D_1 (corrispondente alla Fase Toscana - Fase tangenziale *sin-nappe Auctt.*) e D_2 (corrispondente alla Fase Toscana - Fase *post-nappe Auctt.*). Alla fase D_1 , difficilmente riconoscibile nei litotipi coerenti, sono state dubitativamente riferite le pieghe che interessano la Scaglia toscana nella zona di Casola in Lunigiana, lungo la strada per Fivizzano; qui, in prossimità di una cava, è presente una serie di anticlinali e sinclinali, riferibili alla classe 1C di RAMSAY (1967), con angolo apicale di circa 30° , cerniera ispessita, direzioni assiali N-S e piano assiale immergente a ovest di $35-40^\circ$. In base alla geometria delle pieghe e alla polarità degli strati è possibile individuare una direzione di trasporto tettonico verso est. Alle pieghe è associata una superficie S_1 che nei livelli pelitici della Scaglia toscana assume i caratteri di uno *slaty cleavage*. Nelle cerniere delle pieghe descritte questa superficie è fortemente discordante rispetto alla superficie di strato e rappresenta il piano assiale delle pieghe stesse. Nei livelli calcarei la stessa S_1 è rappresentata da un clivaggio di frattura, che forma un ventaglio divergente rispetto al nucleo delle pieghe. Alla D_1 è associata la riorientazione dei minerali argillosi sulla superficie di appiattimento.

Nello stesso affioramento sono visibili deformazioni duttili riferibili a una fase deformativa posteriore D_2 , rappresentate da crenulazioni a scala centimetrica e metrica, associate a una superficie di piano assiale S_2 che presenta i caratteri di un clivaggio di frattura. Queste deformazioni plicative hanno direzioni assiali circa $N170^\circ$ e piano assiale molto ripido; in alcuni casi esse assumono una forma marcatamente asimmetrica, senza che sia possibile definire una direzione di trasporto tettonico. Alla fase D_2 è probabilmente da riferire anche la struttura anticlinalica alla scala cartografica, al cui nucleo affiora la Scaglia toscana, al di sotto del Macigno.

Sia la S_1 che la S_2 sono riconoscibili negli intestri pelitici del Macigno che costituisce la struttura M. Grosso-M. Cavallo, a nord-ovest di Casola in Lunigiana, nonché nel Macigno affiorante nella zona di Comano e nell'alta valle dell'Aulella, a nord-est di Regnano. Mentre in tutti i casi osservati la S_1 costituisce una fitta superficie di appiattimento parallela alla stratificazione, la

S_2 si manifesta come un clivaggio di frattura, a luoghi anche molto penetrativo, che di frequente diviene piano assiale di crenulazioni a scala centimetrica della S_1 . Nelle arenarie del Macigno la S_2 è rappresentata da un sistema di fratture in direzione appenninica, ad alto angolo rispetto alla stratificazione. In alcuni casi questo clivaggio di frattura assume un andamento concoidale, in relazione alla variazione di granulometria all'interno della singola bancata di arenaria. Nel Macigno non sono stati osservati esempi significativi di deformazioni plicative.

Nelle formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana, soprattutto nei litotipi competenti, è presente una seconda famiglia di superfici fragili, ad alto angolo rispetto alla stratificazione, con direzione marcatamente antiappenninica (da $N20^\circ$ a $N80^\circ$), che in alcune situazioni appare chiaramente posteriore a quella a direzione appenninica precedentemente citata; il significato di questa famiglia non è ancora chiaro.

La proiezione stereografica dei poli dei piani S_1 (fig. 12) mostra un andamento medio intorno all'orizzontale, con una leggera, ma netta dispersione lungo il grande cerchio orientato $N50^\circ/20^\circ SE$, congruentemente con l'asse A_2 medio deducibile dalla proiezione di tutti gli assi di seconda fase misurati all'affioramento (fig. 12), che ha un massimo intorno a $N140^\circ/15^\circ NO$. La proiezione dei poli delle superfici S_2 ha un andamento piuttosto disperso, con una concentrazione massima delle direzioni nei quadranti appenninici. In alcuni casi gli assi di deformazione relativi alla fase D_2 hanno direzione antiappenninica; non è chiaro se questa dispersione degli assi A_2 corrisponda a una dispersione originaria o sia da imputarsi a rotazioni successive.

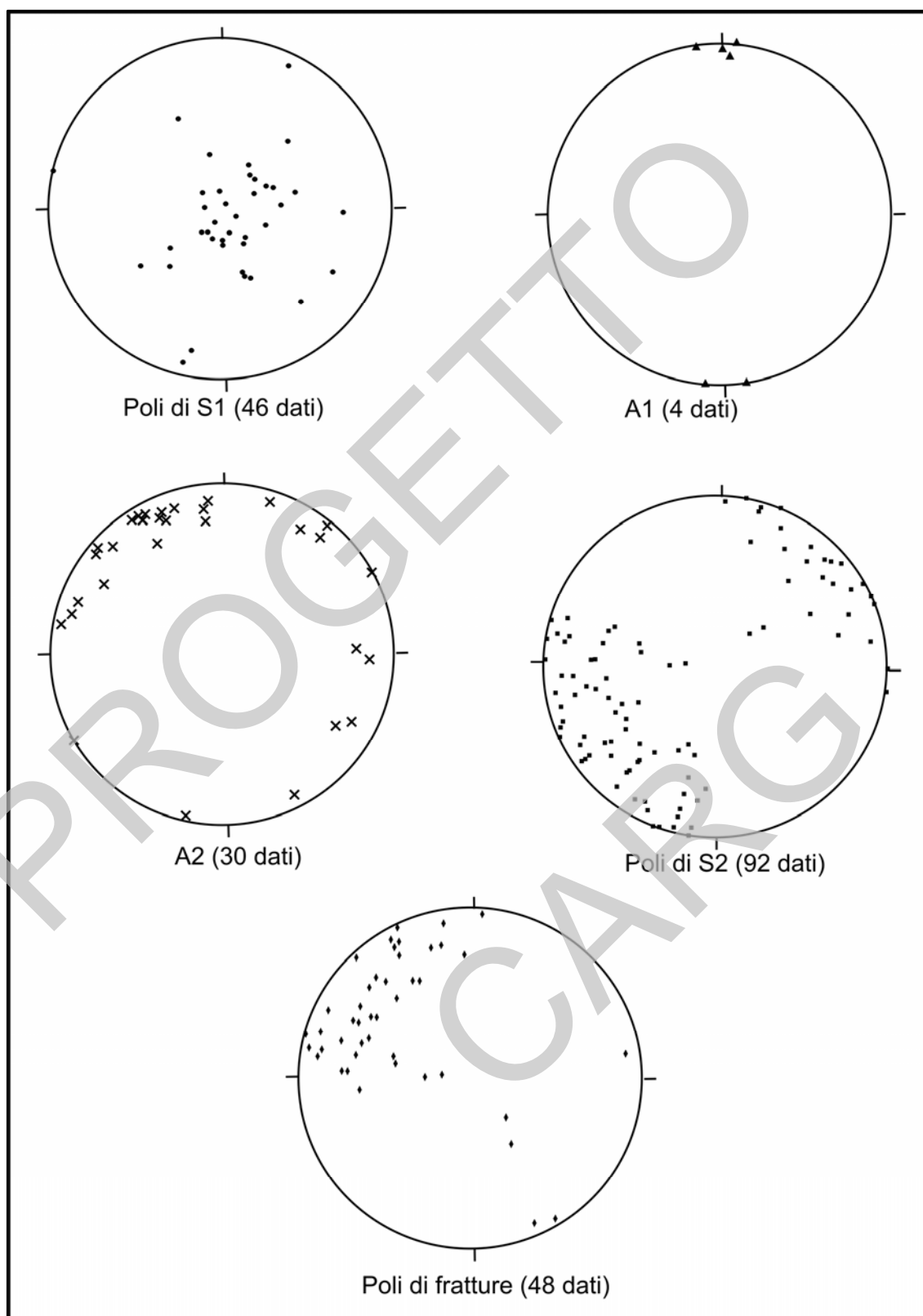


Fig. 12 - Proiezione stereografica degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 e D_2 dell'Unità tettonica della Falda Toscana.

Nell'area nord-orientale del Foglio, al tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana, PLESI *et alii* (2000) hanno individuato ed esaminato alcune megastrutture:

- le finestre tettoniche, allungate in direzione appenninica e comprese tra i paesi di Miscoso (zona di Succiso) e Vaglie (margine est del Foglio), dove affiora l'Unità tettonica Cervarola;

- le scaglie tettoniche del Secchia, formate da Gessi di Sassalbo, Calcarea cavernosa e Quarziti della Rivaccia;

- la grande piega rovesciata tra Valditacca (presso il margine nord del Foglio) e il M. Casarola (Alpe di Succiso), prolungamento della struttura del M. Orsaro;

- l'anticlinale rovesciata con asse circa est-ovest, che coinvolge il Macigno tra il T. Riarbero, il M. Cavalbianco e la zona di Ospitaletto (margine est del Foglio);

- il grande *thrust* tra il Rio dello Stagnone a ONO e il F. Secchia a ESE, che marca il sovrascorrimento dell'Unità tettonica Canetolo sull'Unità tettonica della Falda Toscana;

- il *thrust* tra Cerreto Alpi e i Passi dell'Ospedalaccio e del Cerreto ("*thrust* della Gabellina" di CHICCHI & PLESI, 1991b, 1992), che secondo tali Autori corrisponderebbe al cosiddetto fronte della Falda Toscana.

Secondo PLESI *et alii* (2000) queste ultime strutture probabilmente costituivano, in origine, un sistema omogeneo di *thrust* and *thrust related folds*, con direzione appenninica; tale sistema sarebbe stato interessato (successivamente alla sua enucleazione o nelle fasi finali di essa) prima da un imponente fenomeno di smembramento estensionale (nella fascia compresa fra i passi del Cerreto e dell'Ospedalaccio e nella zona a nord-ovest) e, più tardivamente, da un processo di rotazione antioraria in blocco, di circa 50°, della parte sud-orientale rispetto a quella nord-occidentale. Gli elementi mesostrutturali associati alle megastrutture sono poco significativi, sia per le modeste condizioni di affioramento, sia per il fatto che i litotipi e i domini strutturali rappresentati in affioramento non sono quelli più interessanti ai fini dell'analisi strutturale.

Le scaglie tettoniche del Secchia

PLESI *et alii* (2000) prendono in esame anche il problema della giacitura dei Gessi di Sassalbo e del Calcarea cavernosa situati oltre il "*thrust* della Gabellina", che vanno a costituire, soprattutto in Val di Secchia, grandi scaglie tettoniche, di solito intercalate dentro la parte basale delle Arenarie di Monte

Modino. Tali Autori riferiscono l'origine delle scaglie di gesso a strutture estensionali a grande scala e in particolare alla struttura estensionale a carico della parte superiore dell'Unità tettonica della Falda Toscana dei passi del Cerreto e dell'Ospedalaccio (con direzione di estensione NO-SE, cioè circa parallela alla direzione della catena e valore minimo della estensione complessiva dell'ordine di 2-3 km). Evidenze di strutture estensionali di questo tipo si hanno però anche nelle zone del Passo del Lagastrello, al livello del Macigno, e nei dintorni di Ligonchio (appena fuori carta, Foglio 235 Pievepelago) a carico delle Arenarie di Monte Cervarola. Più in dettaglio, a sostegno di quanto affermato in precedenza, PLESI *et alii* (2000) espongono alcune considerazioni:

- I gessi e le quarziti del versante emiliano risultano sempre in chiari rapporti tettonici (per lo più sotto forma di lame limitate da superfici suborizzontali o poco inclinate) con le formazioni incassanti. Non esiste alcun elemento che giustifichi l'ipotesi di una loro giacitura sedimentaria (NARDI, 1965; BALDACCI *et alii*, 1967a, 1967b).

- I gessi del versante emiliano sono per lo più intercalati nelle porzioni sommitali dell'Unità tettonica della Falda Toscana, avanscorse e sovrapposte alle finestre di Arenarie di Monte Cervarola (Sotto-unità Ventasso di PLESI *et alii* (2000). I contatti tettonici che delimitano i gessi sono subparalleli a quelli che delimitano le varie scaglie tettoniche e come queste ultime sono coinvolti nella tettonica più tardiva appenninica e trasversale.

- Dall'alta Val d'Ozola al M. Segale, nei pressi di Ligonchio, piccoli lembi di gesso sono strizzati lungo la faglia normale tardiva che costituisce il bordo nord-orientale del Macigno in quelle zone. Anche per questi gessi si può dunque ammettere un'evoluzione precoce, comune a quella degli affioramenti maggiori.

- Fra i dintorni di Casenove (margine est del Foglio) e le pendici nord-occidentali del M. Segale ampie scaglie di gesso sono intercalate nella Successione argilloso-calcareo del *Mélange* basale, che riempie l'ampia depressione tettonica limitata da due importanti linee di frattura trasversali, passanti rispettivamente nei dintorni di Casenove e di Ligonchio-M. Segale. Dai dati di superficie non è possibile stabilire se le faglie di Casenove e di Ligonchio rappresentino semplici faglie normali, che abbassano le argilliti e i gessi insieme al loro substrato costituito dalle Arenarie di Monte Cervarola, o se invece si sia in presenza di un fenomeno di *megaboudinage*, con direzione di allungamento appenninica, che ha condotto alla segmentazione delle Arenarie di Monte Cervarola.

- Le aree del Passo del Cerreto e del Passo del Lagastrello (fig. 13) mostrano a grande scala una tipica struttura estensionale, con direzione di allungamento NO-SE e *boudinage* dei livelli più resistenti del *multilayer* tosco-ligure. In

quella fase il *multilayer* stesso doveva quindi considerarsi in buona parte già realizzato o avere un assetto non lontano dalla sua strutturazione definitiva. In particolare, l'effetto di *boudinage* è evidente nella zona dei passi del Cerreto e dell'Ospedalaccio, nel Macigno dell'Unità tettonica della Falda Toscana (in queste aree, il livello dei calcari mesozoici risultava già estremamente ridotto in origine). Il Macigno ai bordi della struttura estensionale passa dallo spessore di un migliaio di metri a zero e, nella fascia morfologicamente depressa dei passi del Cerreto e dell'Ospedalaccio, le formazioni triassiche alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana vengono direttamente in contatto con le Liguridi; la larghezza della fascia in cui il Macigno è assente misura mediamente circa 3 km. Una struttura estensionale così imponente può chiaramente costituire una possibile area-sorgente di buona parte dei gessi emiliani. Al Passo del Lagastrello l'entità dell'estensione finita è molto minore, ciò nonostante nella zona del lago un vasto lembo di Liguridi e di Unità tettonica Canetolo giace profondamente infossato dentro al Macigno dell'Unità tettonica della Falda Toscana; la base dell'alloctono arriva quasi a toccare il Calcere cavernoso affiorante nella parte alta del T. Taverone.

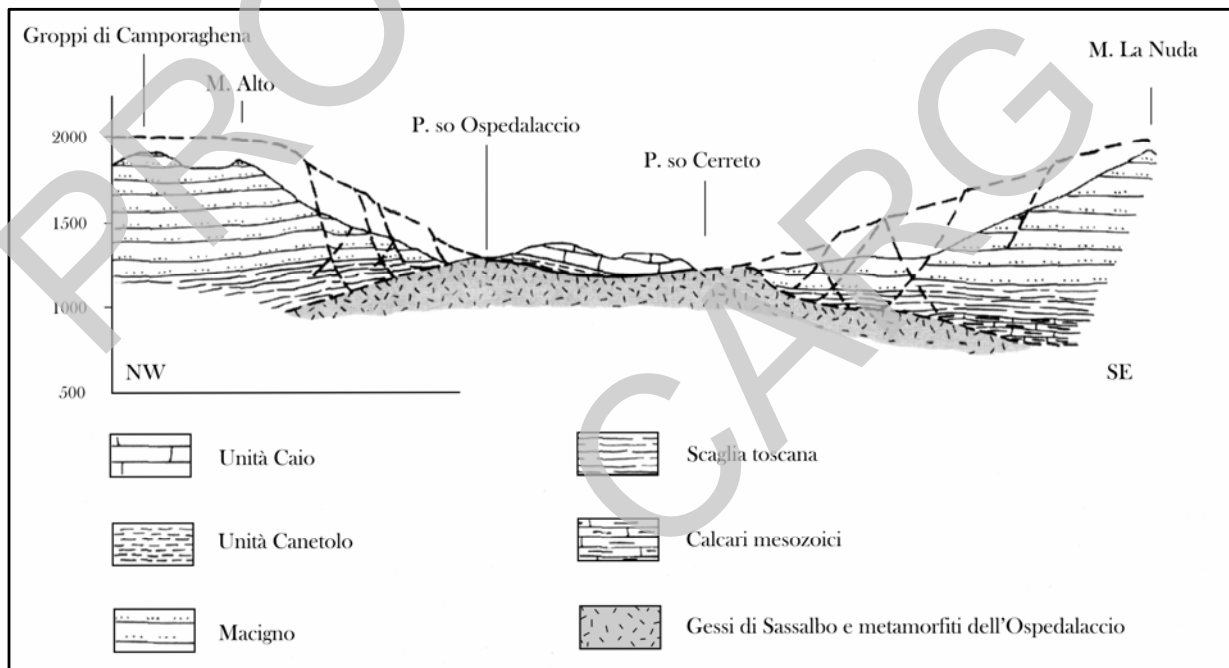


Fig. 13 - *Struttura estensionale del Passo del Cerreto schematicamente ricostruita lungo una sezione parallela all'asse delle megastrutture plicative (da PLESI et alii, 2000).*

Le osservazioni strutturali a scala mesoscopica eseguite sia nella zona del Cerreto che in quella del Passo del Lagastrello confermano gli effetti di una tettonica estensionale. Essa è testimoniata in particolare da un regolare e fitto

sistema di mesofaglie normali e fratture di estensione verticali, allungate orizzontalmente, ben evidenti ad esempio nella Scaglia toscana affiorante nei pressi di Case Giannino, non lontano da Sassalbo. Le faglie e fratture tagliano il clivaggio della fase compressiva precoce appenninica e hanno direzione N60-70°, cioè risultano parallele ai bordi della struttura estensionale a grande scala (fig. 14). Questi dati mesoscopici confermano l'ipotesi che la fase estensionale sia da ritenere successiva rispetto ad almeno una parte delle strutture appenniniche e successiva anche rispetto all'arrivo dell'alloctono. Se si tiene conto del fatto che le lame di gesso sembrano coinvolte nelle pieghe tardive della tettonica appenninica e trasversale, risulta chiaro che le strutture estensionali dell'alto Appennino reggiano-parmense sembrano rappresentare un momento intermedio fra quello dell'individuazione delle pieghe appenniniche e quello dell'inizio della messa in posto delle Unità alloctone sull'Unità tettonica della Falda Toscana, che, come detto, doveva risultare già almeno in parte realizzata.

