



ISPRA

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 233

PONTREMOLI

A cura di:

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

Con i contributi di

Geologia Strutturale: **R. Camarlinghi⁽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.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Falcetti

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.	- POSIZIONE PALEOGEOGRAFICA DEI BACINI DI SEDIMENTAZIONE DEL MACIGNO E DELLE ARENARIE DI MONTE MODINO.....	12
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	15
1.	- DOMINI PALEOGEOGRAFICI E LORO EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA.....	15
1.1.	- DOMINIO LIGURE.....	16
1.2.	- DOMINIO SUBLIGURE.....	17
1.3.	- DOMINIO TOSCANO.....	18
IV	- STRATIGRAFIA.....	25
1.	- DOMINIO LIGURE INTERNO.....	25
1.1.	- UNITÀ TETTONICA GOTTERO.....	25
1.1.1.	- <i>Argille a palombini (APA)</i>	26
1.1.2.	- <i>Formazione di Val Lavagna (LVG)</i>	27
1.1.3.	- <i>Arenarie di Monte Gottero (GOT)</i>	28
1.1.4.	- <i>Argilliti di Giaiette (GTT)</i>	29
1.2.	- UNITÀ TETTONICA BRACCO-VAL GRAVEGLIA.....	30
1.2.1.	- <i>Serpentiniti (SRN)</i>	31
1.2.2.	- <i>Gabbri (GBB)</i>	31
1.2.3.	- <i>Oficalci (OFI)</i>	32
1.2.4.	- <i>Brecce di Monte Zenone (BMZ)</i>	33
1.2.5.	- <i>Diaspri di Monte Alpe (DSA)</i>	33
1.2.6.	- <i>Calcari a calpionelle (CCL)</i>	34
1.2.7.	- <i>Argille a palombini (APA)</i>	35
1.3.	- UNITÀ TETTONICA COLLI-TAVARONE.....	36
1.3.1.	- <i>Formazione di Tavarone (FCT)</i>	37
2.	- DOMINIO LIGURE ESTERNO.....	38
2.1.	- UNITÀ TETTONICA OTTONE.....	38
2.1.1.	- <i>Complesso di Casanova (CCV)</i>	38
2.1.2.	- <i>Flysch di Ottone (OTO)</i>	41
3.	- DOMINIO SUBLIGURE.....	44
3.1.	- UNITÀ TETTONICA CANETOLO.....	44
3.1.1.	- <i>Argille e calcari di Canetolo (ACC)</i>	45
3.1.2.	- <i>Calcari di Groppo del Vescovo (CGV)</i>	45
3.1.3.	- <i>Arenarie di Ponte Bratica (ARB)</i>	46

3.1.4.	- <i>Arenarie di Petrignacola (APE)</i>	47
4.	- DOMINIO TOSCANO.....	48
4.1.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....	48
4.1.1.	- <i>Calcare selcifero di Limano (LIM)</i>	48
4.1.2.	- <i>Diaspri (DSD)</i>	49
4.1.3.	- <i>Maiolica (MAI)</i>	50
4.1.4.	- <i>Scaglia toscana (STO)</i>	51
4.1.5.	- <i>Macigno (MAC)</i>	53
4.1.6.	- <i>Olistostroma di Monte Modino (OMM)</i>	55
4.1.7.	- <i>Marne di Marmoreto (MMA)</i>	56
4.1.8.	- <i>Arenarie di Monte Modino (MOD)</i>	57
5.	- DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI VILLAFRANCHIANI <i>AUCTT. DEI BACINI DI AULLA-OLIVOLA- VILLAFRANCA IN LUNIGIANA, PONTREMOLI E SESTA GODANO</i>	58
5.1.	- FORMAZIONE DI AULLA (AUA).....	59
5.2.	- CONGLOMERATI DI OLIVOLA (OLP).....	60
6.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI.....	61
6.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI (b_n).....	61
6.2.	- COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (b₂).....	61
6.3.	- DEPOSITI DI FRANA SENZA INDIZI DI EVOLUZIONE (a_{1q}).....	62
6.4.	- TILL INDIFFERENZIATO (c₁).....	62
6.5.	- DEPOSITI PALUSTRI (e₃).....	63
6.6.	- DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a₁).....	63
6.7.	- DEPOSITI DI VERSANTE (a).....	63
6.8.	- DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI (b).....	64
6.9.	- DEPOSITI ANTROPICI (h).....	64
V	- TETTONICA.....	65
1.	- STUDIO STRUTTURALE.....	67
1.1.	- UNITÀ TETTONICHE GOTTERO, BRACCO-VALGRAVEGLIA, COLLI- TAVARONE.....	67
1.2.	- UNITÀ TETTONICA OTTONE.....	72
1.3.	- UNITÀ TETTONICA CANETOLO.....	74
1.4.	- UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA.....	76
2.	- LA DEPRESSIONE TETTONICA DELLA VAL DI MAGRA - VAL DI VARA.....	79
VI	- CENNI MORFOLOGICI.....	83
VII	- GEOLOGIA APPLICATA.....	87

1.	- CAVE E MINIERE	87
1.1.	- INTERPRETAZIONE DEL POZZO PONTREMOLI 1	88
2.	- FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE (DGPV)	93
2.1.	- FRANE	94
2.2.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE	94
3.	- IDROGEOLOGIA	97
3.1.	- SORGENTI TERMO-MINERALI	99
VIII	- APPENDICE	101
1.	- INTRODUZIONE	101
2.	- SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI UTILIZZATI BASATI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI	104
3.	- ETÀ RICAVATE DALLA LETTERATURA	108
4.	- ELENCO DELLE SPECIE RICONOSCIUTE O CITATE NEL TESTO	108
4.1.	- NANNOFOSSILI CALCAREI	108
4.2.	- AMMONITI	110
4.3.	- FORAMINIFERI	110
4.4.	- CALPIONELLE	110
4.5.	- VERTEBRATI	110
	BIBLIOGRAFIA	111

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 233 Pontremoli, a scala 1:50.000, comprende una porzione di territorio dell'Appennino Settentrionale, che rientra prevalentemente in Toscana (prov. di Massa-Carrara), subordinatamente in Liguria (prov. della Spezia) e marginalmente in Emilia-Romagna (prov. di Parma). Il territorio ligure si trova ad occidente ed è separato dalla Toscana da una dorsale montuosa, allungata in direzione NW-SE, che costituisce lo spartiacque tra il F. Magra e il F. Vara. Il territorio emiliano si trova all'estremità nord-occidentale del Foglio, oltre lo spartiacque appenninico, che qui comprende il M. Passo del Lupo, il M. Gottero, il M. Teccio al Sole, il M. Piterno e il Passo dei Due Santi. Una porzione molto piccola di Emilia-Romagna si trova anche al margine nord-est, a est del M. Marmagna.

Il paesaggio ha una configurazione prevalentemente collinare-montuosa ed è attraversato da nord a sud dal F. Magra e a sud-ovest dal F. Vara, suo principale affluente; l'altitudine è compresa tra circa 60 m s.l.m. (fondovalle del F. Vara) e 1639 m s.l.m. (M. Gottero). I centri abitati maggiori sono localizzati lungo le pianure dei fiumi principali; molti centri e nuclei abitati sono sparsi nel territorio, lungo i corsi d'acqua maggiori o fra i rilievi nell'interno. Le vie di comunicazione comprendono le autostrade A12 Genova - La Spezia e A15 Parma-La Spezia, alcune strade statali e la ferrovia Parma-La Spezia.

L'area di studio rientra nei Fogli 84 Pontremoli, 85 Castelnuovo nei Monti, 95 La Spezia e 96 Massa della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, varie date). Per alcune aree poste nella parte

sud-orientale sono state utilizzate, con gli opportuni controlli e revisioni, le 4 carte della franosità alla scala 1:10.000 (NARDI *et alii*, 1990a, 1990b, 1990c, 1990d), redatte nell'ambito delle ricerche finalizzate del CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT). La cartografia geologica del territorio emiliano è stata messa a disposizione dalla Regione Emilia-Romagna (sezioni 233010 Monte Gottero e 233020 Patigno).

Nell'area affiorano numerose unità tettoniche (fig. 1), riferibili a più domini paleogeografici (Dominio Ligure, Dominio Subligure, Dominio Toscano), i cui rapporti non sempre sono chiari, a causa della complessa evoluzione tettonico-sedimentaria. Tali unità sono state dapprima coinvolte in una tettonica compressiva polifasata, che ha portato alla costruzione della catena a falde appenninica, e in seguito interessate da una tettonica distensiva. Su queste unità poggiano in discordanza sedimenti post-orogeni, rappresentati da depositi continentali fluvio-lacustri e fluviali, di età plio-pleistocenica.