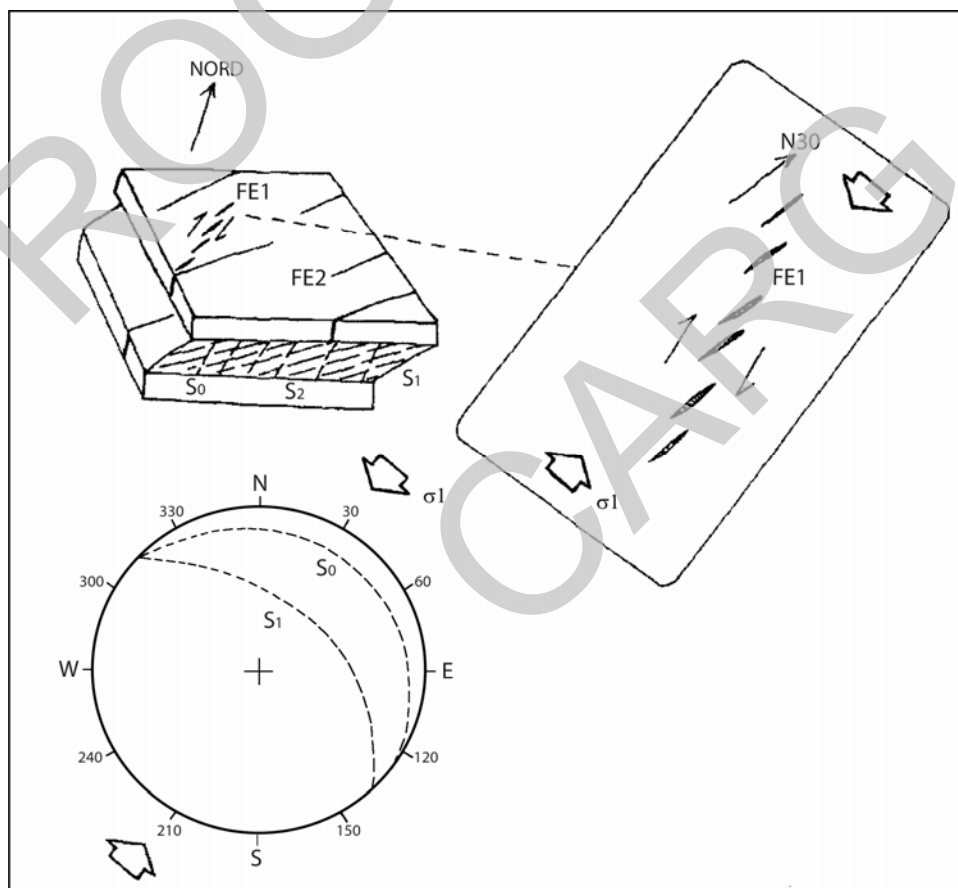


Fig. 14 - *Strutture a scala mesoscopica osservate nella Scaglia toscana nei dintorni di Case Giannino (da Plesi et alii, 2000). S₁ e S₂, clivaggio legato ai piegamenti di direzione appenninica; FE1 e FE2: sistemi di fratture di estensione.*

1.5. - UNITÀ TETTONICA CERVAROLA

A quest'unità tettonica sono state attribuite le arenarie e marne che affiorano nelle finestre tettoniche del Rio Scuro, degli Schiocchi del Cerreto, del Riarbero e dell'Ozola, nell'alto Appennino reggiano-parmense, a nord-est della faglia della Gabellina, di cui rappresentano il *foot wall*: in particolare le successioni delle finestre. I caratteri geometrico-strutturali in alcune di queste finestre (PLESI *et alii*, 2000) sono rappresentati da grandi anticlinali rovesciate verso l'Adriatico, in cui la linea di cresta si situa in posizione più interna rispetto alla linea di cerniera. La geometria delle pieghe è di tipo parallelo negli strati più resistenti, mentre nei livelli meno resistenti si nota spesso un assottigliamento dei fianchi rispetto alle cerniere.

Il modello di piegamento è accompagnato da scivolamento flessurale, com'è mostrato dagli indicatori cinematici, che evidenziano costantemente un movimento degli strati dai fianchi verso le zone di cerniera. L'asse di queste strutture mantiene una direzione appenninica in tutto il settore più settentrionale, fino agli Schiocchi del Cerreto; a partire da questa località l'asse ruota progressivamente fino a disporsi in direzione N80° nella valle dell'Ozola (appena fuori carta, Foglio 235 Pievepelago). Questo andamento riproduce più o meno fedelmente quello delle pieghe tardive dell'Unità tettonica della Falda Toscana, imputabili alla fase tettonica D₂.

2. - TETTONICA FRAGILE

Nell'area studiata la tettonica fragile tardiva si manifesta con sistemi di faglie dirette a direzione appenninica, evidenti sia alla scala del versante che a quella cartografica. I piani di queste grandi faglie sono difficilmente osservabili all'affioramento, mentre sono più evidenti piccole superfici con lo stesso significato cinematico, di solito concentrate in prossimità delle discontinuità principali.

La distribuzione statistica delle mesofaglie dirette misurate (fig. 15) rivela la presenza di alcune famiglie di piani che si ripetono costantemente. Di queste, la famiglia con direzione di circa N120° è quella che maggiormente influenza la morfologia dei versanti e l'andamento dei contatti. Le altre direzioni dominanti sono la N80° e la NS-N20°, che peraltro corrispondono alle direzioni di alcune famiglie di piani di frattura già note.

Le stesse famiglie di piani si ritrovano nella distribuzione delle faglie con movimento trascorrente, che hanno però pendenze prossime alla verticale. In molti casi le stesse faglie dirette riutilizzano dei piani trascorrenti, come

deducibile dalla sovrapposizione di più famiglie di strie. Un buon esempio di una situazione di questo tipo è rappresentato dalla grande faglia che mette il Macigno a contatto con il Calcarea massiccio affiorante lungo la valle del Serchio di Soraggio; in questa zona, nonostante che la componente trascorrente non sia evidenziata dal rilevamento geologico, risultano fortemente dominanti le strie suborizzontali (con movimento sinistro), mentre il movimento lungo la massima pendenza risulta sovrapposto e scarsamente rappresentato.

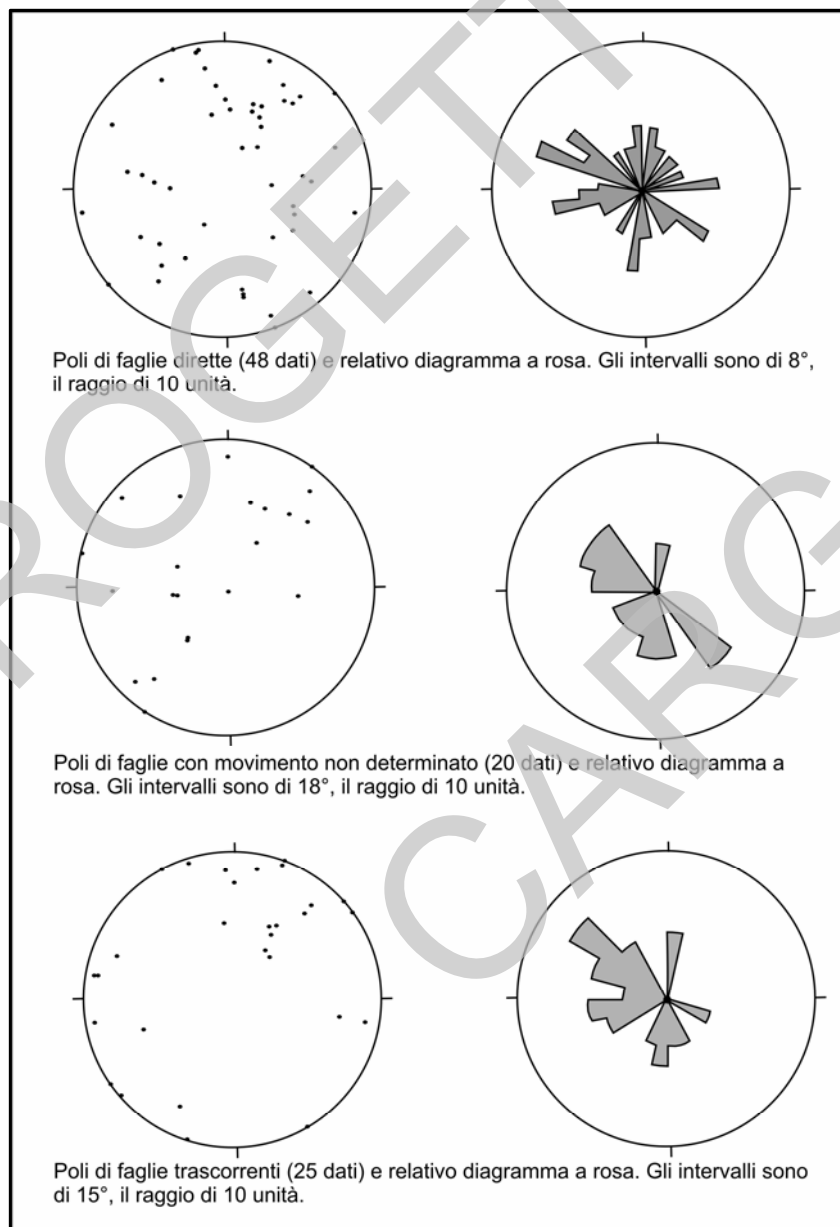


Fig. 15 - Proiezioni stereografiche degli elementi strutturali relativi alle fasi tettoniche tardive e relativi diagrammi a rosa.

2.1. - LA DEPRESSIONE TETTONICA DELLA VAL DI MAGRA

Questa depressione tettonica occupa la parte sud-occidentale dell'area rilevata e costituisce una morfostruttura di significato regionale, che si estende anche nell'area del contiguo Foglio 233 Pontremoli.

Le faglie che limitano a sud-ovest e nord-est la depressione della Val di Magra sono organizzate in sistemi sintetici e antitetici; generalmente i rigetti massimi corrispondono alla parte sud-orientale della fossa tettonica e si riducono progressivamente verso nord-ovest, dove le faglie si esauriscono o si suddividono in piccole faglie vicarianti. A sud-est il limite della fossa tettonica è costituito dal massiccio apuano, a nord dalla linea trasversale Val di Vara - Passo della Cisa - Val d'Enza (FAZZINI & GELMINI, 1982). I sistemi di faglie normali possono considerarsi, almeno in parte, ancora attivi, come testimoniano le caratteristiche morfoneotettoniche della regione e gli epicentri dei terremoti in questo settore dell'Appennino.

Per la depressione tettonica della Val di Magra viene proposta generalmente una configurazione geometrica fondamentale, caratterizzata da un versante della valle modellato in corrispondenza di un sistema di faglie principali (*master faults*), contro le quali terminano le faglie antitetiche del versante opposto. A questo riguardo esistono teorie diverse, con modelli che differiscono principalmente per la posizione relativa delle *master faults* e delle faglie antitetiche (fig. 16).

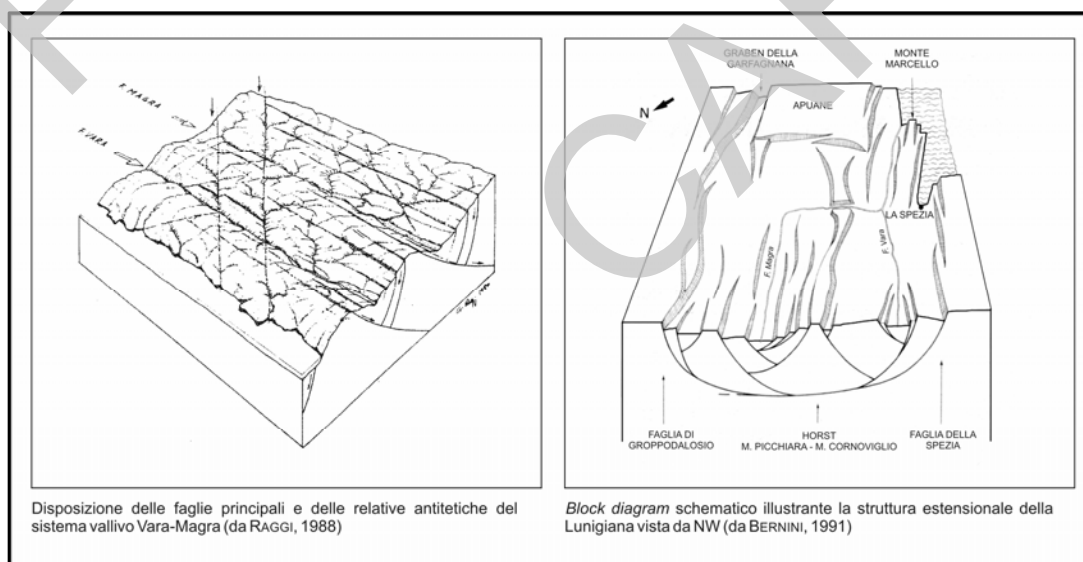


Fig. 16 - La depressione tettonica della Val di Magra - Val di Vara, secondo i modelli proposti da RAGGI (1988) e da BERNINI (1991).

RAGGI (1988), a sud-ovest del Magra, individua un sistema di faglie principali a direzione appenninica immergenti verso est, soprattutto in base alla dissimmetria di alcuni tratti delle valli del Magra e del Vara (Foglio 233 Pontremoli); tali valli hanno fianchi relativamente ripidi in destra idrografica, moderatamente acclivi e particolarmente terrazzati in sinistra. Questa dissimmetria, che porta il corso attuale a lambire in vari tratti il fianco vallivo destro, sarebbe proprio da mettere in relazione con il meccanismo di formazione e la geometria delle depressioni tettoniche, ai cui lati occidentali corrisponderebbero faglie principali, contro le quali terminerebbero le faglie antitetiche dei lati opposti, a minor rigetto.

BERNINI (1988, 1991), BERNINI & LASAGNA (1989), BERNINI *et alii* (1991), BERNINI & PAPANI (2002) considerano la depressione dell'alta Val di Magra un *Graben* asimmetrico, limitato da gradinate di faglie listriche normali; le faglie a direzione appenninica e immergenti verso ovest del sistema di Gropodalosio-Arzengio a nord-est (Foglio 233 Pontremoli) costituirebbero le *master faults* e risultano più inclinate di quelle del versante opposto, antitetiche, sempre a direzione appenninica e immergenti verso est. Quest'ipotesi trova conferma nella notevole lunghezza e nel grande rigetto del sistema nord-orientale e nella costante inclinazione di 15-20° verso nord-est dei depositi fluvio-lacustri che occupano la depressione tettonica, con un assetto che testimonia un *tilting* nella stessa direzione. Le inclinazioni sensibilmente più accentuate (> 80°) del sistema principale rispetto a quello occidentale (< 60°) sono giustificate dal fatto che le faglie normali si sviluppano in corrispondenza di zone di debolezza delle precedenti strutture compressive; pertanto la posizione delle *master faults* sarebbe legata a quella dei fianchi delle grandi anticlinali (M. Orsaro-M. Acuto e La Spezia); le faglie minori, antitetiche, svolgerebbero la funzione di accomodare l'estensione data dalle grandi faglie bordiere, sfruttando a loro volta zone di debolezza preesistenti. Secondo il modello deformativo proposto da tali Autori, i blocchi di tetto di questi sistemi principali sono caratterizzati da una geometria di tipo *roll-over*, messa in evidenza dal basculamento verso nord-est dei depositi fluvio-lacustri; sistemi minori sintetici e antitetiche funzionano invece come sistemi di compensazione dello stiramento superficiale prodottosi nelle zone caratterizzate da *roll-over*. In base a questo modello viene valutata un'estensione dell'ordine del 10-15 %, valore che sarebbe in accordo con la presenza di rampe di raccordo (*relay ramps*), ovvero zone in cui la deformazione plicativa separa faglie che si raccordano in profondità a una superficie unica. Il campo di sforzi calcolato risulta sempre di tipo tensionale e si accorda con il modello proposto con la progressiva apertura del bacino verso nord-ovest. I sistemi di faglie principali sono raccordati da elementi trasversali antiappenninici, caratterizzati da superfici subverticali e movimenti transtensivi,

sia destri che sinistri; queste *transfer faults* collegano le faglie dei sistemi estensionali appenninici, permettendo il trasferimento del movimento da una all'altra tramite deformazioni di tipo rigido-plastico.

Sistemi di faglie trasversali, generalmente trascorrenti sinistre, intersecano le depressioni tettoniche di questo settore appenninico. Uno di essi, lambendo le Alpi Apuane, delimita verso sud il bacino della Val di Magra e ne interrompe la continuità verso la Val di Serchio. GHELARDONI (1965), FUSI & MONTEFORTI (1972), MONTEFORTI & RAGGI (1980) riferiscono i motivi tettonici trasversali sia alle fasi tardive della tettonica compressiva, sia ai processi distensivi post-tortoniani; FAZZINI & GELMINI (1982) ritengono che movimenti trascorrenti lungo queste linee si siano originati con l'apertura dell'oceano ligure-piemontese nel Mesozoico inferiore e che la successiva chiusura ne abbia esaltato i movimenti; RAGGI (1988) li associa ai movimenti di traslazione, che nel Miocene inferiore hanno portato le Unità Liguri ad accavallarsi sul Dominio Toscano.

VI - CENNI MORFOLOGICI

Il Foglio 234 Fivizzano comprende un territorio quasi esclusivamente montuoso, che si estende a cavallo del crinale appenninico, lungo il quale si snoda lo spartiacque tra il versante emiliano, che drena a nord-est nel bacino padano, e il versante toscano, drenato verso il Mar Ligure dai bacini dei fiumi Magra e del Serchio. Il crinale comprende varie cime prossime a 2.000 m s.l.m., come il M. la Nuda (m 1893 s.l.m.), M. Alto (m 1904 s.l.m.) e il M. Sillara (m 1861 s.l.m.) e raramente scende sotto i 1.600 m s.l.m., in corrispondenza dei valichi (Cerreto, Lagastrello, Giogo, Pradarena), attraversati da vie di comunicazione importanti. La quota massima dell'area (Alpe di Succiso, m 1990 s.l.m.) è però isolata rispetto allo spartiacque appenninico; la quota minima, circa 70 m s.l.m., si trova lungo il fondovalle del T. Aulella, presso Pallerone.

La configurazione morfologica generale è notevolmente influenzata dai fattori lito-strutturali, nonché dalle vicende tettoniche che hanno portato alla costruzione della catena appenninica e alla formazione dei bacini continentali villafranchiani (fra cui quello di Aulla-Olivola-Villafranca in Lunigiana, parzialmente compreso nell'area di questo Foglio). Le rocce lapidee più competenti, calcareo-marnose o arenacee, con il contributo delle condizioni meteo-climatiche, favoriscono versanti più acclivi e forme più aspre, mentre le formazioni prevalentemente argillitiche, più diffuse nei complessi tettonici superiori del versante emiliano, mostrano in genere forme meno acclivi e più dolci.

L'elemento morfostrutturale di maggior spicco è costituito dal tratto di dorsale appenninica, che attraversa l'area da nord-ovest a sud-est, in posizione quasi mediana, lasciando spesso affiorare, soprattutto nelle incisioni vallive e lungo i versanti più acclivi, le potenti sequenze arenacee del Macigno, che ne costituiscono l'ossatura e contribuiscono a caratterizzarne le forme. A sud-ovest si trovano i più vasti affioramenti del Flysch di Ottone, le cui caratteristiche litologiche consentono di conservare forme del rilievo decise e versanti sovente molto acclivi. Forme del paesaggio più dolci sono diffuse maggiormente a nord-est del crinale appenninico, dove sono presenti formazioni più erodibili (fra cui le Argille e calcari di Canetolo, la Successione argilloso-calcareo, la Scaglia toscana) e depositi morenici, mentre localmente spiccano rilievi e forme impostate su altre formazioni calcareo-marnose o arenacee (Flysch di Monte Caio, Arenarie di Monte Cervarola, Arenarie di Monte Modino). Sul versante toscano, le forme si mantengono generalmente piuttosto aspre, con l'eccezione delle aree di affioramento dei Depositi fluvio-lacustri villafranchiani *Auctt.* e di successioni fortemente pelitiche (Complesso di Casanova, Argille e calcari di Canetolo, Scaglia toscana).

Le strutture appenniniche (pieghe, fronti di accavallamento, faglie dirette della depressione tettonica della Val di Magra) orientate NO-SE o NE-SO (faglie trasversali), hanno condizionato l'assetto generale del territorio, marcato appunto dalla dorsale appenninica e dai corsi d'acqua che la dissecano trasversalmente, dirigendosi verso il Mare Adriatico e il Mar Ligure. Quindi la disposizione degli alti strutturali, prevalentemente longitudinali alla catena, ha generalmente condizionato quella degli alti morfologici, come lo stesso crinale appenninico, che in gran parte costituisce lo spartiacque principale tra il bacini padani e quelli tosco-liguri.

La configurazione del reticolo idrografico è quindi caratterizzata da un andamento prevalentemente parallelo, con direzione NE-SO. In particolare, sul versante toscano, l'idrografia è riferibile prevalentemente al bacino del F. Magra ed è rappresentata da numerosi torrenti che scendono verso sud-ovest, fra cui i principali sono l'Aulella, il Rosaro e il Taverone, affluenti di sinistra del Magra; in subordine, una parte del territorio è di pertinenza del bacino del F. Serchio ed è attraversato dal Serchio di Sillano e dal Serchio di Soraggio. Una porzione circa equivalente del territorio è drenata invece dal bacino padano, attraverso le alte valli dei torrenti Secchia, Enza e, per un'esigua porzione, Parma; fra i corsi d'acqua principali, è da menzionare anche il T. Cedra, che poco più a nord confluisce nell'Enza. Sono presenti anche numerosi laghi (L. Ballano, L. Verde, i Lagoni, L. Scuro, L. Cerretano, ecc.), con profondità massima di circa 20 m, spesso originati da processi di esarazione glaciale e sbarramenti morenici; fra tutti spicca il L. Paduli, artificiale, ottenuto nel 1907 sbarrando con una diga in

terra un ampio ripiano presso il P.so del Lagastrello, con superficie di circa 387.000 m² e profondità massima di quasi 20 m.

La porzione sud-occidentale dell'area rilevata, a ovest di Fivizzano, è occupata dalla depressione morfostrutturale della Val di Magra, in gran parte compresa nel contiguo Foglio 233 Pontremoli. In tale area affiorano estesamente i Depositi fluvio-lacustri villafranchiani Auctt., su cui spesso giacciono depositi fluviali terrazzati e talora conoidi fluvio-torrentizi. Verso tale depressione si dirigono quasi tutti i corsi d'acqua a destinazione occidentale, a parte il Serchio, che scorre verso la depressione tettonica della Garfagnana, a sud-est (Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana).

Nel territorio studiato sono molto frequenti i movimenti franosi, che hanno una diffusione sostanzialmente ubiquitaria, naturalmente condizionata dalla distribuzione e dalle caratteristiche fisico-meccaniche delle formazioni rappresentate nel Foglio, nonché dalle condizioni morfologiche e di acclività. In molti casi, il paesaggio mostra con evidenza i segni caratteristici dei movimenti di massa, rappresentati da scarpate, dossi, contropendenze e pianori, che talora testimoniano l'esistenza di frane di rilevanti dimensioni; fra queste, si possono ricordare la frana di Camporaghena (MS), i grandi movimenti di massa che coinvolgono in varie zone il Flysch di Ottone, le grandi frane nelle Argille e calcari di Canetolo. Questa tematica, di rilevante interesse applicativo e socio-economico, sarà approfondita in seguito (vedi Geologia applicata).

Aree relativamente vaste, soprattutto in corrispondenza del crinale appenninico, dove l'altitudine raggiunge valori rilevanti, prossimi a 2000 m s.l.m., mostrano molte testimonianze del modellamento glaciale, talvolta ben riconoscibili. Infatti, vari Autori hanno preso in esame in modo più specifico le problematiche legate al glacialismo di questo settore appenninico; fra essi si ricordano DE STEFANI (1887b), PANTANELLI (1886), SACCO (1893), ZACCAGNA (1898), DESIO (1927), MASINI (1927), SESTINI (1936), LOSACCO (1938, 1949, 1982), FEDERICI (1977, 1980b), FEDERICI & TELLINI (1983). Gran parte dei lavori sono riportati con maggior dettaglio nella monografia, curata da CARTON & PANIZZA (1988, *cum bibl.*) e dedicata alla morfologia dell'alto Appennino emiliano; ad essa si rimanda per approfondimenti sul modellamento glaciale ed anche per altre tematiche geomorfologiche, in questa sede soltanto accennate.

L'individuazione e interpretazione delle forme glaciali è però sovente difficoltosa ed ostacolata da vari fattori: la degradabilità del substrato roccioso prevalentemente arenaceo (rappresentato dal Macigno), per cui le morfosculture glaciali (rocce montonate, strie, ecc.) ben raramente si sono conservate integre; l'abbondanza di coperture detritiche e frane successive, che spesso hanno sepolto ed obliterato o rimaneggiato forme e depositi; l'estesa copertura vegetale alle quote medie ed inferiori. Pertanto, cordoni ed anfiteatri morenici terminali si

riconoscono raramente, come a valle della doccia glaciale a nord-ovest del M. La Nuda. Prevalgono invece le lingue moreniche vallive, che colmano i fondovalle con spessori a volte assai consistenti e lunghezze di vari chilometri, ammantando vaste aree; secondo le ricostruzioni effettuate (CARTON & PANIZZA, 1988, *cum bibl.*), le lingue glaciali raggiunsero lunghezze cospicue (7-8 km), soprattutto in Val Parma e Val Cedra. Tra le forme glaciali, i circhi rappresentano quelle più caratteristiche; fra i circhi più significativi, si ricordano quelli di M. Sillara, M. Acuto e M. La Nuda. Le forme originarie dei circhi si presentano spesso alterate da processi di degradazione crioclastica, con formazione di estese falde detritiche e talora di campi di pietre presso il crinale; frequentemente il fondo dei circhi ospita conche lacustri o palustri (precedentemente ricordate), sbarrate verso valle da soglie rocciose o archetti morenici.

Le forme e i depositi glaciali di questo settore appenninico sono attribuibili all'ultima glaciazione, tranne il lembo morenico situato presso il M. Navert in Val Cedra (alta Val Parma) riferibile, secondo FEDERICI (1977) e FEDERICI & TELLINI (1983), ad una glaciazione prewürmiana. Si trovano a quote comprese tra circa 1700 m e 700 m s.l.m., paragonabili a quelle nelle zone nord delle Alpi Apuane, considerate tra le tracce glaciali più basse di quota nel bacino mediterraneo (JAURAND, 1996; FEDERICI, 2005).

Infine, in questo territorio, la presenza di affioramenti significativi di rocce solubili ed in particolare dei Gessi di Sassalbo (affioranti presso il paese omonimo e più diffusamente in Val Secchia) ha favorito la genesi di forme carsiche di vario tipo. Il carsismo si è quindi sviluppato soprattutto nell'alta Val Secchia, dove sono presenti doline, talvolta riconoscibili anche nei materiali alluvionali (in seguito alla dissoluzione dei gessi sottostanti), grotte e cavità a pozzo; doline sono segnalate anche da MALAVOLTI (1949) nella zona di M. Rosso, mentre piccole doline sono presenti anche in Val Parma presso la cima del M. Navert, impostate in litotipi calcareo-marnosi del Flysch di Monte Caio. A proposito del carsismo nelle rocce gessose, ZACCAGNA (1932a) riferisce di un particolare fenomeno avvenuto due anni prima presso Sassalbo: la scomparsa del T. Rosaro, che fu inghiottito in una voragine aperta nei Gessi di Sassalbo, sotto al M. Cunella; le acque, deviate attraverso un percorso sotterraneo, riapparvero a oltre 2 km di distanza nell'adiacente Val Taverone, presso Comano, dove il torrente aumentò di portata. Al fenomeno fu posto riparo tramite uno sbarramento in muratura in prossimità dell'inghiottitoio, che obbligò le acque a riprendere il corso originario.

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1.- ATTIVITÀ ESTRATTIVE

La varietà litologica delle formazioni cartografate potrebbe consentire una buona disponibilità di materiale lapideo (calcari, calcari marnosi, arenarie) o sciolto (depositi alluvionali o glaciali), soprattutto come pietre da costruzione e da cemento, pietrisco per usi vari, materiali per riempimenti o terrapieni. L'attività estrattiva è però scarsamente sviluppata ed è pressoché inesistente per i materiali ornamentali, particolarmente diffusi invece nelle aree limitrofe, dove insistono i vasti e rinomati poli estrattivi del marmo (Alpi Apuane, Foglio 249 Massa Carrara). Le cave sono quindi poco frequenti, generalmente di piccole dimensioni e in gran parte inattive; esse erano verosimilmente indirizzate a soddisfare esigenze locali e temporanee, piuttosto che rifornire ampi bacini di utenza.

Per l'alto bacino del Serchio, sono disponibili i dati di un censimento svolto dall'AUTORITÀ DEL BACINO SPERIMENTALE DEL FIUME SERCHIO (1993): lungo il Fosso di Gragnana, che più a valle confluisce nel Serchio di Sillano, alcune cave inattive di modeste dimensioni sfruttavano i litotipi calcarei e calcareo-marnosi del Flysch di Ottone e dei Calcari di Groppo del Vescovo, prevalentemente utilizzati per la produzione di cemento. Fra le altre cave, si può ricordare inoltre, a titolo di esempio, quella inattiva nei Gessi di Sassalbo, presso il P.so del Cerreto.

2. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)

Nell'area rilevata i movimenti di massa (frane e deformazioni gravitative profonde di versante) sono notevolmente diffusi, favoriti dalle scadenti caratteristiche meccaniche di molte formazioni, dall'elevata energia di rilievo, dalle condizioni climatiche piuttosto severe e dall'elevata sismicità di una vasta porzione di territorio, dove il rischio sismico è storicamente documentato. Fra i terremoti più catastrofici censiti, è certamente da menzionare quello del 7 settembre 1920: con area epicentrale tra Fivizzano e Villa Collemantina (Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana) ed intensità del IX-X grado MCS, il sisma investì vaste aree della Lunigiana e della Garfagnana, causando 171 vittime, centinaia di feriti, danni ingentissimi e molteplici frane (CNR-REGIONE TOSCANA, 1986).

2.1. - FRANE

Le frane hanno dimensioni molto variabili e diffusione sostanzialmente ubiquitaria, interessando in maniera diversa tutte le formazioni affioranti. Sovente esse coinvolgono centri abitati, viabilità e infrastrutture; si possono così determinare, con una certa frequenza, danni consistenti e situazioni ad alto rischio, soprattutto in occasione di precipitazioni consistenti. Nell'area di questo Foglio, sono stati svolti numerosi studi a livello territoriale, che hanno consentito di definire ed inquadrare i fenomeni di dissesto, mettondoli in relazione con le caratteristiche geologico-strutturali e morfoclimatiche. Lungo il versante emiliano dell'Appennino, GELMINI & PELLEGRINI (1969) hanno studiato le frane del bacino del Panaro, mentre BONAZZI *et alii* (1972) hanno preso in esame le problematiche dei dissesti nel bacino del F. Secchia in relazione alle caratteristiche del bacino stesso. In Toscana, NARDI *et alii* (1989a, 1989b, 1989c, 2000a, 2000b), DALLAN *et alii* (1991) e D'AMATO AVANZI *et alii* (1999, 2000a, 2000b) hanno svolto studi specifici sul rischio di frana e sulla franosità di vaste aree nell'alto bacino del F. Serchio, realizzando vari elementi a scala 1:10.000 della Carta della Franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio e della Carta della Franosità del Bacino del Fiume Serchio.

Gli studi citati e i rilevamenti svolti hanno consentito un approfondimento notevole della conoscenza delle cause, della distribuzione e della frequenza dei movimenti franosi in queste aree; hanno inoltre confermato come le frane siano assai diffuse nei litotipi con caratteristiche meccaniche più scadenti, tipiche di rocce lapidee molto fratturate e alterate o di rocce prevalentemente pelitiche

(riferibili ad esempio al Complesso di Casanova, alle Argille e calcari di Canetolo, alla Successione argilloso-calcareo e alla Scaglia toscana) o con frequenti intervalli pelitici (ad esempio Flysch di Monte Caio o Flysch di Ottone), ampiamente rappresentate in molte unità. Anche i depositi morenici e le coperture detritiche, che raggiungono estensioni considerevoli soprattutto lungo i versanti arenacei e calcareo-marnosi, sono frequentemente interessati dai dissesti.

Le dimensioni dei movimenti sono molto variabili; gli accumuli più estesi sono più frequenti nelle formazioni argillitiche (Argille e calcari di Canetolo, Successione argilloso-calcareo), ma non sono rari anche nel Flysch di Ottone, specialmente dove è presente un maggior stato di fratturazione o l'assetto geologico-strutturale è più sfavorevole; più rari i dissesti nel Macigno, che coinvolgono in genere le porzioni più alterate e fratturate e le coperture di versante.

Generalmente il tipo di movimento (VARNES, 1978; CARRARA *et alii*, 1987; CRUDEN & VARNES, 1996) è controllato significativamente dalle caratteristiche litologiche dei versanti coinvolti. Le frane di scorrimento rotazionale, colamento e scorrimento-colata sono comuni nelle rocce pelitiche e nei depositi sciolti. Nei litotipi più competenti (calcari, arenarie, flysch calcareo-marnosi, ecc.) il cinematisma è determinato soprattutto dall'assetto delle discontinuità, primarie e secondarie; sono più frequenti le frane di scorrimento traslativo (rotazionale o composito dove la roccia è più fratturata) e, dove i pendii sono molto acclivi, di crollo. Le rocce sciolte (depositi argilloso-sabbiosi o conglomeratici, coperture detritiche, depositi morenici) sono tipicamente coinvolte in fenomeni di scorrimento e colamento. Infine, in molti litotipi sono frequenti i fenomeni complessi, in cui si associano più tipi semplici di movimento.

Sono da ricordare anche le colate detritiche, che s'innescano in occasione di piogge intense, coinvolgendo materiali sciolti, presenti sui versanti o negli alvei torrentizi. Si tratta in genere di fenomeni caratterizzati da una sostanziale imprevedibilità spaziale e temporale e da rapidità di attivazione ed evoluzione; l'estensione limitata non ne consente la rappresentazione cartografica a piccola scala, anche perché i relativi depositi sono spesso frammisti ai sedimenti di conoide o a quelli alluvionali dei corsi d'acqua secondari.

La maggior parte delle frane, spesso di vaste dimensioni, non mostra indizi di attività, se non localmente. Le frane in evoluzione, comunque in numero cospicuo, sono spesso condizionate da processi geomorfici attivi, come ad esempio l'azione erosiva dei corsi d'acqua al piede dei pendii. Non sono rari anche i fenomeni che mostrano un'attività di tipo stagionale, connessa all'oscillazione della falda idrica nel sottosuolo e legata all'andamento delle precipitazioni piovose. Si assiste così a fasi di quiescenza o di attività ridotta o

impercettibile nei periodi asciutti, intervallate a movimenti periodici, più o meno veloci, nelle stagioni piovose. Altre frane persistono in uno stato d'attività continua e manifesta, in condizioni di evidente disequilibrio morfologico e idrogeologico.

Molte frane hanno dimensioni rilevanti e non di rado determinano condizioni di alto rischio; infatti, vari centri abitati rientrano fra quelli studiati nell'ambito del Progetto SCAI - Studio Centri Abitati Instabili del CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche:

- In Toscana (CANUTI *et alii*, 2000): Camporaghena (Comano, MS).

- In Emilia-Romagna (ANNOVI & SIMONI, 1993): Nirone (Palanzano, PR); Cervarezza (Busana, RE); Acquabona, Collagna, Valbona e Vallisnera (Collagna, RE), Cinquecerri (Ligonchio, RE); Succiso (Ramiseto, RE).

Fra i movimenti franosi più significativi dell'area rilevata, si possono ricordare i seguenti:

- La grande frana di Camporaghena (Comano, MS), nell'alta Val Taverone, che fu riattivata dal sisma del 1920 (TOSATTI *et alii*, 2008), coinvolge la Scaglia toscana in movimenti di scorrimento rotazionale multiplo, che interessano la strada di accesso e vari edifici del paese (D'AMATO AVANZI *et alii*, 1988; CANUTI *et alii*, 2000). Il movimento è stato a lungo monitorato, per metterne in relazione le deformazioni con i sismi e le precipitazioni (NARDI *et alii*, 1990, 1992).

- La frana di Sassalbo (Fivizzano, MS), lungo il T. Rosaro, mostra indizi di evoluzione saltuari; riattivatasi anche in occasione del terremoto del 1920 (TOSATTI *et alii*, 2008), essa coinvolge un vasto e potente accumulo detritico, sul quale giace gran parte del paese, che fu gravemente danneggiato anche dal terremoto del 1920. Si tratta di un'area già storicamente colpita da frane: secondo CASELLI (1933), nel 1481 un terremoto distrusse l'abitato e provocò una frana dal M. Cunella, che seppellì parzialmente il paese; nel 1834 una frana (probabilmente una colata detritica staccatasi dalle pendici del M. Scalocchio) distrusse alcune case e l'antica chiesa, seppellendo parzialmente il campanile, visibile ancora oggi (FARINA, 1980). Inoltre, localmente sono riconoscibili depositi di colata detritica, frammisti ai sedimenti alluvionali del T. Rosaro e di alcuni affluenti.

- La frana di Rocca Soraggio (Sillano, LU), in alta Val di Serchio, interessò rocce prevalentemente calcaree della porzione mesozoica dell'Unità tettonica della Falda Toscana; essa si manifestò nel marzo 1905 e, dopo mesi di progressione continua, il 28 di novembre distrusse gran parte dell'abitato (NARDI & D'AMATO AVANZI, 1988).

- La frana di Nirone (Palanzano, PR), in Val d'Enza, copre una vasta area in cui è compreso il centro abitato; il movimento, riferibile a un fenomeno

complesso di scorrimento-colata (ANNOVI & SIMONI, 1993), coinvolge le Argille e calcari di Canetolo, i Calcari di Groppo del Vescovo e i depositi detritici.

- La frana di Cervarezza (Busana, RE), solo parzialmente compresa in carta, interessa in prevalenza le Arenarie di Petrignacola, le Argille e calcari di Canetolo e i depositi detritici di versante. Si tratta di un complesso di movimenti di scorrimento e colamento, che il 23 marzo 1936 distrussero quasi 1/4 degli edifici e un tratto di strada statale; la ricorrenza è quasi centennale (ANNOVI & SIMONI, 1993).

- Le frane di Acquabona, (Collagna, RE), con movimenti di scorrimento roto-traslato e colamento, interessano litotipi riferibili ai Gessi di Sassalbo e alla Successione argilloso-calcareo del *Mélange* basale; esse hanno causato gravi danni a numerosi edifici e alla Strada Statale del P.so del Cerreto (ANNOVI & SIMONI, 1993); sono noti movimenti in concomitanza del forte terremoto del 1920 e di quello del 9 novembre 1965 (Appennino Emiliano, $M = 3,5$; (TOSATTI *et alii*, 2008).

- La vasta frana di Valbona (Collagna, RE) coinvolge in prevalenza le Argille e calcari di Canetolo e in subordine i Gessi di Sassalbo (Unità tettonica della Falda Toscana), con movimenti di scorrimento rotazionale e traslativo (ANNOVI & SIMONI, 1993), che hanno causato danni a molti edifici del paese, interamente compreso nell'area dissestata. Anche questa frana mostrò riattivazioni in occasioni del terremoto del 1920 (TOSATTI *et alii*, 2008).

- La frana di Cinquecerri (Ligonchio, RE), è caratterizzata da movimenti di scorrimento e colamento e coinvolge gran parte del centro abitato, provocando gravi lesioni a molte abitazioni (ANNOVI & SIMONI, 1993); il dissesto interessa prevalentemente litotipi argillitico-calcarei, appartenenti alla Successione argilloso-calcareo del *Mélange* basale.

- La frana di Succiso (Ramiseto, RE) coinvolge prevalentemente formazioni riferibili all'Unità tettonica Canetolo, coperture detritiche e depositi morenici. Il dissesto, con movimenti di scorrimento rotazionale e traslativo, colpì negli anni '60-'70 l'abitato inferiore, provocando ingenti danni al patrimonio edilizio, alle strade e ai manufatti; in seguito al trasferimento di oltre 300 abitanti, circa cento edifici gravemente danneggiati furono abbandonati (ANNOVI & SIMONI, 1993).

2.2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Tra i movimenti di massa, nell'area rilevata sono stati individuati alcuni fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV), rappresentati in carta tramite un sovrassegno, apposto sul colore delle unità litostratigrafiche interessate. Le DGPV sono normalmente caratterizzate da

grandi dimensioni e particolari modalità evolutive; spesso non è riconoscibile o ricostruibile una superficie di scorrimento continua e ben definita e l'ammasso roccioso è verosimilmente interessato da deformazione visco-plastica. Le deformazioni gravitative profonde, come le grandi frane, hanno un ruolo importante nella morfogenesi delle aree montuose.

Senza entrare nel dettaglio della vasta letteratura esistente (cfr. PASUTO & SOLDATI, 1990; SORRISO-VALVO, 1984, 1987 e 1989; CRESCENTI & SORRISO-VALVO, 1995), fra le caratteristiche più comuni delle DGPV (MAHR & NEMCOK, 1977; AGNESI *et alii*, 1978; RADBRUCH-HALL, 1978; GUERRICCHIO & MELIDORO, 1979; DRAMIS, 1984; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; DRAMIS *et alii*, 1987 e 1995; BISI *et alii*, 1996; D'AMATO AVANZI *et alii*, 1995a; D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI, 1997) si trovano:

- grande estensione e spessore della massa coinvolta;
- spostamento ridotto rispetto alle dimensioni;
- 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).

Le aree interessate da DGPV sono in genere caratterizzate, come il territorio di questo Foglio, da elevata energia del rilievo, con versanti acclivi, ben sviluppati in altezza e modellati in rocce competenti; da condizioni morfoclimatiche favorevoli all'erosione incanalata; da elevata sismicità; da tettonica attiva o recentemente attiva.