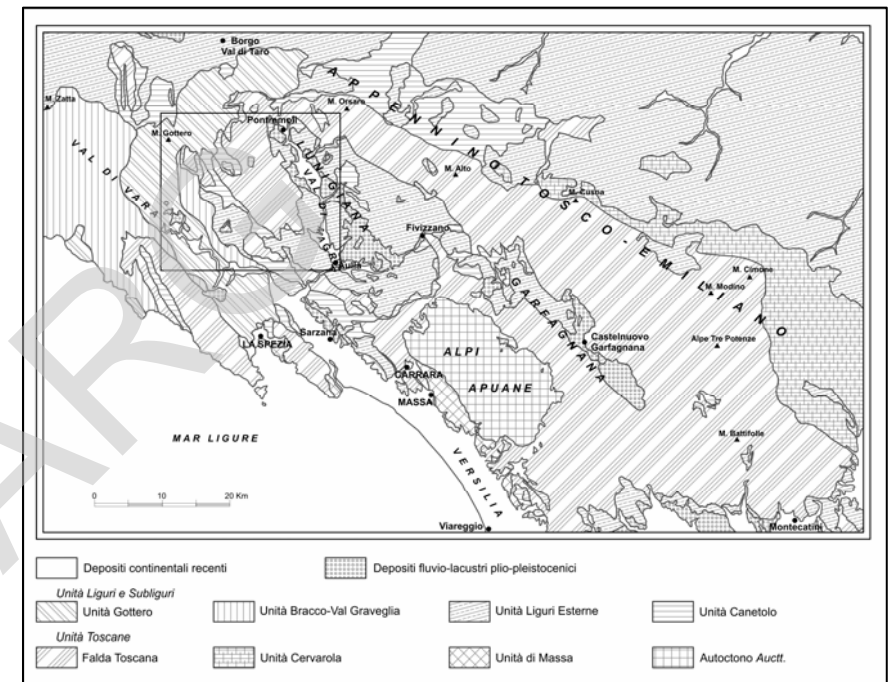


Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino Settentrionale.

Le unità cartografate comprendono diverse formazioni, che sono state descritte e/o definite in base alle caratteristiche litostratigrafiche delle successioni affioranti, all'interno del Foglio o in aree limitrofe. Si è preferito non introdurre nuove denominazioni oppure ulteriori suddivisioni formazionali, ma di conservare (quando possibile) i nomi già in uso in letteratura, cercando di rispettare il criterio della priorità. Non sono stati invece adottati quei nomi formazionali che, pur rispettando il criterio della priorità, avrebbero potuto generare confusione terminologica.

Nel corso del rilevamento è stata effettuata una campionatura sistematica delle formazioni affioranti (in particolare di quelle cretatiche, paleo-eoceniche ed oligo-mioceniche) per lo studio dei nannofossili calcarei. Nonostante il numero limitato di campioni fossiliferi, i risultati ottenuti hanno permesso di precisare meglio l'inquadramento cronostatigrafico di alcune formazioni. È stato inoltre svolto lo studio strutturale delle unità tettoniche.

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*). Le motivazioni sono 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; è opinione degli Autori che 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 anche gli studi geologici di ZACCAGNA (1925, 1932) e le edizioni precedenti della Carta Geologica d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, varie date).

II - CENNI STORICI

Questa porzione dell'Appennino Settentrionale ed in particolare l'area del Foglio 233 Pontremoli è stata da sempre uno dei settori chiave per la comprensione delle problematiche geologiche. Mentre i contributi di DE STEFANI (1887), SACCO (1891, 1904, 1935), ZACCAGNA (1894, 1898, 1900, 1924, 1925), FUCINI (1905, 1908), LOTTI (1910), SIGNORINI (1935, 1946), MIGLIORINI (1948) tra la fine '800 e la prima metà '900 hanno delineato gli aspetti più salienti della stratigrafia ed evidenziato gli elementi tettonici principali della catena, è con gli studi di questi ultimi cinquant'anni (MERLA, 1952; ELTER & SCHWAB, 1959; ELTER & RAGGI, 1965a, 1965b; BALDACCINI *et alii*, 1967; BOCCALETTI *et alii*, 1971; DECANDIA & ELTER, 1972; HACCARD *et alii*, 1972; ELTER & PERTUSATI, 1973; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; ELTER, 1975; ELTER *et alii*, 1975; CARMIGNANI *et alii*, 1978; ZANZUCCHI, 1978; DALLAN NARDI & NARDI, 1978; BOCCALETTI *et alii*, 1980; TREVES, 1984; ABBATE *et alii*, 1986; BORTOLOTTI *et alii*, 1991) che è stato definito un quadro geologico-strutturale dell'Appennino Settentrionale ormai largamente condiviso (edificio a falde sovrapposte, “*fold-thrust-belt*”, appartenenti a diversi domini paleogeografici: Ligure, Subligure, Toscano e Umbro). Vengono ora brevemente ricordate alcune sintesi geologiche che hanno fornito un quadro abbastanza completo dell'Appennino Settentrionale.