In sostanziale accordo con SORRISO-VALVO (1995), la distinzione tra frana e DGPV può basarsi sulla presenza, per una frana, di 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 discriminante si applica meglio ai colamenti di roccia e ad alcuni tipi di espansione. Gli scivolamenti e la maggior parte delle espansioni si collocherebbero meglio tra le frane, essendo caratterizzati da spostamenti lungo superfici più o meno continue e facilmente identificabili; tuttavia, la quantità di deformazione e lo spostamento sono generalmente piccoli rispetto alle masse rocciose coinvolte e l'evoluzione è estremamente lenta e accompagnata da fenomeni di *creep*: ciò ne può

giustificare l'inserimento nella categoria delle DGPV, separandole dalle frane in senso stretto. Pertanto, dal punto di vista classificativo, le DGPV possono essere suddivise nei seguenti tipi (JAHN, 1964; ZISCHINSKY, 1969; DRAMIS *et alii*, 1987; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; CRUDEN & VARNES, 1996):

- colamento di roccia (*Sackung*);
- espansione laterale;
- scorrimento in blocco.

Nell'area di questo Foglio non sono stati svolti studi specifici sulle DGPV. Tra i fenomeni di deformazione gravitativa profonda presenti nell'area rilevata, la maggior parte interessa ammassi rocciosi calcareo-marnosi (Flysch di Ottone, in un caso Calcari di Groppo del Vescovo), sovrapposti a litotipi pelitici o pelitico-calcarei (Argilliti di Monte Veri, Argille e calcari di Canetolo), con un assetto strutturale caratterizzato da un marcato contrasto di competenza (rocce a comportamento rigido sovrastanti rocce sostanzialmente più plastiche); il cinematisimo è presumibilmente riferibile a scorrimento in blocco e/o espansione laterale. A questo proposito, si possono citare alcuni casi, lungo il versante ovest del M. Barca, a ovest di Luscignano, nella zona di Metra-Pugliano e presso Giuncugnano. Lungo il versante nord del M. Barca, scorrimenti in blocco interessano masse rocciose di Flysch di Ottone, con giacitura a franapoggio; verosimilmente il movimento si sviluppa con deformazione intensa lungo i livelli più duttili della formazione. Scorrimenti in blocco si verificano anche nel Flysch di Ottone, tra Prato e Alebbio, a ovest di Luscignano. Altri casi di scorrimento in blocco sono stati individuati nella formazione del Macigno (area intorno a Dalli) e nei Calcari di Groppo del Vescovo (versante est del M. Cunella, presso Sassalbo); i rapporti tra l'assetto strutturale e i fenomeni osservati non sono chiari.

3. - IDROGEOLOGIA

L'assetto tettonico e l'estrema variabilità litologica delle unità litostratigrafiche rendono molto difficoltosa la comprensione delle strutture idrogeologiche dell'area studiata, dove le formazioni affioranti mostrano caratteristiche di permeabilità assai diversificate, legate soprattutto alle caratteristiche litologiche e al grado di coesione, porosità e fratturazione degli ammassi rocciosi e dei depositi.

Per l'idrogeologia fondamentale dell'area, si può fare riferimento ai lavori di BALDACCINI & RAGGI (1968) e BALDACCINI *et alii* (1993), rispettivamente finalizzati alla descrizione delle caratteristiche generali di permeabilità delle rocce nel bacino del F. Magra ed alla valutazione delle risorse idriche nel bacino

del F. Serchio. Si possono così raggruppare le unità litostratigrafiche in alcune classi, in base alle loro caratteristiche di permeabilità:

- le rocce permeabili per porosità comprendono: i depositi prevalentemente ghiaiosi delle alluvioni di fondovalle dei principali corsi d'acqua (Serchio, Aulella, Rosaro, Taverone, Secchia ed Enza); i sedimenti più grossolani dei Depositi fluvio-lacustri villafranchiani Auctt.; le alluvioni terrazzate, presenti lungo i corsi d'acqua maggiori; i depositi detritici; i depositi morenici; gli accumuli di frana più grossolani;

- le rocce molto permeabili per fessurazione e carsismo comprendono in particolare le formazioni carbonatiche ed evaporitiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana (in prevalenza Gessi di Sassalbo, Calcarea cavernosa, Calcarea massiccio);

- le rocce permeabili per fessurazione e limitati fenomeni carsici sono molto poco rappresentate; ad esse si possono riferire, ad esempio, alcune formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana, come i Calcari ad Angulati o il Calcarea selcifero di Limano;

- le rocce limitatamente permeabili per fessurazione sono anch'esse assai poco rappresentate; vi possiamo comprendere i Diaspri dell'Unità tettonica della Falda Toscana e le breccie a prevalenti elementi ofiolitici dell'Unità tettonica Ottone;

- le rocce impermeabili o localmente permeabili per fessurazione sono particolarmente rappresentate, comprendendo le formazioni arenacee, con permeabilità secondaria decrescente (Macigno, Arenarie di Monte Modino, Arenarie di Ponte Bratica, ecc.) e calcareo-marnose (Flysch di Ottone, Calcari di Groppo del Vescovo), contenenti acquiferi di modesta entità, locali e spesso freatici;

- le rocce impermeabili sono piuttosto diffuse e comprendono soprattutto le formazioni pelitiche (in particolare Argille a palombini, Argille e calcari di Canetolo) e le litofacies pelitiche (paraconglomerati polimittici) delle Unità Liguri e Subliguri e dell'Unità tettonica della Falda Toscana (ad esempio Scaglia toscana, Olistostroma di Monte Modino, Successione argilloso-calcarea del *Mélange* basale).

Queste caratteristiche idrogeologiche, nonché l'assetto, l'estensione e la distribuzione delle rocce in grado di immagazzinare ingenti quantitativi d'acqua, fanno sì che in questo territorio le risorse idriche non assumano in genere particolare rilevanza; infatti, le rocce più permeabili sono poco diffuse, mentre quelle che affiorano estesamente sono per lo più rappresentate da arenarie o torbiditi calcareo-marnose, scarsamente permeabili, o da litotipi prevalentemente pelitici impermeabili. Da questa situazione deriva anche la dispersione delle emergenze idriche, rappresentate in genere da scaturigini di

scarsa importanza o da semplici stillicidi, che molto di rado raggiungono o superano la portata di 1 l/s. Le modalità di venuta a giorno sono riferibili sia a soglie, sottoposte o sovraimposte, sia a limiti di permeabilità; le sorgenti più cospicue sono per lo più alimentate da falde detritiche. Tra le sorgenti minerali fredde, vanno ricordate quelle di Cervarezza, le cui acque sono note anche come acqua Cerva e acqua Santa Lucia; esse emergono dalle Arenarie di Petrignacola al contatto con i depositi detritici e i litotipi pelitici sottostanti, lungo il versante nord del M. Campastrino; tali acque, medio-minerali fredde bicarbonato-alcaline, hanno un residuo fisso di 0,2-0,3 g/l e scaturiscono a una temperatura di circa 8° C.

Uno studio idrogeochimico svolto sui sistemi acquiferi della media e bassa Val di Magra (BRACALONI, 2003) ha messo in evidenza che la maggior parte delle acque analizzate ha una composizione bicarbonato-calcica, con salinità compresa tra 47,7 e 643,5 mg/l; più limitatamente sono presenti acque a composizione solfato-calcica, con valori di salinità compresi 542,3 e 2187,7 mg/l; le acque miste, cioè a composizione bicarbonato-solfato-calcica, con valori intorno a 250 mg/l, sono più rare.

Le acque bicarbonato-calciche emergono da acquiferi compresi nelle formazioni a dominanza calcarea (Flysch di Ottone, Flysch di Monte Caio, Calcari di Groppo del Vescovo) e nelle formazioni arenacee; in queste ultime, però, le acque si trovano in genere in condizioni di sottosaturazione rispetto alle fasi carbonatiche. Le acque solfato-calciche circolano nelle formazioni evaporitiche alla base dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Gessi di Sassalbo e Calcare cavernoso). Lo schema di circolazione delle acque bicarbonato-solfato-calciche potrebbe prevedere una circolazione compresa sia nelle successioni evaporitiche sia in quelle carbonatiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana, che qui, come abbiamo visto, sono lacunose o condensate e quindi caratterizzate da spessori esigui o addirittura nulli.

PROGETTO

CARG

APPENDICE

1. - INTRODUZIONE

Le unità affioranti nel Foglio 234 Fivizzano sono state interessate da una tettonica polifasata, che ha contribuito ad obliterare il record fossile, in alcune formazioni (ad es. nel Calcere selcifero di Limano, nei Diaspri e nella Maiolica) già depauperato o impoverito dai processi tafonomici. In altre formazioni il contenuto fossile era invece scarso o addirittura assente già durante la sedimentazione (ad es. nelle Arenarie di Ostia *Auctt.*, nelle Argille e calcari di Canetolo e nel Macigno). Pertanto l'attribuzione delle età alle formazioni cartografate non sempre è stata un'operazione facile, soprattutto quando l'età è stata ricavata dalla letteratura (ad es. per i Gessi di Sassalbo o il Calcere massiccio).

Proprio in funzione dei dati utilizzati e delle età attribuite sono state elaborate le tabelle 3 e 4, in cui sono riportate le età delle formazioni affioranti nel Foglio sulla base 1) dei dati di letteratura, 2) dei risultati originali ottenuti dagli scriventi durante la realizzazione di questo e di altri fogli dell'Appennino Settentrionale (233 Pontremoli, 250 Castelnuovo di Garfagnana e 262 Pistoia), oppure 3) delle età assegnate in base ai risultati acquisiti dagli Autori in aree limitrofe (citate nella stratigrafia di queste note).

Formazioni	Età della base (Prog. CARG)	Età desunta dalla letteratura	Età del tetto (Progetto CARG)	Età attribuita
Depositi lacustri - Fivvo - Bracco - Val Gravaglia		Villafrafranchiano sup.		Villafrafranchiano sup. p.p.
Formazioni di Aulla		Rusciniato sup. - Villafrafranchiano sup.		Rusciniato sup. - Villafrafranchiano sup. p.p.
Argille a palombini		?Apuliano-?Albiano		?Apuliano-?Albiano
Flysch di Ottone	Argilliti di Monte Veri	Campaniano inf.	Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Campaniano
Complesso di Casanova		Campaniano inf. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Campaniano inf. p.p. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.
	Arenarie ofiolitiche	Campaniano inf.	Campaniano inf.	Campaniano inf. p.p.
	Breccie di M. Palerà	Campaniano		Campaniano inf. p.p.
Flysch di Monte Caio		Campaniano inf. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Campaniano sup. - Maastrichtiano inf.	?Campaniano
Argilliti di San Siro		?Cenomaniano - Campaniano		Campaniano
Arenarie di Ostia Lucet.		Contaciato sup. - Santoniano inf.		Contaciato sup. - Santoniano inf./Campaniano inf.
Arenarie di Pettignacola		Oligocene inf.	Oligocene - Oligocene sup./?Miocene inf.	Oligocene inf. - Oligocene sup./?Miocene inf. p.p.
Arenarie di Ponte Bratica		Oligocene	Oligocene - Oligocene sup./?Miocene inf.	Oligocene inf. - Oligocene sup./?Miocene inf. p.p.
Calcarei di Gruppo del Vescovo		Eocene inf. - medio	Eocene inf. - medio	Eocene inf. - medio
Argille e calcari di Canetolo		Paleocene sup. - Eocene medio	Paleocene sup. - Eocene medio	Paleocene sup. - Eocene medio

Tab. 3 - Età attribuite alle diverse formazioni (depositi villafranchiani e Unità tettoniche Bracco-Val Gravaglia, Ottone, Caio e Canetolo), in base ai dati di letteratura e a quelli acquisiti dagli scriventi nell'ambito del progetto CARG.

Formazioni	Membrî o litofacies	Età della base (Prog. CARG)	Età desunta dalla letteratura	Età del tetto (Progetto CARG)	Età attribuita
Unità tett. della Falda Toscana					
Arenarie di Monte Modino			Oligocene sup. - Miocene inf.		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
Marne di Marmoreto			Oligocene sup. - Miocene inf.		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
Argille di Fiumalbo			Oligocene sup. - Miocene inf.		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
Olistostroma di Monte Modino			Cretaceo inf. - Paleogene		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
Macigno			Oligocene sup. - Miocene inf.		Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
Scaglia toscana		Aptiano inf.	Cretaceo inf. - Oligocene sup.		Aptiano inf. p.p. - Oligocene sup. p.p.
Maiolica		Titoniano sup.	Titoniano sup. - Neocomiano	Aptiano inf.	Titoniano sup. p.p. - Aptiano inf. p.p.
Diaspri			Bajociano sup./Bathoniano inf./Oxfordiano medio - Titoniano sup.		Bajociano sup./Bathoniano inf. - Titoniano sup. p.p.
Calcarei e marne a Posidonia			Toarciano - Calloviano p.p.		Pliensbachiano sup./Toarciano inf. - Bajociano sup./Bathoniano inf.
Calcare selcifero di Limano			Pliensbachiano sup. - Sinemuriano p.p. (Sinemuriano s.s.) - Pliensbachiano sup. (Domeriano p.p.)		Pliensbachiano sup. p.p. - Sinemuriano inf./Pliensbachiano inf. - Sinemuriano sup. p.p.
Rosso ammonitico			Hettangiano sup. - Sinemuriano s.s.	Pliensbachiano inf.	Hettangiano sup./Sinemuriano inf. - Pliensbachiano inf.
Calcarei ad Angiati			Hettangiano - Sinemuriano s.s.		Hettangiano - Hettangiano - Hettangiano sup./Sinemuriano inf.
Calcare massiccio			Norico p.p. - ?Retico inf.		Norico p.p. - ?Retico inf.
Calcare cavemoso			Camico - Norico		Camico - Norico
Gessi di Sassaio					Camico
Quarziti della Rivaccia					
Unità tett. Cervarola					
Arenarie di Monte Cervarola	Membro degli Amoretti		Burdigaliano		Burdigaliano p.p.
Formazione di Serpiano	Membro del Rio Scuro		Aquitano - ?Burdigaliano		Aquitano p.p. - Burdigaliano p.p.
Marne di Civago			Aquitano - Burdigaliano inf.		Aquitano p.p.

Tab. 4 - Età attribuite alle diverse formazioni (Unità tettonica della Falda Toscana e Unità tettonica Cervarola), in base ai dati di letteratura e a quelli acquisiti dagli scriventi nell'ambito del progetto CARG.

Le età desunte dalla letteratura possono essere raggruppate in età antecedenti ed età successive agli anni '80. Per le formazioni datate prima degli anni '80, le età sono basate sui foraminiferi (ad es. per la Scaglia toscana), sui radiolari (Diaspri), sulle calpionelle (Maiolica) o sulle ammoniti (Rosso ammonitico). La maggior parte di queste datazioni è stata acquisita negli anni '60-'70, nell'ambito della realizzazione della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000. Purtroppo in molti casi l'attribuzione si basava non su associazioni fossilifere, ma su pochi individui spesso riconosciuti in un numero molto limitato di campioni. Inoltre, le specie riportate o la posizione dei campioni sono in alcuni casi di difficile o dubbia interpretazione. I dati acquisiti dopo gli anni '80 sono generalmente basati su associazioni riconosciute frequentemente in un numero di campioni sufficiente a caratterizzare una biozona o anche più biozone in successione stratigrafica. I risultati più significativi sono stati ottenuti in base ai nannofossili calcarei (ad es. per le Argille di Fiumalbo e le Marne di Marmoreto) o, per le successioni silicee, in base ai radiolari (Diaspri).

Le età acquisite nell'ambito del progetto CARG e della realizzazione di questo Foglio sono basate in molti casi proprio sullo studio dei nannofossili calcarei, resti scheletrici di alghe planctoniche unicellulari, le cui dimensioni variano da alcuni micron a poche decina di micron. Questo gruppo fossile ha consentito di datare con maggiore precisione molte delle formazioni affioranti nell'Appennino Settentrionale, contribuendo di conseguenza a ricostruire la stratigrafia di varie unità tettoniche e a migliorare la scansione temporale dell'evoluzione tettono-sedimentaria delle unità affioranti in questo settore di catena (CATANZARITI *et alii*, 2002, *cum. bibl.*). Le associazioni a nannofossili calcarei recuperate nei Fogli 233 Pontremoli, 250 Castelnuovo di Garfagnana e 262 Pistoia hanno consentito di precisare: 1) per l'Unità tettonica della Falda Toscana l'età del tetto del Calcare selcifero di Limano, della porzione inferiore e sommitale dei Calcari e marne a Posidonia, della base e del tetto della Scaglia toscana e della parte alta delle Marne di Marmoreto; 2) per l'Unità tettonica Ottone l'età del Flysch di Ottone e delle Argilliti di Monte Veri.

2. - SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI UTILIZZATI BASATI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI

Le formazioni indagate coprono un ampio intervallo di tempo; pertanto è stato necessario utilizzare schemi biostratigrafici (figg. 17 e 18) basati su associazioni ed eventi a nannofossili calcarei del Giurassico inferiore, del Giurassico superiore-Cretacico inferiore, del Cretacico superiore, del Paleogene

e della porzione basale (Miocene) del Neogene (vedi PERCH-NIELSEN, 1985a, 1985b, *cum bibl.*; BOWN, 1998, *cum bibl.*).

Il carattere cosmopolita di molte specie di nannofossili calcarei utilizzate come marker di zona ha indotto molti Autori ad attribuire un significato biocronostratigrafico a numerosi eventi di comparsa e di scomparsa basati su questo gruppo di microfossili. Conseguentemente, a diverse biozone viene riconosciuto un valore cronostratigrafico a livello internazionale (vedi HAQ *et alii*, 1988). Gli schemi che sono stati utilizzati per le datazioni acquisite nell'ambito di questo Foglio con i nannofossili calcarei sono: 1) per il Giurassico inferiore lo schema di MATTIOLI & ERBA (1999); 2) per il Cretacico superiore lo schema di SISSINGH (1977) modificato da PERCH-NIELSEN (1985a); 3) per l'intervallo compreso tra il Paleocene ed il Miocene basale lo schema di MARTINI (1971), riproposto con leggere modifiche da PERCH-NIELSEN (1985b). Per l'area mediterranea lo schema di MARTINI (1971) è stato ulteriormente modificato da FORNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene superiore-Miocene inferiore e da CATANZARITI *et alii* (1997) per l'Eocene superiore-Oligocene superiore. Le modifiche riportate in PERCH-NIELSEN (1985a, 1985b) introducono l'uso di specie più frequenti al fine di incrementare la risoluzione biostratigrafica; con la stessa finalità FORNACIARI & RIO (1996) e CATANZARITI *et alii* (1997) utilizzano come marker di zona specie più frequenti nelle successioni dell'Appennino Settentrionale e/o nell'area mediterranea.

Negli schemi di fig. 17 e fig. 18 le biozone (vedi PERCH-NIELSEN, 1985a, 1985b, *cum bibl.*) sono contrassegnate da una sigla (NJ = Nannoplankton Jurassic, CC = Coccoliths Cretaceous, NP = Nannoplankton Paleogene, NN = Nannoplankton Neogene) e da un numero progressivo (NJ5, NJ6; CC21, CC22; NP12, NP13; NN1, NN2; ecc.). Le zone di FORNACIARI & RIO (1996) e CATANZARITI *et alii* (1997) sono indicate con MNP per il Paleogene e MNN per il Neogene.

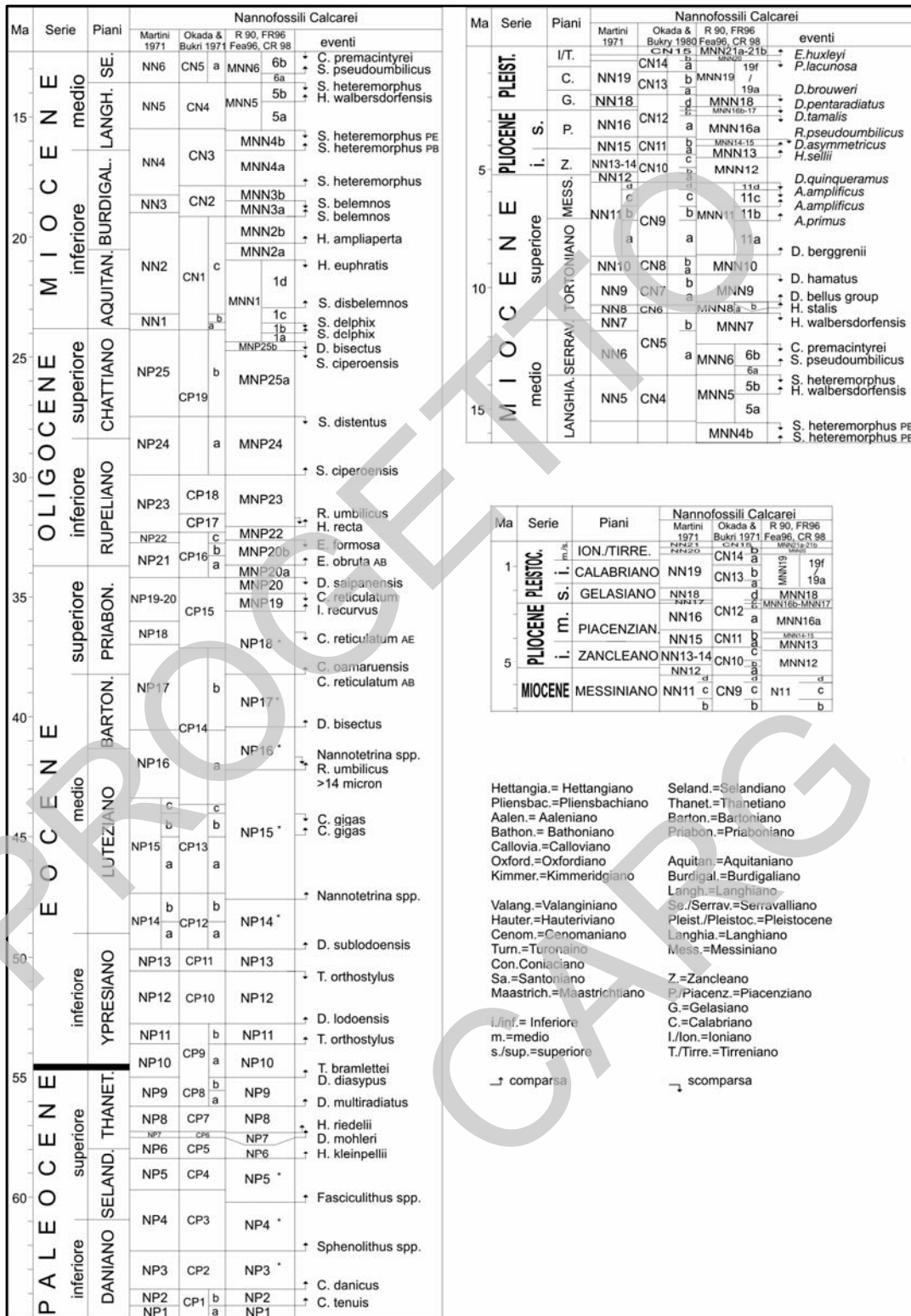


Fig. 17 - Schema biostratigrafico utilizzato per il Giurassico e il Cretacico.

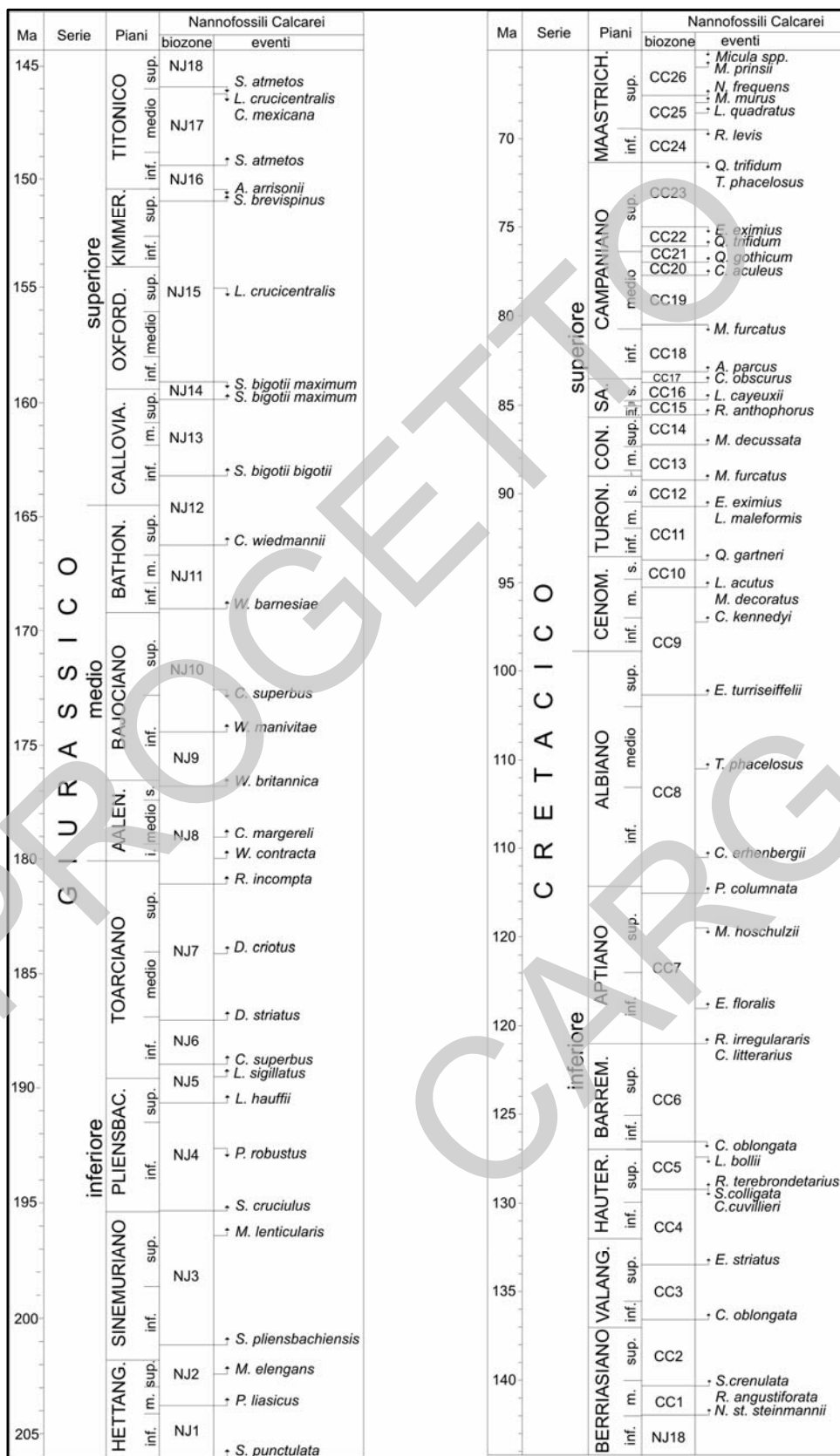


Fig. 18 - Schema biostratigrafico utilizzato per l'intervallo Paleocene - Pleistocene.

3. - ETÀ RICAIVATE DALLA LETTERATURA

Il riferimento alla Scala Cronostratigrafica delle datazioni è un'operazione difficile quando le età sono riportate in lavori pubblicati prima degli anni '60. Infatti, in molti di questi lavori le datazioni (ad es. di successioni sedimentarie affioranti nell'Appennino Settentrionale) non facevano riferimento a nessuno schema biostratigrafico e spesso l'età veniva espressa solo in termini di Epoca/Serie o addirittura di Periodo/Sistema. Questo era dovuto anche al fatto che generalmente le età si basavano su un record fossile molto limitato, costituito da pochi esemplari (ad es. ammoniti, seconda metà '800 e primi '900). Inoltre le determinazioni tassonomiche dei reperti fossili (solitamente rappresentati da molluschi) erano incerte, così come la localizzazione geografica e/o stratigrafica. In verità sono molti i lavori in cui la localizzazione geografica era sommaria e la posizione stratigrafica dei campioni generica o addirittura discutibile, soprattutto quando venivano descritte solo le litologie da cui era stato recuperato il record fossile e non era citata l'unità litostratigrafica campionata.

Successivamente sono stati pubblicati lavori in cui il risultato biostratigrafico, seppure basato su associazioni fossili significative (ad es. a foraminiferi, anni '50-'70), era espresso sempre in termini di Età/Piano, quando sarebbe stato più prudente e corretto esprimerlo in termini di Epoca/Serie. In altri lavori, invece, sebbene le associazioni fossilifere recuperate venissero riferite ad uno schema biostratigrafico, gli schemi utilizzati erano schemi biozonali regionali, in cui si faceva riferimento solo al Periodo/Sistema e all'Epoca/Serie. Al fine di limitare l'interpretazione dei dati ricavati dalla letteratura (soprattutto di quelli pubblicati tra seconda metà '800 e primi '900) in queste note illustrative le età sono state riportate in modo conforme al lavoro originale e le età acquisite sono state riferite alla scala cronostratigrafica proposta dalla Commissione per la Cartografia Geologica e Geomorfologica del CNR e adottata dal progetto CARG (PASQUARÈ *et alii*, 1992).

4. - ELENCO DELLE SPECIE RICONOSCIUTE O CITATE NEL TESTO

4.1. - NANNOFOSSILI CALCAREI

Aspidolithus parvus parvus (STRADNER, 1973) NOËL(1969)

Calvascularis jansae WIEGAND (1984)

Calculites obscurus (DEFLANDRE, 1959) PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)

- Ceratolithoides aculeus* (STRADNER, 1961) PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)
- Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER (1930)
- Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) NOËL (1965)
- Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER, 1970) WISE (1973)
- Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY in HAY *et alii*, 1967) BUKRY (1971)
- Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE, 1966) BUKRY & PERCIVAL (1971)
- Dictyococcites scrippsae* BUKRY & PERCIVAL (1971)
- Discoaster binodosus* MARTINI (1958)
- Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)
- Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE & RIEDEL (1954)
- Discoaster sublodoensis* BRAMLETTE & SULLIVAN (1961)
- Eiffellithus turriseiffelii* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) REINHARDT (1965)
- Ericsonia formosa* (KAMPTNER, 1963) HAQ (1971)
- Lotharingius hauffii* GRÜN & ZWEILI (1974)
- Lucianorhabdus cayeuxii* DEFLANDRE (1959)
- Micula decussata* VEKSHINA (1959)
- Nannoconus steinmannii* KAMPTNER (1931)
- Nannotetrina fulgens* (STRADNER, 1960) ACHUTAN & STRADNER (1969)
- Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE (1952)
- Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN (1977)
- Quadrum gothicum* (DEFLANDRE, 1959) PRINS & PERCH-NIELSEN (1977)
- Quadrum trifidum* (STRADNER in STRADNER & PAPP, 1961) PRINS & PERCH-NIELSEN (1977)
- Reinhardites anthophorus* (DEFLANDRE, 1959) PERCH-NIELSEN (1968)
- Reinhardites levis* PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)
- Reticulofenestra daviesi* (HAQ, 1968) HAQ (1971)
- Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI (1968)
- Similiscutum cruciulus* BERGEN & DE KAENEL (1993)
- Sphenolithus ciperensis* (KAMPTNER, 1931) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)
- Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)
- Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON (1967)
- Tribrachiatulus orthostylus* SHAMRAI (1963)
- Watznaueria barnesae* (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN (1968)

4.2. - LAMELLIBRANCHI

Inoceramus sp.

4.3. – FORAMINIFERI PLANCTONICI

Orbulina universa D'ORBIGNY (1839)

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1966) - *Nuovi dati sull'età degli Scisti Policromi e del Macigno della Spezia*. Boll. Soc. Geol. It., **85** (3-4): 655-666.
- ABBATE E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (4): 923-1014.
- ABBATE E., BALESTRIERI M., BIGAZZI G., NORELLI P. & QUERCIOLI C. (1990) - *Apatite fission track datings and the uplift of the Apuan Alps and surrounding regions (Northern Apennines, Italy)*. Proc. 7th Int. Conf. on Geochemistry, Cosmochemistry and Isotope Geology, Canberra, Australia, Abstract : 24-29.
- ABBATE E. & BORTOLOTTI V. (1961) - *Tentativo di interpretazione dei livelli di "Argille Scagliose" intercalate nella parte alta del "Macigno" lungo l'allineamento M. Prado-Chianti (Appennino Sett.) mediante colate sottomarine*. Boll. Soc. Geol. It., **80** (2): 335-342.
- ABBATE E. & BRUNI P. (1989) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine Nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 19-33.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - *The eugeosynclinal sequences*. In: G. SESTINI (Ed.), "Development of the Northern Apennines geosyncline". Sedim. Geol., **4**: 251-340.
- ABBAZZI L., FICCARELLI G. & TORRE D. (1995) - *Deer fauna from the Aulla quarry (Val di Magra, Northern Apennines). Biochronological remarks*. Riv. It. Paleont. e Strat., **101** (3): 341-348.
- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (1978) - *Espansioni laterali (lateral spreads) nella Sicilia occidentale*. Geol. Appl. e Idrogeol., **13**: 231-238.
- AIELLO E. (1975) - *Le Arenarie dell'Aveto, di Petrignacola e di M. Senario (Appennino settentrionale). Osservazioni sedimentologiche e petrografiche*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 797-825.
- AMADESI E. & MARABINI F. (1967) - *Lineamenti strutturali e tettonici dell'Appennino Settentrionale fra l'Abetone e Fanano*. Giorn. Geol., **34** (1966): 1-13.
- ANDREOZZI M. (1989) - *Stratigrafia fisica delle Arenarie del M. Cervarola (settore NW - Appennino Sett.) e relative osservazioni biostratigrafiche basate sui Nannofossili calcarei*. Tesi Dottorato ined., Univ. Parma.
- ANDREOZZI M. (1992) - *Stratigrafia fisica delle Arenarie di M. Cervarola nel settore nord-occidentale dell'Appennino settentrionale tra la Val Secchia (RE) e la Val Panaro (MO)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 269-285.
- ANDREOZZI M., CASANOVA S., CHICCHI S., FERRARI S., PATERLINI P., PESCI M., & ZANZUCCHI G. (1989). *Riflessioni sulle evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia (RE)*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 69-75.
- ANDREOZZI & CHICCHI S. (1988a) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 Sezione 234080: Collagna*. Regione Emilia-Romagna.
- ANDREOZZI & CHICCHI S. (1988b). *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 Sezioni 234110-234120: Sassalbo-Capanne di Sillano*. Regione Emilia-Romagna.
- ANDREOZZI M. & DI GIULIO A. (1994) - *Stratigraphy and petrography of the Mt. Cervarola Sandstones in the type area, Modena Province*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1): 351-360.
- ANDREOZZI M., DINELLI E. & TATEO F. (1996) - *Volcanoclastic key beds and megaturbidites in an early-Miocene turbidite system, Mt. Cervarola Fm. (Northern Apennines)*. Giorn. Geol., Ser 3, **57** (1995): 159-178.
- ANDREOZZI M., FORNACIARI E., RIO D. & ZANZUCCHI G. (1991) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei ed età dell'Unità Cervarola nell'Appennino reggiano-bolognese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., riass., **46**: 185.
- ANELLI M. (1908) - *L'Eocene nella vallata del Parma*. Boll. Soc. Geol. It., **27** (2): 124-158.

- ANELLI M. (1924) - *Tettonica dell'Appennino parmense e reggiano*. Boll. Soc. Geol. It., **42** (1923): 277-398.
- ANELLI M. (1935a) - *Sezioni geologiche attraverso l'Appennino parmense*. Giorn. Geol., **10**: 1-27.
- ANELLI M. (1935b) - *Considerazioni sulla posizione tettonica del Trias nell'alta Val di Secchia*. Atti Soc. Mat. Fis. e Sc. Nat. Modena, **66**: 20-36.
- ANNOVI A. & SIMONI S. (Eds.) (1993) - *Atlante dei centri abitati instabili dell'Emilia-Romagna*. Regione Emilia-Romagna, CNR - GNDCI. Stab. Arti Grafiche Salomone, Roma: 405 pp.
- 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.
- AZZAROLI A. (1948) - *Osservazioni sulla tettonica dell'alta val di Nievole e delle zone adiacenti alla catena del M. Albano*. Boll. Soc. Geol. It., **67**: 143-149.
- AZZAROLI A. (1950a) - *Tettonica della catena principale dell'Appennino lunigianense tra il Passo di Pradarena e il Passo di Lagastrello*. Boll. Soc. Geol. It., **69**: 366-391.
- AZZAROLI A. (1950b) - *Osservazioni sulla formazione villafranchiana di Olivola in Val di Magra*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **57**: 104-111.
- AZZAROLI A. (1955) - *L'Appennino tosco-emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici e i nuclei mesozoici di Corfino e Soraggio*. Boll. Soc. Geol. It., **74** (2): 1-72.
- AZZAROLI A. (1970) - *Villafranchian correlation based on large mammals*. Giorn. Geol., **35** (2): 111-131.
- AZZAROLI A. (1977) - *The Villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary*. Giorn. Geol., **41** (2): 61-79.
- BALDACCI F., BRANDI G., NARDI R., SQUARCI P. & TAFFI L. (1967a) - *Sulla giacitura dei Calcari Cavernosi e Gessi di Sassalbo, del Passo del Cerreto e della Val Secchia (Appennino tosco-emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 199-211.
- BALDACCI F., CARMIGNANI L., P.L. FANTOZZI P., M. MECCHERI M & G. PLESI (1993) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali lungo la trasversale Alpi Apuane-Appennino reggiano-modenese*. Studi Geol. Camerti, CROP 1/1A, Vol. Spec. **1991/2**: 31-49.
- 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., CERRINA FERRONI A. & PLESI G. (1982) - *Una nuova interpretazione della struttura della Val di Lima*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, **88** (1981): 159-168.
- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967b) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 213-244.
- BALDACCI F. & NARDI R. (1967) - *Sulla presenza di una finestra tettonica nella serie toscana della valle di Soraggio*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **74** (1): 120-127.
- BALDACCI F. & PLESI G. (1989) - *Sul significato della Finestra tettonica di Soraggio e sui rapporti fra i flysch arenacei oligo-miocenici lungo la sezione Valle di Soraggio-M. Cusna-M. Prampa*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 46-56.
- BALDACCI F. & RAGGI G. (1968) - *Bacino del Fiume Magra. Carta della permeabilità delle rocce (scala 1:100.000)*. Istituto di Geologia dell'Università di Pisa. Tip. E.I.R.A., Firenze.
- BALDACCI F. & RAGGI G. (1969) - *Bacino del Fiume Magra. Carta della franosità (scala 1:100.000)*. Istituto di Geologia dell'Università di Pisa. Tip. E.I.R.A., Firenze.
- BARBIERI F., PAPANI G., ZANZUCCHI G. (1968) - *Considerazioni stratigrafiche e tettoniche sull'alto Appennino ligure-emiliano*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, **4**: 1-40.
- BARBIERI F. & ZANZUCCHI G. (1963) - *La stratigrafia della Valle di Roccaferrara (Appennino Parmense)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **102**: 155-210.
- 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.
- BELLINZONA G., BONI A., BRAGA G., CASNEDI R. & MARCHETTI G. (1968) - *Carta geologica della "finestra" di Bobbio.* Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **29**.
- BELLUCCI N., BERNINI M., CANDI M., CUROTTI A., DALL'ASTA M., FAVA F., HEIDA P., LASAGNA S., PAPANI G., RATTI A. & TRUFFELLI G. (1999) - *Carta Geologica della fossa tettonica della Lunigiana nord-occidentale (scala 1:50.000).* Boll. Soc. Geol. It., **121** (2002).
- BERGGREN W, KENT D.V. & FLYNN J.J. (1985b) - *Paleogene: geochronology and chronostratigraphy.* In: SNELLING (Ed.): "The Chronology time of the Geological Record". London, Geological Society of London Memoir **10**: 141-145.
- BERGGREN W, KENT D.V., SWISCHER C.C. III, AUBRY M. P. (1995) - *A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy.* In: BERGGREN W, KENT D.V, AUBRY M. P. AND HANDBOL J. (Eds.): "Geochronology time scales and global stratigraphic correlation". Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **54**: 212 pp.
- BERGGREN W, KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985a) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy.* In: SNELLING (Ed.): "The Chronology time of the Geological Record". London, Geological Society of London Memoir **10**: 211-260.
- BERNINI M. (1988) - *Il bacino dell'Alta Val di Magra: primi dati mesostrutturali sulla tettonica distensiva.* Boll. Soc. Geol. It., **107**: 355-371.
- BERNINI M. (1991) - *Le strutture estensionali della Lunigiana (Appennino settentrionale): proposta di un modello deformativo.* Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 29-38.
- BERNINI M., DALL'ASTA M., HEIDA P., LASAGNA S. & PAPANI G. (1991) - *The upper Magra valley extensional basin: a cross section between Orsaro Mt. and Zeri (Massa province).* Boll. Soc. Geol. It., **110**: 451-458.
- BERNINI M. & LASAGNA S. (1989) - *Rilevamento geologico e analisi strutturale del bacino dell'alta Val di Magra tra M. Orsaro e Pontremoli (Appennino settentrionale).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **95** (1988): 139-183.
- BERNINI M. & PAPANI G. (2002) - *La distensione della fossa tettonica della Lunigiana nord-occidentale (con Carta Geologica alla scala 1:50.000).* Boll. Soc. Geol. It., **121**: 313-341.
- BERTOLANI M. (1948) - *Ricerche sulla formazione gessoso-calcareo dell'alta Val Secchia.* L'Universo, **29** (3).
- BERTOLDI R. (1984) - *Indagini palinologiche nel deposito fluvio-lacustre villafranchiano di Pontremoli (Val di Magra).* Ateneo Parmense, Acta Nat., **20**: 155-163.
- BERTOLDI R. (1988) - *Una sequenza palinologica di età rusciniense nei sedimenti basali lacustri del bacino di Aulla-Olivola (Val di Magra).* Riv. It. Paleont. Strat., **94** (1): 105-138.
- BERTOLDI R. (1995) - *Palinostratigrafia dei bacini intermontani dell'Appennino Nord-occidentale.* Il Quaternario, **8** (1): 61-70.
- BERTOLDI R. (1997) - *Lineamenti palinostratigrafici di depositi continentali del Pliocene-Pleistocene inferiore iniziale dell'Italia nord-occidentale.* Boll. Soc. Paleont. It., **36** (1-2): 63-73.
- BERTOLDI R. & CASTELLO M.F. (1991) - *Palinoflora di età villafranchiana inferiore nel deposito continentale di Sesta Godano in Val di Vara (bacino del F. Magra).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **97** (1990): 31-45.
- BERTOLLI A. & NARDI R. (1966) - *Geologia delle valli del Dolo e del Dragone (Appennino toscano-emiliano).* Mem. Soc. Geol. It., **5** (2): 139-164.
- BERTOTTI G., ELTER P., MARRONI M., MECCHERI M. & SANTI R. (1986) - *Le argilliti a blocchi di M. Veri: considerazioni sulla evoluzione tettonica del bacino ligure nel Cretaceo superiore.* Ofioliti, **11** (3): 193-220.
- BETTELLI G., BOCCALETTI M., CIBIN U., PANINI F., POCCHIANTI C., ROSSELLI S. & SANI F. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 252 Barberino di Mugello.* Servizio Geologico d'Italia. Tip. SELCA, Firenze: 130 pp.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R. & PANINI F. (1989a) - *Nota*