MERLA (1952), dopo aver considerato criticamente i dati stratigrafici e paleontologici degli Autori precedenti, mette in evidenza l'interdipendenza tra sedimentazione e tettonica, in accordo con MIGLIORINI (1948) e SIGNORINI

(1946). BORTOLOTTI *et alii* (1970a, 1970b), in accordo con AUBOUIN (1965), raggruppano le formazioni in unità di eu-, mio-, tardo- e post-geosinclinale e delineano l'evoluzione tettono-sedimentaria della geosinclinale nord-appenninica. Alla monografia gli Autori allegano una carta geologica in scala 1: 500.000 dell'Appennino Settentrionale, dalla Liguria centro-occidentale (linea Sestri-Voltaggio) al Lazio Settentrionale (linea Ancona-Anzio). DALLAN NARDI & NARDI (1972), in base alla revisione dei dati di letteratura, descrivono le successioni stratigrafiche affioranti tra la linea Sestri-Voltaggio e la linea Ancona-Anzio e appartenenti all'Autoctono, alle Unità Apuane, all'Unità tettonica della Falda Toscana ed all'Unità tettonica Cervarola-Falterona; inoltre propongono uno schema stratigrafico e tettonico dell'Appennino Settentrionale.

FAZZUOLI *et alii* (1985, 1992) propongono una sintesi dei dati prevalentemente stratigrafici e biostratigrafici delle successioni sedimentarie dell'Unità tettonica della Falda Toscana, affioranti nell'Appennino Settentrionale a nord dell'Arno e in parte rappresentate in questo Foglio; vengono precisati anche l'ambiente di sedimentazione, gli spessori e l'età delle formazioni mesozoico-terziarie dell'Unità tettonica della Falda Toscana. Anche nelle Guide B1-B6 della 76ª Riunione Estiva della Società Geologica Italiana sull'Appennino Settentrionale (Firenze, 24-26/9/1992) sono evidenziati i principali lineamenti geologici della catena nord-appenninica.

Sebbene ci sia concordanza d'idee sull'evoluzione geologica dell'Appennino Settentrionale e il quadro tettono-sedimentario sia sostanzialmente condiviso, alcune problematiche sono ancora controverse. Alcune di queste sono riportate di seguito.

1. - POSIZIONE PALEOGEOGRAFICA DEI BACINI DI SEDIMENTAZIONE DEL MACIGNO E DELLE ARENARIE DI MONTE MODINO

Sulla posizione paleogeografica e sull'individuazione e strutturazione delle varie unità tettoniche del Dominio Toscano (Unità tettonica della Falda Toscana, Unità Metamorfiche Apuane, Unità tettonica Modino, Unità tettonica Cervarola), non c'è unità di vedute: in particolare, le aree di sedimentazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana, delle Unità Metamorfiche Apuane e dei flysch oligo-miocenici (Macigno, Arenarie di Monte Modino, Arenarie di Monte Falterona, Arenarie di Monte Cervarola) sono state ubicate in posizioni diverse dai vari Autori. Vengono qui di seguito presi in considerazione i principali lavori in cui viene indicata la posizione paleogeografica dei bacini di sedimentazione delle successioni appartenenti all'Unità tettonica della Falda

Toscana e al Complesso Metamorfico Apuano; in alcuni di essi particolare importanza viene attribuita alla posizione dei bacini di sedimentazione delle Arenarie di Monte Modino e delle Arenarie di Monte Cervarola rispetto a quello del Macigno.