- illustrativa alla Carta geologica schematica dell'Appennino modenese e zone limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 487-498.
- BETTELLI G., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989b) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenaria di M. Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 1-18.
- BETTELLI G., BONAZZI U. & PANINI F. (1989c) - *Schema introduttivo alla geologia delle Liguridi dell'Appennino modenese e delle aree limitrofe*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 91-126.
- BETTELLI G. & PANINI F. (1987) - *I melangés dell'Appennino Settentrionale dal T. Tresinaro al T. Sillaro*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 187-214.
- BIANCHI L. & DANIELE G. (1995) - *Petrografia del flysch della Valmozzola (media Val di Taro, Appennino settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **101** (1994): 153-165.
- BIGAZZI G., DI PISA A., GATTIGLIO M., MECCHERI M. & NORELLI P. (1988) - *La struttura cataclastico-milonitica di Foce di Mosceta Alpi Apuane sud-orientali (M. Corchia, Gruppo delle Panie)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, **95**: 105-116.
- BISCI C., DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1996) - *Rock flow (Sackung)*. In: DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M.L (Eds.): "*Landslide recognition. Identification, movement and causes*". 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., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**: 7-38.
- BOCCALETTI M., FAZZUOLI M. & MANETTI P. (1975) - *Caratteri sedimentologici del Calcare Massiccio a Nord dell'Arno*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 377-405.
- BOCCALETTI M., FICCARELLI G., MANETTI P. & TURI A. (1969) - *Analisi stratigrafiche, sedimentologiche e petrografiche delle formazioni mesozoiche della Val di Lima (Prov. di Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 847-922.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 201-216.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1964) - *Sulla presenza di una breccia alla base del complesso Scaglia-Nummulitico in Val di Lima (Provincia di Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 339-348.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della Serie Toscana. 2) Breccie e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima*. Boll. Soc. Geol. It., **5**: 19-66.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1967) - *Lacune della Serie Toscana. 3- Stratigrafia del Mesozoico nella zona di Equi Terme (Lunigiana)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 503-524.
- BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R., GUADAGNINI A., MINGHELLI F. & PELLEGRINI M. (1972) - *Bacino del Fiume Secchia (Appennino settentrionale): Geologia, vegetazione e degradazione, stabilità dei versanti, regime idrologico e opere di regimazione*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **103**: 1-131.
- BONI A., BRAGA G. & MARCHETTI G. (1968) - *Nuovi dati sulla età della "Formazione di Bobbio" e della "Formazione di Val d'Aveto" (Appennino ligure-emiliano)*. Rend. Sc., Ist. Lombardo, A **102**: 737-743.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Geologia dell'alta Garfagnana tra Poggio, Dalli e Gramolazzo*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 25-154.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970) - *The Miogeosynclinal Sequences*. In: SESTINI G. (Ed.): "*Development of the Northern Apennines Geosyncline*". Sediment. Geol. **4**: 341-444.
- BORTOLOTTI V. & PIRINI C. (1965) - *Nota preliminare sull'età della base del Macigno (Serie tra il Passo del Cerreto e la basse valle del Serchio)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 29-36.
- BOTTI F. (2003) - *Studio stratigrafico, petrografico e strutturale della successione delle Arenarie*

- del M. Cervarola e rapporti con le successioni e unità limitrofe (Appennino modenese-bolognese). Tesi Dottorato ined., Univ. Pisa.
- BOTTI F. PALANDRI S., & PLESI G. (2002) - *The Mt. Cervarola Sandstones in the T. Fellicarolo and T. Dardagna Valleys (Northern Apennines): petrographic and biostratigraphic features, regional correlations*. Proc. Meet. "Geological and geodynamic evolution of the Apennines". Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. 1: 305-317.
- BOUSQUET J.C. & PHILIP H. (1986) - *Neotectonics of the Calabrian arc and Apennines (Italy): an example of plio-quaternary evolution from island arcs to collisional stages*. In: WEZEL F.C. (Ed.): "The origin of arcs". Urbino, 22-25/9/1986. Developments in Geotectonics, 21: 305-326.
- BOWN P.R. (1998) - *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 314 pp.
- BRACALONI S. (2003) - *Studio idrogeochimico dei sistemi acquiferi della media e bassa Val di Magra*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- BRAGA G. (1965) - *Geologia delle valli del Nure e del Perino (Appennino Piacentino)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 17: 3-49.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1989) - *Calcareous Nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous Boundary interval and correlation with Geomagnetic Time Scale*. Marine Micropaleont., 14: 153-235.
- BRANDI G.P., FRITZ P., RAGGI G., SQUARCI P., TAFFI L., TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1967) - *Idrogeologia delle Terme di Montecatini*. Collana Scient. Terme di Montecatini, 39: 58 pp.
- BRASCHI S., DEL FREO P. & TREVISAN L. (1986) - *Ricostruzione degli antichi ghiacciai delle Alpi Apuane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem, Serie A, 93: 203-219.
- BRUNI P., CIPRIANI N., FALCO E., PANDELI E. (1992) - *Nuovi dati sedimentologici e petrografici delle formazioni torbiditiche oligo-mioceniche del Dominio toscano*. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992, Riassunti.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1980) - *Torbiditi carbonatiche nel Macigno e nelle Arenarie del Cervarola nell'area del Pratomagno e del Falterona (App. Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 21: 217-230.
- BRUNI P. & PANDELI E. (1992) - *Il Macigno e le Arenarie di M. Modino nell'area dell'Abetone*. In: Guida alla traversata dell'Appennino Settentrionale. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 139-161.
- CALZOLARI M.A., FERRARI S., PATTERLINI P.E. & ZANZUCCHI G. (1989) - *Segnalazione di metasedimenti tra le evaporiti triassiche dell'Alta Val Secchia*. Mem. Soc. Geol. It., 39 (1987): 77-81.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1992) - *A new Geomagnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res, 97 (13): 917-951.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revise calibration of geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. J. Geoph. Res, 100 (60): 93-95.
- 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., FOCARDI P. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi nei monti del Chianti*. Boll. Soc. Geol. It., 84 (6): 93-166.
- 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).
- CAPELLINI G. (1886) - *Intorno ad ossa fossili dei dintorni di Pontremoli e Ortona*. Boll. Soc. Geol. It., 5: 490-491.
- CAPELLINI G. (1888) - *Sui resti di "Mastodon arvernensis" recentemente scoperti a Spoleto, Pontremoli e Castrocaro*. Mem. R. Acc. Sc. Ist. Bologna, ser. 4, 9: 10 pp.

- CAPELLINI G. (1889) - *Sul giacimento di vertebrati fossili a Olivola nelle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **8**: 271-273.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L., GIGLIA G., KLIGFIELD R. & MECCHERI M. (1993) - *Tettonica di crosta media e di crosta superiore nelle Alpi Apuane: un modello per l'interpretazione dei profili sismici a riflessione dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, CROP 1/1a, Vol. Spec. **1991/2**: 211-226.
- 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.
- 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 (SCALA 1:250.000). C.N.R. (1982) - C.N.R., P.F. Geodin., pubbl. n. **429**. S.EL.CA, Firenze.
- CARTON A. & PANIZZA M. (1988) - *Il paesaggio fisico dell'alto Appennino Emiliano. Studio geomorfologico per l'individuazione di un'area da istituire a parco*. Istituto Beni Culturali Regione Emilia-Romagna, Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia del CNR. Grafis Ed., Casalecchio di Reno (BO): 182 pp.
- CASELLI C. (1933) - *Lunigiana ignota*. Tip. Moderna, La Spezia: 284 pp.
- CASTALDINI D., CAREDIO F. & PUCCINELLI A. (1998) - *Geomorfologia delle valli del Rio delle Pozze e del Torrente Motte (Abetone, Appennino Tosco-Emiliano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21**: 177-204.
- CATANZARITI R. (1988) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei ed età dei flysch oligo-miocenici (Macigno e Modino) nell'alto Appennino reggiano-modenese*. Tesi Laurea ined., Univ. Pisa.
- 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. Sc. Nat., Mem., Serie A, **103**: 1-30.
- CATANZARITI R., OTTRIA G. & CERRINA FERONI A. (2002) - *Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo, scala 1:250.000*. Tavole stratigrafiche. Tip. SELCA, Firenze.
- CATANZARITI R. & PERILLI N. (2006) - *Age of the Ottone Unit in the Zignago area (External Ligurian Units, Northern Apennines): constraints from the calcareous nannofossils*. Ofioliti, **31**: 11-24.
- CATANZARITI R., RIO D., CHICCHI S. & PLESI G. (1991) - *Età e biostratigrafia a nannofossili calcarei delle Arenarie di M. Modino e del Macigno nell'alto Appennino reggiano-modenese*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., riass., **46**: 187.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstones*. Mem. Sci. Geol., **49**: 207-253.
- CATANZARITI R. & VESCOVI P. (1998) - *Datazione con nannofossili calcarei della successione di base delle Arenarie di Petriagnacola*. Ateneo Parm. Acta Nat., **34**: 29-39.
- CERRINA FERONI A., ELTER P., PLESI G., RAU A., RIO D., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (1990) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:50.000. F. 217 Neviano degli Arduini*. Ediz. sperim.. SELCA., Firenze.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N. M. L. (1992) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino parmense)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 301-312.
- CERRINA FERONI A., NUTI S., PERTUSATI P. C. & PLESI G. (1976) - *Sulla probabile origine carsica*

- delle brecce sedimentarie associate al Calcare Cavernoso dell'Appennino. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 1161-1174.
- CERRINA FERRONI A. & PATACCA E. (1975) - *Considerazioni preliminari sulla paleogeografia del Dominio Toscano interno tra il Trias superiore e il Miocene medio*. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A*, **82**: 43-54.
- CHANNELL J.E.T., GRANDESSO P. & BRALOWER T.J. (1987) - *Biostratigraphic correlation of Mesozoic polarity chrons CM1 to CM23 at Capriolo and Xausa (Southern Alps, Italy)*. *Earth and Planetary Science Letters*, **85**: 203-221.
- CHIARI M., CORTESE G. & MARCUCCI M. (1994) - *Radiolarian biostratigraphy of the Jurassic Cherts of the Northern Apennines*. *Ofioliti*, **19** (2): 307-312.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1988) - *Le unità tettoniche dell'Alpe di Succiso (Appennino reggiano) e i loro rapporti geometrici*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **107**: 513-530.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991a) - *Sedimentary and tectonic lineations as markers of regional deformation: an example from the Oligo-Miocene arenaceous flysch of Northern Apennines*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**: 601-616.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1991b) - *Sovrascorrimenti e strutture associate dell'alto Appennino emiliano fra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone*. *Studi Geol. Camerti, Vol. Spec.* **1990**: 99-108.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1992) - *Il Complesso di M. Modino-M. Cervarola nell'alto Appennino emiliano (tra il Passo del Lagastrello e il M. Cimone) e i suoi rapporti con la Falda toscana, l'Unità di Canetolo e le Liguridi*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **46** (1991): 139-163.
- CHICCHI S. & PLESI G. (1995) - *La struttura della finestra di Gazzano (Val Dolo, Appennino Reggiano-Modenese)*. *Accad. Naz. delle Scienze, Scritti e Documenti*, **14**: 195-227.
- CHICCHI S., PLESI G. & SARTINI G. (1986) - *Il contatto tra Calcare Cavernoso e rocce incassanti ("Scisti di Ponte Biola") in un sondaggio eseguito a Collagna (Reggio Emilia)*. *Rend. Soc. Geol. It.*: **8** (1985).
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (1976) - *Deformazioni da fluidificazione ed evoluzione diagenetica della formazione evaporitica di Burano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 1175-1199.
- CIPRIANI C. & MALESANI P.G. (1964) - *Ricerche sulle arenarie, 9. Caratteristiche e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4** (1): 339-374.
- CNR-REGIONE TOSCANA (1986) - *Progetto terremoto in Garfagnana e Lunigiana*. CNR-GNDT e Regione Toscana. Ed. La Mandragora, Firenze: 239 pp.
- COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia Appennino Ligure)*. *Atti Ticin. Sc. Terra*, **35**: 199-211.
- COCCHI I. (1856) - *Description des roches ignées et sédimentaires de la Toscane, dans leur succession géologique*. *Bull. Soc. Géol. Fr., Ser. 2*, **13**: 226-300.
- COCCHI I. (1866) - *Sulla geologia dell'Alta Valle di Magra*. *Mem. Soc. It. Sc. Nat.*, **2** (5): 3-17.
- COCCIONI R. & PERILLI N. (1997) - *Litho and biostratigraphy of the Cretaceous Scaglia toscana in Val Gordana (Tuscany, Italy)*. *Riunione Paleopelagos*, **1**: 10.
- COCCIONI R. & WEZEL F.C. (1980) - *Nuovi dati micropaleontologici sull'Unità Modino-Cervarola e sul Macigno*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**: 73-83.
- COLOMBETTI A. & FAZZINI P. (1986) - *Il salgemma nella formazione dei gessi triassici (Villa Minozzo, RE)*. *Le grotte d'Italia*, **4** (12), 1984/85: 209-219.
- COLOMBETTI A. & ZERILLI A. (1989) - *Prima valutazione dello spessore dei gessi triassici nella valle del F. Secchia mediante S.E.V.*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **39** (1987): 83-90.
- CONTI M., MARCUCCI M. & PASSERINI P. (1985) - *Radiolarian cherts and ophiolites in the Northern Apennines and Corsica: age correlations and tectonic frame of siliceous deposition*. *Ofioliti, Special Issue on "Ophiolites trough time"*, **10**: 201-225.
- CORTESE G. (1991) - *Radiolarian biostratigraphy of Tuscan Cherts (Tuscan Sequence) from the*

Lima Valley, Northern Apennines. Interrad 6, Abstracts: 29.

- COSTA E., DI GIULIO A., NEGRI A. & PLESI G. (1991) - *CROP 03. Settore compreso tra Castiglion Fiorentino e Bocca Trabaria: nuovi dati stratigrafici, petrologici e strutturali*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. **1**: 217-234.
- COSTA E., DI GIULIO A., PLESI G. & VILLA G. (1992) - *Caratteri biostratigrafici e petrografici del Macigno lungo la trasversale Cinque Terre-Val Gordana-M. Sillara (Appennino settentrionale): implicazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria*. Studi Geol. Camerti, Vol. spec. CROP **01-1A**: 229-248.
- COSTA E., FRATI G. & VILLA G. (1995) - *Note illustrative della Carta Geologico-strutturale delle Liguridi Esterne nell'area tra la media Val Ceno e la Val d'Arda (Prov. di Parma e Piacenza)*. Atti Tic. Sc. Terra, **38**: 3-29.
- COSTA E., PIALLI G. & PLESI G. (1998) - *Foreland basins of the Northern Apennines: relationships with passive subduction of the Adriatic lithosphere*. Mem. Soc. Geol. It., **52**: 595-606.
- COSTA E. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Nuove osservazioni di tettonica e paleogeografia sull'Appennino Parmense e zone limitrofe*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **14**: 35-54.
- CRESCENTI U. & SORRISO-VALVO M. (Eds.) (1995) - *Atti IV Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Mem. Soc. Geol. It., **50** (1995): 1-185.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: TURNER A.K. & R.L. SCHUSTER (Eds.): *"Landslide: Investigation and Mitigation"*, Spec. Rept. **247**, Transp. Res. Board, Nat. Acad. of Sciences, Washington: 36-75.
- DAINELLI L. (1955) - *Carta geologica del gruppo del M. Cimone (scala 1:50.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **72**.
- DALLA CASA G. & GHELARDONI R. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 84 e 85 Pontremoli e Castelnovo ne' Monti*. Servizio Geologico d'Italia: 83 pp.
- DALLAN L. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino Tosco-Emiliano. 2. - Ricerche micropaleontologiche nei flysch dei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 1-38.
- DALLAN NARDI L. (1968) - *I microforaminiferi del "macigno" di Calafuria (Monti Livornesi)*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (4): 611-621.
- 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. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Accad. Lunig. Scienze "G. Capellini", **42**: 1-212.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1973) - *Ipotesi sulla genesi delle breccie stratigrafiche associate ai "Calcarei Cavernosi" sulle Alpi Apuane e sul Monte Pisano in rapporto alla messa in posto della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 435-452.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1979) - *Il quadro paleotettonico dell'Appennino settentrionale: un'ipotesi alternativa*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **85**: 289-297.
- DALLAN L., NARDI R., PUCCINELLI A. & D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1991) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca). 3) : Carta geologica e carta della franosità degli elementi «Sillano», «Corfino», «Fosciandora» e «Coreglia» (scala 1:10.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 245-272.
- DALLAN L., PUCCINELLI A. & VERANI M. (1981) - *Geologia dell'Appennino settentrionale tra l'alta Val di Lima e Pistoia*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 567-586.
- DALLAN L. & RAGGI G. (1961) - *Sull'età delle formazioni dell'Alberese e dell'Arenaria superiore nell'Appennino Settentrionale (Val di Taro e Alta Valle dello Scoltenna)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 151-174.
- D'AMATO AVANZI G., MAZZANTI M. & PUCCINELLI A. (1995a) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'area a nord-ovest di Bagnone (Massa Carrara)*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 109-121.