Molti autori, come GIANNINI *et alii* (1962), BALDACCI *et alii* (1967), ELTER (1973), PRINCIPI & TREVES (1985), CARMIGNANI *et alii* (1991) e GIAMMARINO & GIGLIA (1990), pongono il bacino di sedimentazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana, del Macigno e delle Arenarie di Monte Cervarola in posizione più interna rispetto a quello del Complesso Metamorfico Apuano. NARDI (1965) e CARMIGNANI *et alii* (1978), pur non facendo variare rispetto agli altri Autori la posizione paleogeografica dell'Unità tettonica della Falda Toscana, collocano il bacino di sedimentazione delle Arenarie di Monte Modino e delle Arenarie di Monte Cervarola in posizione più esterna. ABBATE & BRUNI (1987), invece, collocano in posizione interna i bacini di sedimentazione del Macigno e delle Arenarie di Monte Modino, in posizione esterna i bacini di sedimentazione delle Arenarie di Monte Cervarola e delle Arenarie di Monte Falterona.

PLESI (1975), REUTTER & GROSCURTH (1978), MARTINI & PLESI (1988), COSTA *et alii* (1992), CATANZARITI *et alii* (1996) e PLESI *et alii* (1998) localizzano all'interno il bacino di sedimentazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana e del Macigno, ma collocano in posizione ancora più interna il bacino di sedimentazione sia delle Arenarie di Monte Modino che delle Arenarie di Monte Cervarola. DALLAN NARDI & NARDI (1972, 1978), BOCCALETTI *et alii* (1975, 1980), MERLA (1980) e BOCCALETTI & COLI (1983) posizionano il bacino di sedimentazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana all'esterno e il bacino di sedimentazione delle Arenarie di Monte Modino e delle Arenarie di Monte Cervarola in posizione ancora più esterna rispetto a quello del Macigno. Successivamente, FERRINI & PANDELI (1985), FAZZUOLI *et alii* (1985) ripropongono lo schema precedente, localizzando però il bacino di sedimentazione del Macigno sia ad est che ad ovest del Nucleo Metamorfico Apuano.

Sulla base di quanto riportato, la collocazione paleogeografica del bacino di sedimentazione delle successioni appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana resta oggetto di discussione, poiché sono ancora incerti sia i rapporti stratigrafici tra i diversi cunei clastici (Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola), sia i dati biostratigrafici disponibili per queste formazioni. Comunque, sulla base dei dati presentati in questo Foglio, il bacino di sedimentazione delle successioni riferibili all'Unità tettonica della Falda Toscana era presumibilmente localizzato a ovest dell'area di sedimentazione delle successioni riferibili al Complesso Metamorfico Apuano.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Appennino Settentrionale è una catena a falde che si è strutturata durante le fasi tettonogenetiche del Cretacico superiore-Eocene medio e dell'Eocene superiore-Miocene inferiore (fig. 2). Le prime fasi sono conseguenti all'insieme dei processi di obduzione-subduzione e dei relativi sovrascorrimenti causati dalla convergenza e successiva collisione tra la placca Europea e quella di Adria. Le fasi tettoniche dell'Eocene superiore-Miocene inferiore sono il prodotto delle fasi finali dei movimenti di convergenza continente-continente, che hanno determinato il sovrascorrimento delle Unità Liguri, già deformate e strutturate, sulle unità tettoniche più esterne, che a loro volta si andavano strutturando, dando origine alla paleocatena appenninica polideformata (TREVES, 1984; PRINCIPI & TREVES, 1984; ELTER & MARRONI, 1991; MARRONI & MECCHERI, 1993; MARRONI, 1995).

1. - DOMINI PALEOGEOGRAFICI E LORO EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

Per una migliore comprensione delle caratteristiche geologiche di questo settore appenninico, è opportuno illustrare sinteticamente la distribuzione dei domini paleogeografici, riassumendone anche l'evoluzione tettonica e sedimentaria. I grandi domini paleogeografici dell'Appennino Settentrionale, sui quali c'è ormai un sostanziale accordo, vengono descritti secondo un ordine che

va dal più interno al più esterno; immediatamente ad est del massiccio sardo-corso, in corrispondenza della terminazione orientale della placca europea si sviluppano i domini seguenti.