- D'AMATO AVANZI G., NARDI R., POCHINI A., PUCCINELLI A. & TRIVELLINI M. (1988) - *La frana di Camporaghena (MS)*. Quad. Geol. Appl. Univ. Pisa, **2**: 13-21.
- D'AMATO AVANZI G., PELLEGRINO G. & PUCCINELLI A. (2000b) - *Carta della franosità del bacino del F. Serchio (scala 1:10.000). Tav. 1 - Capanne di Sillano, Sillano Nord, Pontecchio, Monte Tondo (234122, 234161, 234164, 234123)*. Tip. SELCA, Firenze.
- D'AMATO AVANZI G., PIERONI A. & PUCCINELLI A. (1995b) - *La pericolosità da frana della Garfagnana (Lucca) nell'area compresa tra S. Romano e Pontecosi*. - 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., PIERONI A. & PUCCINELLI A. (1999) - *Valutazione della pericolosità delle frane in aree a maggior vulnerabilità del bacino del F. Serchio*. Atti Conv. Lincei, **154**: 175-181.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1988) - *Geologia e franosità del territorio di Aulla (MS)*. Atti Conv. "I corsi d'acqua minori dell'Italia appenninica - Aspetti ecologici e gestionali". Aulla (MS), 22-24/6/1987. Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, **6-7**: 21-27.
- 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. & TRIVELLINI M. (1993) - *Slope stability maps in areas of particular seismic interest: a short report on the researches in Garfagnana and Lunigiana (Tuscany)*. Annali Geofis., **36** (1): 263-270.
- D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A. & VERANI M. (2000a) - *Progress in methods in the studies on slope instability in north-western Tuscany (Italy)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **106** (1999): 125-133.
- DANIELE G. (1998) - *Studio stratigrafico, petrografico e strutturale dei flysch ad Elmintoidi e loro successioni di base; rapporti con le unità limitrofe (Appennino modenese, reggiano e parmense)*. Tesi Dottorato ined., Univ. Pisa.
- DANIELE G. & BIANCHI L. (1996) - *Studio petrografico delle Arenarie di Ostia della media Val di Taro e confronto con arenarie di altre successioni*. Mem. Accad. Lunigianese di Scienze "G. Capellini", **64-65** (1994-1995): 131-147.
- DANIELE G., MOCHI E. & PLESI G. (1996) - *L'insieme ligure-emiliano dell'Appennino modenese: unità tettoniche e successioni stratigrafiche nella zona di Frassinoro*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **102** (1995): 147-158.
- DANIELE G. & PLESI G. (2000) - *The Ligurian Helminthoid flysch units of the Emilian Apennines: stratigraphic and petrographic features, paleogeographic restoration and structural evolution*. Geodin. Acta, **13**: 313-333.
- DECANDIA F.A., FEDERICI P.R. & GIGLIA G. (1968) - *Contributo alla conoscenza della Serie Toscana: la zona di Castelpoggio e Tenerano (Carrara, Alpi Apuane)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **75**: 102-124.
- DESIO A. (1927) - *Laghi di di circo e tracce glaciali nei dintorni di Fiumalbo (Appennino Tosco-Emiliano)*. Natura, **18** (3): 95-119.
- DE STEFANI C. (1887a) - *Lias inferiore ad Arieti dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **8**: 9-76.
- DE STEFANI C. (1887b) - *I depositi glaciali dell'Appennino di Reggio e di Modena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **5**: 206-211.
- DE STEFANI C. (1890) - *Gli antichi ghiacciai delle Alpi Apuane*. Boll. Club Alpino Italiano, **24** (57): 174-202.
- DI SABATINO B., NEGRETTI G. & POTENZA P.L. (1980) - *Metamorfismo ercinico ed alpino negli affioramenti del Passo del Cerreto (Appennino toscano-emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It. **20** (1979): 117-121.
- DICKINSON W. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. Jour. Sed. Petr., **40**:

695-707.

- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 681-687.
- DRAMIS F., FARABOLLINI P., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1995) - *Neotectonics and large-scale gravitational phenomena in the Umbria-Marche Apennines, Italy*. In: SLAYMAKER O. (Ed.), "Steepland geomorphology": Wiley & Sons, Chichester: 199-217.
- 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** (2), 1985: 377-390.
- DRAMIS & SORRISO-VALVO (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Eng. Geology, **38**: 231-243.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino a NW delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (2): 273-312.
- ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 956-962.
- ELTER P. (1994) - *Introduzione alla geologia dell'Appennino Ligure-Emiliano*. In: "Appennino Ligure-Emiliano". Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, Vol. **6**., Ed. BE-MA: 17-24.
- ELTER P., GHISELLI F., MARRONI M. & OTTRIA G. (1996) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 197 Bobbio*. Ist. Poligr. Stato, Roma: 106 pp.
- ELTER P., GIGLIA G., TONGIORGI M. & TREVISAN L. (1975) - *Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to present) evolution of the Northern Apennines*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **17**: 3-18.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - *Sul significato dell'esistenza di una unità alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (2): 373-394.
- ELTER P., GRATZIU C., MARTINI J., MICHELUCCHINI M. & VUAGNAT M. (1969) - *Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Petriagnacola (Apennin) et les grès de Taveyenne des Alpes franco-suissees*. Comp. Rend. société physique d'histoire naturelle de Genève, **4**: 150-156.
- ELTER P. & MARRONI M. (1992) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46** (1991): 121-138.
- ELTER P., MARRONI M., MOLLI G. & PANDOLFI L. (1991) - *Le caratteristiche stratigrafiche del complesso di M. Penna-Casanova (Alta Val di Trebbia, Appennino settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra (Note Brevi), **34**: 97-106.
- ELTER P. & PERTUSATI P.C. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.
- ELTER P. & SCHWAB K. (1959) - *Nota illustrativa della carta geologica all'1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli*. Boll. Soc. Geol. It., **78** (2): 157-187.
- FANTOZZI P. (1992) - *Rapporti tra Breccie di Metato, falda toscana e Nucleo Metamorfico Apuano tra M. Prana e M. Gevoli (Alpi Apuane Meridionali)*. Riass. 76^a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 32-33.
- FARINA A. (1980) - *Itinerari educativi. Lunigiana; l'ambiente e i suoi caratteri*. Centro Aullese Ricerche e Studi Lunigianesi. Tip. Ambrosiana (SP): 103 pp.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 299-309.
- FAZZINI P., PAREA G.C. & MANTOVANI M.P. (1968) - *Ricerche sul Mesozoico della Toscana a Sud dell'Arno*. Mem. Soc. Geol. It., **7** (2): 129-193.
- FAZZUOLI M. (1974) - *Caratteri sedimentologici del Calcare massiccio nell'area della Pania di Corfino (Prov. di Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 735-752.
- FAZZUOLI M. (1980) - *Frammentazione e "annegamento" della piattaforma carbonatica del Calcare Massiccio (Lias inferiore) nell'area toscana*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 181-191.

- 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., 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 Rhaetavicula contorta" Auct. (Norico-Retico) della Toscana nord-occidentale - Nuova suddivisione formazionale*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**, (4): 561-618.
- FAZZUOLI M. & MAESTRELLI MANETTI O. (1973) - *I nuclei mesozoici di Monsummano, Montecatini Terme e Marliana (Prov. di Pistoia)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 39-79.
- FAZZUOLI M. & SGUAZZONI G. (1986) - *Jurassic and Cretaceous isopic zones in the Tuscan domain*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 59-84.
- 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**: 269-286.
- FEDERICI P.R. (1977) - *Tracce di glacialismo prewürmiano nell'Appennino Parmense*. Riv. Geogr. It., **84**: 205-216.
- FEDERICI P.R. (1978) - *La tettonica recente dell'Appennino: 2 - Il bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (Alta val di Magra) e le sue implicazioni neotettoniche*. Quad. Gruppo St. Quat. Pad., **4**: 121-132.
- FEDERICI P.R. (1980a) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 95 - La Spezia e del margine meridionale del Foglio 84 - Pontremoli*. CNR, PF Geodin., pubbl. n. **356**: 1348-1364.
- FEDERICI P.R. (1980b) - *On the Riss glaciation of the Apennines*. Zeit. fur Geomorph., **24**: 111-116.
- FEDERICI P.R. (2005) - *Aspetti e problemi della glaciazione pleistocenica nelle Alpi Apuane*. Ist. Ital. di Speleologia, Mem., **18**: 19-32.
- FEDERICI P.R., FOLLIERI M. & COCCOLINI G.B.L. (1982) - *Testimonianze palinologiche di Villafranchiano medio nel bacino neotettonico di Aulla-Olivola in Val di Magra*. CNR, PF Geodin., pubbl. n. **513**: 225-230.
- FEDERICI P.R. & RAGGI G. (1974) - *Brecce sedimentarie e rapporti tra le unità tettoniche toscane nel Gruppo delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol., It., **93**: 709-722.
- FEDERICI P.R. & RAU A. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 96-Massa*. CNR, PF Geodin., pubbl. n. **356**: 1365-1382.
- FEDERICI P.R. & TELLINI C. (1983) - *La geomorfologia dell'alta Val Parma*. Riv. Geogr. It., **90**: 393-428.
- FONTANA D., SPADAFORA E., STEFANI C., STOCCHI S., TATEO F., VILLA G. & ZUFFA G.G. (1994) - *The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines: provenance and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 237-250.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Miocene Quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- FORSYTH MAJOR C.J. (1890) - *L'ossario di Olivola in Val di Magra (Provincia di Massa Carrara)*. Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **7**: 57-76.
- FRANCALANCI G.P. (1959) - *Contributo per la conoscenza delle manifestazioni idrotermali della Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **64** (1958): 372-425.
- FUCINI A. (1905) - *Cefalopodi liassici del Monte Cetona*. Palaeont. It.: 7-11.
- FUCINI A. (1908) - *La Pania di Corfino*. Boll. Soc. Geol. It., **27**: 91-123.
- FUSI & MONTEFORTI (1972) - *La geologia e la tettonica trasversale in Val Tarodine (Appennino Parmense)*. Mem. Accad. Lunig. Sc. "G. Capellini", **38** (1968): 81-93.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1993) - *Le torbiditi arenacee oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale tra La Spezia e Arezzo: studio petrografico e implicazioni paleogeografiche*.

- Giorn. Geol., Ser. 3, **55** (1): 93-102.
- GELMINI R. & PELLEGRINI M. (1969) - *Le frane del bacino del Panaro*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **100**: 112-149.
- GHELARDONI R. (1965) - *Osservazioni sulla tettonica trasversale dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3): 277-290.
- GHELARDONI R. (1966) - *Schema tettonico dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **73**: 162-181.
- GHELARDONI R., LUCCHETTI L., PIERI M. & PIRINI C. (1962) - *I rapporti tra "Macigno" e "Marnoso-arenacea" tra le valli del Dolo e dell'Idice (Appennino toscano-emiliano)*. Boll. Soc. Geol. It. **81** (3):195-230.
- GHELARDONI R., PIERI P. & PIRINI C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 297-416.
- GHIBAUDO G. (1980) - *Deep sea fan deposits in the Macigno formation (middle upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy*. Journ. Sedim. Petr., **50**: 723-742.
- GHISELLI F., OTTRIA G. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati biostratigrafici sulle Arenarie di Scabiazza in base ai nannofossili calcarei (Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 75-84.
- GHISELLI F., OTTRIA G., PICCIN A. & VERCESI P.L. (1994) - *Assetto strutturale delle "Arenarie di Scabiazza" fra le valli Trebbia e Tidone (Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, Vol. Spec. **1**: 93-104.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965) - *Geologia della zona nord occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 197-250.
- GIANNINI E., NARDI R., TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 45-75.
- GIGLIA G. & RADICATI DI BROZOLO F. (1970) - *K/Ar age of matamorphisme in the Apuan Alps (Northern Tuscany)*. Boll. Soc. Geol. It. **89**: 485-497.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.G., OGG J.G., HARDENBOL J., THIERRY J. & HUANG Z. (1994) - *A Mesozoic time scale*. Journ. Geophys. Res., **99** (20): 51-74.
- GROSCURTH J. & GÜNTHER K. (1971) - *Theorien zur geodynamischen Entwicklung des Nordapennins : eine übersicht*. Zbl. Geol. Pal., **1**: 463-505.
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1979) - *Deformazioni gravitative profonde del tipo "Sackung" nei monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. e Idrogeol., **14** (1): 13-22.
- GÜNTHER K. (1966) - *Zur Geologie der Zone Zwischen der Nordlichen Apuaner und dem Apennin Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin.
- GÜNTHER K. & RENTZ K. (1968) - *Contributo alla geologia della catena principale dell'Appennino toscano-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **4**: 67-87.
- GÜNTHER K. & REUTER K.J. (1985) - *Il significato dell'Unità di M. Modino-M. Cervarola tra il Passo delle Radici e il M. Falterona in relazione alla tettonica dell'Appennino settentrionale*. Giorn. Geol., Ser. 3, **47**: 15-34.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: WILGUS C. K., HASTINGS B. S., KENDALL C. G. ST. C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): "Sea-Level Changes: An Integrated Approach". Spec. Publ.- Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **42**: 72-108.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1989)- *A geologic time scale*. Cambridge University Press, Cambridge: 263 pp.
- HODGKINGS M.A. & STEWART K.G. (1994) - *The use of fluid inclusions to constrain fault zone pressure, temperature and kinematic history: an example from the Alpi Apuane, Italy*. Jour. Struct. Geol., **16** (1): 85-96.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, Losanna, 10-15/7/1988, Vol. **1**: 3-35.

- JAHN A. (1964) - *Slope morphological features resulting from gravitation*. Z. Geomorph., Suppl. B. **5**: 59-72.
- JOURAND E. (1996) - *Les traces glaciaires exceptionnellement basses d'une moyenne montagne méditerranéenne: les Alpes Apuanes (Toscane, Italie Centrale)*. Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée, **38-39**: 71-81.
- KAENEL DE E. & VILLA G. (1996) - *Oligocene-Miocene calcareous Nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberia abyssal plain*. In: WHITMARSH R. B., SAWYER D. S., KLAUS A. & MASSON D.G. (Eds.): Proc. ODP Sci. Results, **149**: 79-145.
- KENT D.V. & GRADSTEIN F.M. (1985) - *A Cretaceous and Jurassic geochronology*. Geological Society of America Bulletin, **96**: 1419-1427.
- KENT D.V., OLSEN P.E. & WITTE W. K. (1995) - *Late Triassic-Earliest Jurassic geomagnetic polarity reference sequence from cyclic continental sediments of the Newark rift basin (eastern North America)*. Albertiana, **16**: 17-26.
- KLIGFIELD R., HUZRIKER J.C., DALLMEYER R. & SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K/Ar and 40Ar/39Ar techniques: results from Northern Apennines*. Journ. Struct. Geol., **8**: 781-798.
- KRAMPE K. D. (1964) - *Zur Geologie des Hochapennins Zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin, 161 pp.
- KRAMPE K.D. (1969) - *Sulla posizione dei terreni preliassici nell'Appennino tosco-emiliano, fra Sassalbo e Busana*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **5** (1): 111-136.
- LABAUME P. (1992) - *Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile*. Université Montpellier II. Thèse de docteur d'Etat, 476 pp.
- LOSACCO U. (1938) - *Tracce glaciali al Passo del Cerreto*. Boll. Com. Glac. It., **18**: 129-142.
- LOSACCO U. (1949) - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino Settentrionale*. Riv. Geogr. It., **56**: 90-152 e 196-272.
- LOSACCO U. (1953) - *La struttura dell'Appennino modenese tra la Foce delle Radici e il Passo dell'Abetone*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (2): 490-512.
- LOSACCO U. (1963) - *Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale e centrale della catena di Pratomagno*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2): 291-404.
- LOSACCO U. (1982) - *Gli antichi ghiacciai dell'Appennino Settentrionale. Studio morfologico e paleogeografico*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, **113** (2): 1-224.
- LOTTI G. & ZACCAGNA D. (1913) - *Carta Geologica d'Italia. F. 97 (S. Marcello Pistoiese)*. Roma.
- LUDWIG O (1929) - *Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nord Apennin*. Geol. Rundsch., **20**: 33-66.
- LUGLI S. (2001) - *Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum-anhydrite transitions and carbonate metasomatism*. Sedim. Geol., **140**: 107-122.
- MAHR T. & NEMCOK A. (1977) - *Deep-seated creep deformations of high mountain slopes*. Bull. Int. Assoc. Engineering Geol., **16**: 121-127.
- MALAVOLTI F. (1949) - *Morfologia carsica del Trias gessoso-calcareo nell'alta Val Secchia*. Mem. I, Comit. Scient. CAI, Modena.
- MARINI M. (1966) - *Rapporti tra "Macigno" e Argilloscisti l.s. nell'alta Lunigiana (Massa-Carrara)*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 675-680.
- MARINI M. (1969) - *Sulla posizione delle "Argille e Calcari" nell'alta Lunigiana (Appennino tosco-emiliano)*. Mem. Acc. Lunig. di Sc. "G. Capellini", **36** (1966): 41-90.
- MARINI M. (1973) - *Nota preliminare sui rapporti intercorrenti tra "Macigno" e "Argille e Calcari" nella Val Gordana (Pontremoli-Zeri)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 37-48.
- MARINI M. & TERRANOVA R. (1979) - *Prime osservazioni sui complessi ofiolitiferi compresi tra le valli Trebbia e Aveto (Appennino ligure-emiliano)*. Ofioliti, **4** (3): 351-372.
- MARRONI M., MOLLI G., MONTANINI A. & TRIBUZIO R. (1998) - *The association of continental crust*

- rocks with ophiolites in the Northern Apennine (Italy): implication for the continent-ocean transition in the Western Tethys.* Tectonophysics, **292**: 43-66.
- MARRONI M., MOLLI G., OTTRIA G. & PANDOLFI L. (2001) - *Tectono-sedimentary evolution of the External Liguride Units (Northern Apennines, Italy): insights in the pre-collisional history of a fossil ocean-continent transition zone.* Geodin. Acta, **14**: 307-320.
- MARRONI M., MONECHI S., PERILLI N., PRINCIPI G. & TREVES B. (1992) - *Cretaceous flysch deposits of the Northern Apennines, Italy; age of inception of orogenesis-controlled sedimentation.* Cretaceous Research, **13**: 487-504.
- MARRONI M. & PANDOLFI L. (1996) - *The deformation history of an accreted ophiolite sequence: the Internal Liguride units (Northern Apennines, Italy).* Geodin. Acta, **9** (1): 13-28.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* In: A. FARINACCI (Ed.): Proceeding II Planktonic Conference. Roma, 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI R., GANDIN A. & ZANINETTI L. (1989) - *Sedimentology, stratigraphy and micropaleontology of the Triassic Evaporitic Sequence in the subsurface of Boccheggiano and in some outcrops of Southern Tuscany (Italy).* Riv. It. Paleont. Strat., **95**: 1-328.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte dal complesso di M. Modino e trascinate alla base delle unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino reggiano).* Boll. Soc. Geol. It., **107**, 171-191.
- MARTINI G. & SAGRI M. (1977) - *Sedimentary fillings of ancient deep-sea channels: two examples from Northern Apennines.* Jour. Sedim. Petrol., **47**: 1542-1553.
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) - *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico Superiore nell'Italia centrale e meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., **4** (1): 649-678.
- MASINI R. (1927) - *Sulla genesi dei due Laghi Santi: modenese e parmenese e di altri minori dell'Appennino Settentrionale.* Mem. Accad. Lunig. Scienze "G. Capellini", **8**.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Thetyan lower and middle Jurassic succession.* Riv. It. Stratigr. e Paleontol., **105** (3): 347-376.
- MAXWELL J.C. (1964) - *Structural Geology of the Ottone area, Piacenza and Genova.* Mem. Soc. Geol. It., **4** (1): 69-92.
- MECCHERI M., CLERICI A. & COSTA E. (1982) - *Analisi strutturali delle deformazioni plicative in alcuni affioramenti delle Arenarie di Ostia (Appennino Settentrionale).* Boll. Soc. Geol. It., **101**: 3-16.
- MENECHINI G. (1881) - *Ammoniti del Lias Medio.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **4**: 188-189.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., **70** (1951): 95-382.
- MERLA G. (1969) - *Macigno del Mugello.* In: "Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia". Serv. Geol. d'It., Formazioni geologiche, **2**: 79-85.
- MERLA G. & ABBATE E. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 97 S. Marcello Pistoiese.* Servizio Geologico d'Italia: 54 pp.
- MERLA G. & BORTOLOTTI V. (1969) - *Note illustrative alla Carta Geologica alla scala 1:100.000 Foglio 107 (M. Falterona).* Servizio Geologico d'Italia: 52 pp.
- MERLA G., BORTOLOTTI V. & PASSERINI P. (1967) - *Note illustrative alla Carta Geologica alla scala 1:100.000 Foglio 106 (Firenze).* Servizio Geologico d'Italia: 61 pp.
- MEZZADRI G. (1964) - *Petrografia delle "Arenarie di Ostia".* Rendic. Soc. Min. It., **20**: 193-228.
- MEZZADRI G. & VALLONI R. (1981) - *Studio di provenienza delle Arenarie di M. Cervarola (Torre degli Amorotti, Reggio Emilia).* Miner. Petrogr. Acta, **25**: 91-102.
- MIGLIORINI C.I. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi.* Boll. Soc. Geol. It., **67**: 29-142.
- MOCHI E., PLESI G. & VILLA G. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei della parte basale della successione del M. Modino (nell'area dei Fogli 234 e 235) ed evoluzione strutturale dell'unità omonima.* Studi Geol. Camerti, **13** (1995): 39-73.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1982) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nord-Appennino: 1. Unità di Canetolo.* Boll. Soc. Geol. It., **101**: 275-289.
- MONTANARI L. & ROSSI M. (1985) - *Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del*

- Nord Appennino. 2 Macigno s.s. e Pseudomacigno. Nuovi dati cronostratigrafici e loro implicazioni.* Mem. Soc. Geol. It., **25** (1983): 185-217.
- MONTEFORTI B. (1968) - *Nuove conoscenze sui rapporti tra le "Arenarie di Ostia" e la formazione delle Breccie del Complesso di Base del Flysch di M. Caio (Appennino parmense).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **74** (2): 541-548.
- MONTEFORTI B. (1972) - *La regione di Berceto (Appennino parmense).* Mem. Soc. Geol. It., **11**: 47-64.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1968) - *Osservazioni su una sezione geologica fra il Monte Penna e il Monte Gazzo (alta e media Val di Taro - Appennino Ligure).* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **74** (2): 549-565.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1980) - *Lineamenti strutturali fra l'alta Val di Vara e il Passo Cento Croci: considerazioni sulla linea trasversale Val di Taro - Val Parma.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **87** (1981): 275-284.
- MORETTI A. (1992) - *Evoluzione tettonica della Toscana Settentrionale tra il Pliocene e l'Olocene.* Boll. Soc. Geol. It., **111**:459-492.
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstones.* Agip Spa- S. Donato Milanese, 165 pp.
- MUTTI E., DAVOLI G., SEGADELLI S., CAVALLI C., CARMINATTI M., STOCCHI S., MORA S. & ANDREOZZI M. (1992) - *Turbidite sandstones.* Agip S.p.A., S. Donato Milanese: 275 pp.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI E. (1972) - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies.* Mem. Soc. Geol. It., **11**: 161-199.
- NARDI R. (1961) - *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane).* Boll. Soc. Geol. It., **80** (2): 257-334.
- NARDI R. (1964a) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 3 - I rapporti tra le Arenarie del M. Cervarola e il Macigno lungo la valle dello Scoltenna (prov. di Modena).* Boll. Soc. Geol. It., **83** (2): 361-372.
- NARDI R. (1964b) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano 4 - La Geologia della valle dello Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (Appennino modenese).* Boll. Soc. Geol. It., **83** (4): 353-400.
- NARDI R. (1965) - *Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra M. Cusna e M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche.* Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 34-88.
- NARDI R. & D'AMATO AVANZI G. (1988) - *Una casistica di eventi idrogeologici con seppellimento di persone nell'Italia centrale.* Atti workshop "Applicazioni di tecnologie nella conoscenza, nella previsione e nel pronto intervento in caso di movimenti franosi". CNR-IROE, Firenze, 5-6/11/1987. Atti Fond. G. Ronchi, Firenze, **43** (3): 317-337.
- NARDI R., POCHINI A. & ALLAGOSTA M. (1990) - *La frana di Camporaghena (Lunigiana). Struttura del sistema di monitoraggio e risultati preliminari.* Atti Conv. CNR-GNDT "Zonazione e riclassificazione sismica". Pisa, 25-27/6/1990: 443-460.
- NARDI R., POCHINI A. & ALLAGOSTA M. (1992) - *Real time monitoring of a sample slope in a seismic area.* Proc. French-Italian Conf. "Slope stability in seismic areas". Bordighera (IM), 14-15/11/1992: 79-91.
- NARDI R., POCHINI A., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1986) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca). 1): Carta geologica e carta della franosità degli elementi "Gragnana", "Piazza al Serchio", "Casciana" e "Ceserana" (scala 1:10.000).* Boll. Soc. Geol. It., **104** (1985): 585-599
- NARDI R., POCHINI A., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G., DE LUCIA P.L. & TRIVELLINI M. (2000a) - *Carta della franosità del bacino del F. Serchio (scala 1:10.000). Tav. 2 (El. Magliano a Sera, Sillano, Gragnana, Piazza al Serchio).* Tip. SELCA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & D'AMATO AVANZI G. (1989b) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000. El. «Sillano».* Tip. SELCA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & D'AMATO AVANZI G. (1989c) - *Carta geologica e carta della franosità*

- della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000. El. «Giuncugnano». Tip. SELCA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & GIANNACCHINI R. (2000b) - *Carta della franosità del bacino del F. Serchio (scala 1:10.000). Tav. 3 (El. Giuncugnano, Gramolazzo, Castagnola, Gorfigliano)*. Tip. SELCA, Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & DE LUCIA P.L. (1989a) - *Carta geologica e carta della franosità della Garfagnana e della Media Valle del Serchio (Lucca) a scala 1:10.000. El. «Magliano a sera»*. Tip. SELCA, Firenze.
- NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano: stratigrafia e tettonica nei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 1-76.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphy Zonation*. Mar. Micropaleont., **5**: 321-32.
- PAGANI G. (1978) - *Sul significato della "finestra tettonica" nella valle del T. Liocca (Alta Val d'Enza, Reggio Emilia)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **14** (1): 23-24.
- PAGANI G. (1983) - *Tettonica del Flysch di M. Cassio nelle valli dei torrenti Mozzola e Pessola (Appennino parmense)*. Tip. Parmense: 26 pp.
- PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Osservazioni sul contatto fra il Macigno e l'Unità delle Argille e Calcari*. Ateneo Parmense, Acta Nat., **6**: 3-42.
- PANTANELLI D. (1886) - *I cosiddetti ghiacciai appenninici*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb., **5**: 142-148.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quad. ser. III, **1**: 203 pp.
- PASSERI L. (1975) - *L'ambiente di deposizione della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia del Norico tosco-umbro-marchigiano*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (1-2).
- PASSERI L. (1977) - *Sedimentologia e ricostruzioni paleogeografiche nel Trias superiore dell'Appennino centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **95** (1976): 601-618.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. Il Quaternario, **3** (2): 131-140.
- 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. Sci. Nat., Mem., Serie A, **80**: 126-161.
- PERCH-NIELSEN K. (1985a) - *Mesozoic calcareous nannofossil*. In: BOLLI H., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy" Cambridge Univ. Press: 329-426.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Cenozoic calcareous nannofossil*. In: BOLLI H., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy" Cambridge Univ. Press: 427-554.
- PERILLI N. (1992) - *Stratigrafia dell'olistostroma di M. Modino - M. Maggiore*. In: Guida alle escursioni post-congresso, Esc. B3. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 24-26/9/1992: 161-171.
- PERILLI N. (1994) - *The Mt. Modino Olistostrome Auctorum (Appennino Modenese): stratigraphical and sedimentological analysis*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 343-350.
- PERILLI N. (1997) - *Latest Jurassic-earliest Cretaceous deposits of the Tuscan Succession; new biostratigraphic data from calcareous nannofossils*. Riun. Paleopelagos, **1**: 12.
- PERILLI N. & NANNINI D. (1997) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Calpionella limestone and Palombini shale (Bracco/Val Graveglia Unit) in the Eastern Ligurian Apennines (Italy)*. Ofioliti, **22** (2): 213-225.
- PERILLI N. & REALE V. (1998) - *Jurassic calcareous nannofossil assemblages of the Marne a Posidonia Fm. of the Tuscan Succession, Northern Apennines (Italy)*. Riun. Paleopelagos, **1**: 10.
- PERILLI N., RODRIGUES R. & VEIGA DE OLIVEIRA L.C. (2009) - *Lower Toarcian organic-rich*

- sediments from the Tuscan Succession (Northern Apennines, Italy). Preliminary results. Volumina Jurassica, Vol. VI: 133-142.*
- PLESI G. (1971) - *La natura sedimentaria e il significato tettonico degli olistostromi intercalati al "Macigno" dell'Appennino settentrionale.* Mem. Acc. Lunig. Sc. "G. Cappellini", **38**: 1-27.
- PLESI G. (1974) - *L'Unità di Canetolo nella struttura di Bobbio (Val Trebbia), Montegrosso (Val Gotra) e lungo la trasversale Cinque Terre-Pracchiola.* Atti Soc. Tosc. Nat. Mem., Ser. A, **81**: 121-151.
- PLESI G. (1975a) - *La giacitura del Complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio di Roccaferrara (Val Parma) e dei flysch arenacei tipo Cervarola nell'Appennino settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., **94**: 157-176.
- PLESI G. (1975b) - *La nappe de Canetolo.* Bull. Soc. Géol. de France, **6**: 979-983.
- PLESI G. (1988) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 Sezione 234040 Busana.* Regione Emilia-Romagna.
- PLESI G. (1989a) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 Sezione 234030 Succiso.* Regione Emilia-Romagna.
- PLESI G. (1989b) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 Sezioni 234020 e 234060- Valditacca e M. Bocco.* Regione Emilia-Romagna.
- PLESI G. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 235 Pievepelago.* Servizio Geologico d'Italia. Tip. SELCA, Firenze: 138 pp.
- PLESI G., ANDREOZZI M. & CHICCHI S. (1989) - *Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000. Sezione 234070 Camporaghena.* Regione Emilia-Romagna.
- PLESI G., BIANCHI L., CHICCHI S. & DANIELE G. (1994) - *Le Unità Liguri ed Emiliane della media Val di Taro e la loro evoluzione strutturale.* Atti Tic. Sc. Terra, **36** (1993): 183-229.
- PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G. & PALANDRI S. (1998) - *Processi e tempi di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi oligo-mioceniche: l'esempio della finestra di Pracchiola (biostratigrafia, petrografia e analisi strutturale, con Carta Geologico-Strutturale scala 1: 20.000).* Boll. Soc. Geol. It., **117**: 841-894.
- PLESI G. & CHICCHI S. (1999) - *Carta geologico-strutturale dell'alto Appennino reggiano-parmense (fra Valditacca, Pradarena e il M. Ventasso). Scala 1:25.000.* Computergrafica, Siena. Boll. Soc. Geol. It., **119**.
- PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G. & PALANDRI S. (2000) - *La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso.* Boll. Soc. Geol. It., **119**: 267-296.
- PLESI G., LUCHETTI L., BOSCHERINI A., BOTTI F., BROZZETTI F., BUCEFALO PALLIANI R., DANIELE G., MOTTI A., NOCCHI M. & RETTORI R. (2002) - *The Tuscan Successions of the high Tiber Valley (Foglio 289 - Città di Castello): biostratigraphic, petrographic and structural features, regional correlations.* Proc. Meet. "Geological and geodynamic evolution of the Apennines". Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec. **1**: 425-436.
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2009a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 233 Pontremoli.* Servizio Geologico d'Italia, Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (in stampa).
- PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PERILLI N. (2009b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 250 Castelnuovo Garfagnana.* Servizio Geologico d'Italia, Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (in stampa).
- RADBRUCH-HALL D.H. (1978) - *Gravitational creep of rock masses on slopes.* In: VOIGHT B. (Ed.): "Rockslides and avalanches - Natural phenomena." Developments in Geotechnical Engineering, **14A**, Elsevier, Amsterdam: 607-658.
- RAGGI G. (1988) - *Neotettonica ed evoluzione paleogeografica plio-pleistocenica del bacino del fiume Magra.* Mem. Soc. Geol. It., **30** (1985): 35-62.
- RAMSAY J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks.* Mc. Graw-Hill: 568 pp.
- RAYMOND L.A. (1984) - *Classification of mélanges.* Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **198**: 7-20 .

- RENTZ K. (1971) - *Zur Geologie der Zone Zwischen der Secchia und dem Apennin Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin: 338 pp.
- REUTTER K.J. (1965) - *Submarine Gleitungs und Resedimentationsvorgänge am Beispiel des Monte Modino (Nord Apennin)*. Berlin.
- REUTTER K.J. (1968) - *Die Tektonischen Einheiten des Nordapennins*. Ecl. Geol. Helv., **61** (1): 183-224.
- REUTTER K.J. (1969) - *La geologia dell'Alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sull'Unità di M. Modino-M. Cervarola*. Ateneo Parmense, Acta Natur., **5** (2): 1-88.
- REUTTER K.J. & GROSCURTH J. (1978) - *The pile of nappes in the Northern Apennines, its unravelling and emplacement*. In: H. CLOOS, D. ROEDER & K. SCHMIDT (Eds.): "Alps, Apennines, Hellenides": 239-243.
- RICCI C.A. (1968) - *Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica nelle serie e facies toscana. Studio chimico e petrografico*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Serie A, **75** (1): 1-67.
- RIO D., FORNACIARI E. & RAFFI I. (1990) - *Late Oligocene through Early Pleistocene calcareous nannofossils from Western Equatorial Indian Ocean (Leg 115)*. In: DUNCAN R. A., BACKMAN J., PETERSON L. C. et alii (Eds), Proc. ODP, Sci. Results, **115**: 175-235.
- RIO D., VILLA G. & CANTADORI M. (1983) - *Nannofossil dating of Helminthoid Flysch Units in the Northern Apennines*. Giornale di Geologia, **45** (1): 57-86.
- RODOLICO F. (1940) - *Ciottoli nella Formazione del Macigno della alta Valle del Secchia*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat. Proc. Verb., **49**: 36-38.
- ROSIGNOLI M. (1988) - *Provenienza delle torbiditi sopracretaciche della Val Baganza*. Tesi Laurea ined., Univ. Parma.
- ROTH P. H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean*. In: W. E. BENSON, R. E. SHERIDAN et alii (Eds) "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", **44**: 731-759.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, **15**: 714-717.
- SACCO F. (1893) - *Lo sviluppo glaciale nell'Appennino Settentrionale*. Boll. CAI, **60** (27): 1-22.
- SAGGINI F. (1961) - *Grande placca di "arenaria superiore" tra Prunetta e la conca di S. Marcello-Bardalona (Appennino Pistoiese)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 1-23.
- SAGRI M. (1971) - *Megaritmi alla base delle Arenarie del Cervarola (Appennino Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 347-370.
- SAGRI M. (1975) - *Ambienti di deposizione e meccanismi di sedimentazione nella successione Macigno-olistostroma-Arenarie del M. Modino (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 771-778.
- SAMES C.W. (1967) - *Sui conglomerati medio-cretacici della geosinclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 49-58.
- SANI M. (1985) - *Le breccie della Versilia tra successione toscana metamorfica e falda toscana nell'area di Casoli-Metato (Apuane meridionali)*. Rendic. Soc. Geol. It., **8**: 25-29.
- SCANDONE (1979) - *The origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SERPAGLI E & SIROTTI A (1967) - *Età aquitaniana delle breccie a Lepidocycline e Miogypsine delle "Arenarie del M. Cervarola" (Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **6** (1): 18-29.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 84-Pontremoli* (1933). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 84-Pontremoli* (1968). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 85-Castelnovo*

- ne' Monti* (1932). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 85-Castelnuovo ne' Monti* (1968). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 95-Spezia* (1928). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 96-Massa* (1925). I edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 96-Massa* (1970). II edizione, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 105-Lucca* (1908). I edizione, Roma.
- SESTINI A. (1936) - *Lo sviluppo glaciale nell'Appennino secondo recenti studi*. Boll. R. Soc. Geogr. It.: **6** (8).
- SIGNORINI R. (1936) - *Determinazione del senso di sedimentazione degli strati nelle formazioni arenacee dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **55**: 283-294.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. en Mijn., **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.
- THERSTEIN H.R. (1971) - *Tentative of Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation*. Ecl. Geol. Helv., **64** (3): 459-488.
- THERSTEIN H.R. (1973) - *Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy*. Mar. Micropaleontol., **1**: 325-362.
- THERSTEIN H.R. (1976) - *Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments*. Marine Micropaleont., **1**: 325-362.
- TOSATTI G., CASTALDINI D., BARBIERI M., D'AMATO AVANZI G., GIANNACCINI R., MANDRONE G., PELLEGRINI M., PEREGO S., PUCCINELLI A., ROMEO W.R. & TELLINI C. (2008) - *Additional causes of seismically-related landslides in the Northern Apennines, Italy*. Revista de geomorfologie, **10**: 5-21.
- TREVISAN L., DALLAN L., NARDI R., FEDERICI P.R., GIGLIA G., NARDI R. & RAGGI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 96 Massa*. Servizio Geologico d'Italia. Nuova Tecnica Grafica, Roma: 57 pp.
- VAI G.B. & CASTELLARIN A. (1993) - *Correlazione sinottica delle Unità stratigrafiche nell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, CROP 1/1A, Vol. Spec. **1991/2**: 171-185.
- VALLONI R. & ZUFFA G.G. (1984) - *Provenance changes for arenaceous formation of the Northern Apennines, Italy*. Geol. Soc. Amer. Bull., **95**: 1035-1039.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: SCHUSTER R.L. & KRIZEK R.J. (Eds.), "Landslides analysis and control". Transp. Research Board, Special Rept., **176**, Nat. Acad. of Sciences: 11-33.
- VENZO S. (1965) - *Carta geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. Tip. LAC, Firenze.
- VERCESI P. L. & COBIANCHI M. (1998) - *Stratigrafia di un frammento di margine continentale giurassico; la successione di Case Caldarola (Appennino Piacentino)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 537-554.
- VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio*. Ateneo

- Parmense, *Acta Nat.*, **22**: 85-111.
- VESCOVI P. (1988) - *L'assetto strutturale del Flysch di Monte Caio nella zona del Passo della Cisa e in Alta Val Baganza (Prov. Parma)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **11**: 313-316.
- VESCOVI P. (1993) - *Schema evolutivo per le Liguridi dell'Appennino settentrionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **36**: 89-112.
- VESCOVI P. (1998) - *Le unità subliguri dell'alta Val Parma*. *Atti Tic Sc. Terra*, **40**: 215-231.
- VESCOVI P., FORNACIARI E., RIO D. & VALLONI R. (1999) - *The Basal Complex stratigraphy of the Helminthoid Monte Cassio Flysch: a key to the Eoalpine tectonics of the Northern Apennines*. *Riv. It. Paleont. Stratigr.*, **105**: 101-128.
- VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei delle Arenarie di Ostia nelle località tipo e nella zona di Berceto (Prov. di Parma)*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **46** (1991): 433-443.
- WILDI W. (1985) - *Heavy mineral distribution and dispersal pattern in penninic ligurian flysch basins (Alps, northern Apennines)*. *Giorn. Geol., Ser. 3*, **47**: 77-99.
- ZACCAGNA D. (1882) - *I terreni della Val di Nievole tra Monsummano e Montecatini*. *Boll. R. Com. Geol. It., Ser. II*, **3**: 235-260, 368-389.
- ZACCAGNA D. (1884) - *Affioramenti di terreni antichi nell'Appennino fivizzanese e pontremolese*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, **4**: 60-63.
- ZACCAGNA D. (1898) - *Nuove osservazioni sui terreni costituenti la regione centrale dell'Appennino adiacente all'Alpe Apuana*. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, **39**: 97-121, 248-271.
- ZACCAGNA D. (1928) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 95 Spezia*. Regio Ufficio Geologico, Roma.
- ZACCAGNA D. (1932a) - *Il fenomeno carsico di Sassalbo nell'Appennino fivizzanese*. *Mem. Accad. Lunig. Sc. "G. Capellini"*, **10**: 48-53.
- ZACCAGNA D. (1932b) - *Descrizione geologica delle Alpi Apuane*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **25**: 440 pp.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'Alta Val Parma*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **82** (4): 131-167.
- ZANZUCCHI G. (1967) - *Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val Taro*. *Ateneo Parmense, Acta Nat.*, **3**: 59-89.
- ZANZUCCHI G. (1978) - *Tectonics of the Parma Province Apennines*. *IUGS Scient. Rep.*, **83**: 276-279.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla Carta e Sezioni geologiche della Provincia di Parma e zone limitrofe 1:100.000*. Vol. Spec. dedic. a S. Venzo, Univ. Parma. Grafiche STEP ed., Parma: 201-233.
- ZANZUCCHI G. (1988) - *Ipotesi sulla posizione paleogeografica delle "Liguridi Esterne" cretacicoeoceniche nell'Appennino settentrionale*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **31**: 327-339.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Sackungen*. *Rock Mechanics*, **1** (1): 30-52.