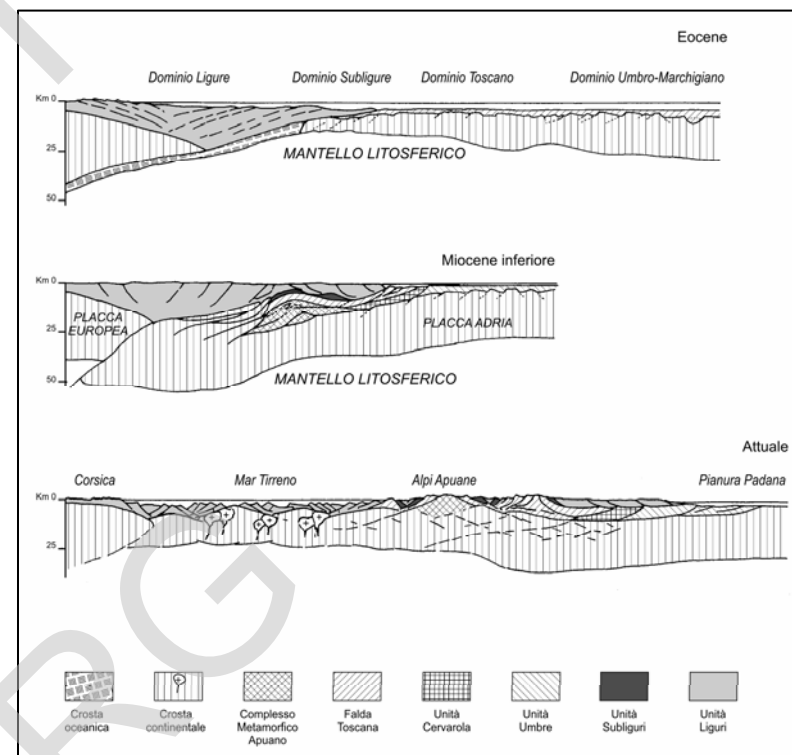


Fig. 2 - Schema dell'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale (da CARMIGNANI et alii, 1994, modificato).

1.1. - DOMINIO LIGURE

Individuatosi con l'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese nel Giurassico medio e protrattosi fino al Cretacico inferiore, esso è caratterizzato da successioni che comprendono relitti di crosta oceanica giurassica sia in posizione primaria che in posizione secondaria, su cui si sono deposte successioni sedimentarie mesozoico-terziarie. Queste ultime testimoniano

l'evoluzione tettono-sedimentaria del Dominio Ligure durante le fasi di apertura della Tetide e del suo successivo coinvolgimento nella collisione tra la placca europea e la placca Adria (ELTER & MARRONI, 1991; PRINCIPI *et alii*, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 1994).

Il Dominio Ligure è suddiviso in Dominio Ligure Interno e in Dominio Ligure Esterno, caratterizzato da un substrato giurassico oceanico il primo (presenza di ofioliti in posizione primaria) e dall'assenza di tale substrato il secondo (le ofioliti, insieme ad altri elementi provenienti da una crosta continentale, compaiono in posizione secondaria all'interno dei "complessi di base"). Questa distinzione era stata proposta da ELTER & RAGGI (1965a), ipotizzando l'esistenza di un alto morfostrutturale, rappresentato dalla "Ruga del Bracco". Facendo riferimento alla ricostruzione paleogeografica di ELTER & RAGGI (1965b) ed in base alle caratteristiche stratigrafiche e strutturali delle Unità Liguri ed alla polarità della catena appenninica, ELTER & PERTUSATI (1973) distinguono le Unità Liguri Interne e le Unità Liguri Esterne, le cui successioni sedimentarie si sono sedimentate rispettivamente nel Dominio Ligure Interno e nel Dominio Ligure Esterno. Le fasi deformative che hanno interessato i due domini nell'ambito di un margine convergente attivo (fasi liguri che vanno dal Paleocene all'Eocene medio) hanno dato luogo alla formazione di falde e al loro impilamento, alla chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese e alla strutturazione di più unità tettoniche.

Nel Dominio Ligure Interno si distinguono l'Unità tettonica Gottero, l'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia, l'Unità tettonica Colli-Tavarone; originariamente questo dominio comprendeva un basamento ofiolitico (peridotiti inglobanti masse di gabbri ed ultramafiti cumulitiche) ed una copertura sedimentaria comprendente una porzione pelagica (Diaspri di Monte Alpe, Calcari a calpionelle, Argille a palombini) ed una successione silicoclastica con torbiditi anche grossolane (Formazione di Val Lavagna, Arenarie di Monte Gottero e Argilliti di Gialette).

Nel Dominio Ligure Esterno si distinguono l'Unità tettonica Antola, l'Unità tettonica Ottone, l'Unità tettonica Cassio, ecc.; esse sono costituite nella porzione superiore da spesse e monotone successioni di torbiditi calcareo-marnose (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) e da depositi clastici grossolani (complessi di base *Auctt.*) in quella inferiore.

1.2. - DOMINIO SUBLIGURE

Pur essendo collocato dalla maggior parte degli Autori tra il Dominio Ligure ed il Dominio Toscano, non è chiaro quale tipo di crosta caratterizzasse questo

dominio. Al suo interno si sono deposte due successioni: la prima basale, con caratteri argillitico-calcareo bacinali (Argille e calcari di Canetolo, Calcari di Groppo del Vescovo), con affinità ligure esterna e marcata da un elevato grado di alloctonia, di età compresa tra il Paleocene e l'Eocene; la seconda, superiore, costituita da depositi torbiditici di avanfossa (Arenarie di Petriagnacola e Arenarie di Ponte Bratica), discordanti, di età compresa tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore, affini ai flysch esterni (Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di Monte Cervarola). Tali dati potrebbero portare ad una ricostruzione paleogeografica (ELTER, 1994), in cui le formazioni arenacee si sono deposte in un'avanfossa all'interno del bacino del Macigno, discordanti su un fronte alloctono (Argille e calcari di Canetolo, Calcari di Groppo del Vescovo); questo insieme si sarebbe poi rimobilizzato nelle fasi tettoniche toscane (Oligocene-Miocene), spingendosi sopra al Macigno e quindi in una nuova avanfossa, nel bacino di sedimentazione delle Arenarie di Monte Cervarola.

1.3. - DOMINIO TOSCANO

È caratterizzato da successioni mesozoico-terziarie deposte su crosta continentale, che ricoprono in discordanza un basamento paleozoico con deformazioni e metamorfismo ercinici. Il Dominio Toscano in conseguenza della sua strutturazione tettonica comprende due unità tettoniche sovrapposte: una inferiore, il Complesso Metamorfico Apuano (affiorante nelle Alpi Apuane, a sud-est di questo Foglio), comprendente un basamento paleozoico e la sua copertura di età compresa fra il Triassico e l'Oligocene superiore-?Miocene inferiore (età dello Pseudomacigno) ed una superiore, la Falda Toscana. Nel settore nord-occidentale dell'Appennino Settentrionale, l'Unità tettonica della Falda Toscana può essere schematicamente suddivisa, in base ai caratteri stratigrafico-sedimentologici, in una serie carbonatica di piattaforma del Triassico superiore-Giurassico inferiore, in una serie calcareo-silicea bacinale del Giurassico inferiore-Cretacico inferiore, in una serie argilloso-calcareo del Cretacico inferiore-Oligocene superiore ed in una potente serie torbiditica silicoclastica di avanfossa dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore.

Nell'area toscana settentrionale sono stati riconosciuti quattro settori isopici (FAZZUOLI *et alii*, 1985), contraddistinti durante il Giurassico ed il Cretacico da marcati caratteri di bacino e di alto (fig. 3); in particolare, caratterizzati a partire da nord-ovest verso sud-est sono stati riconosciuti:

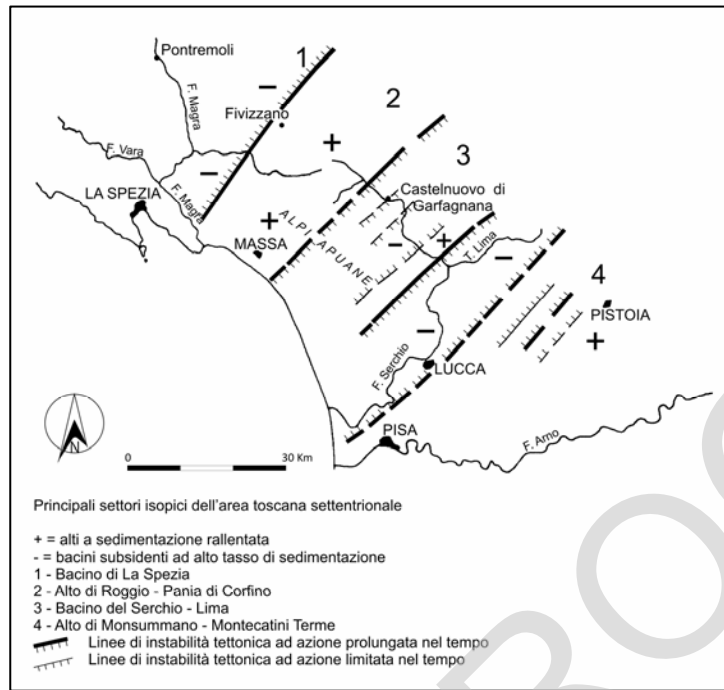


Fig. 3 - I settori isopici principali dell'area toscana settentrionale (da FAZZUOLI et alii, 1985, modificato).

1 - Bacino di La Spezia (bacino occidentale), estendentesi fino a Pontremoli: ha caratteri bacinali fino al Triassico superiore; mantiene alti i tassi di sedimentazione fino al Giurassico inferiore, riducendoli poi progressivamente; comunque è caratterizzato da ispessimenti verso ovest delle formazioni giurassiche e dall'assenza di livelli calcarenitici mesozoici e terziari;

2 - Alto di Roggio-Pania di Corfino-Sillano: limitato da linee d'instabilità tettonica, ha avuto alti tassi di sedimentazione fino al Sinemuriano; successivamente è subentrata un'inversione della subsidenza e si è instaurata una zona di alto strutturale, con tasso di sedimentazione ridotto, dove si sviluppano successioni condensate o più frequentemente lacunose, con spessori molto ridotti e forti eteropie di facies;

3 - Bacino del Serchio-Lima: limitato da due zone di alto, corrispondenti all'Alto di Roggio-Pania di Corfino-Sillano a nord e all'Alto di Monsummano-Montecatini Terme a sud, comprende potenti depositi con forte tasso di

sedimentazione, in parte o totalmente risedimentati, di età compresa tra il Giurassico, il Cretacico e l'Eocene;

4 - Alto di Monsummano-Montecatini Terme: le formazioni giurassiche e cretache corrispondono a quelle del Bacino del Serchio-Lima, ma hanno spessori ridotti, tipici di una zona di alto con tassi di sedimentazione ridotti.

La successione carbonatica dell'Unità tettonica della Falda Toscana è essenzialmente costituita dai depositi di piattaforma, rappresentati dal Calcare cavernoso, dai Calcari a *Rhaetavicula contorta* e dal Calcare massiccio. Durante le fasi tettoniche distensive dell'Hettangiano superiore-Sinemuriano si sono avuti la frammentazione e l'annegamento della piattaforma carbonatica, con depositi emipelagici rappresentati dal Calcare ad Angulati.

La successione calcareo-silicea, essenzialmente costituita da depositi pelagici bacinali in parte o totalmente risedimentati, comprende il Rosso ammonitico, il Calcare selcifero di Limano, i Calcari e marne a Posidonia, il Calcare selcifero della Val di Lima, i Diaspri e la Maiolica.

La successione argillitico-calcareo è rappresentata dalla Scaglia toscana, comprendente depositi argillitici marnoso-siltitici, calcarei o silicei, a cui si intercalano litofacies e membri calcarei da fini a grossolani o molto grossolani.

Infine, la successione torbidity silicoclastica di avanfossa dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore è rappresentata dal Macigno e dalle Marne di Marmoreto.

In questo Foglio la successione torbidity silicoclastica è molto diffusa, mentre quella argillitico-calcareo della Scaglia toscana lo è assai meno; la successione calcareo-silicea è rappresentata solo in Val Gordana, a nord-ovest di Pontremoli, tra Cavezzana Gordana e Codolo (orrido di Giaredo), dove affiorano la parte alta del Calcare selcifero di Limano, i diaspri e la Maiolica. Per le caratteristiche stratigrafiche e strutturali, la porzione dell'Unità tettonica della Falda Toscana affiorante nell'orrido di Giaredo può essere compresa in una zona di sedimentazione di raccordo tra il Bacino di La Spezia e l'Alto di Roggio-Pania di Corfino-Sillano.

In conseguenza della complessa evoluzione strutturale, che ha portato le unità tettoniche appartenenti al Dominio Ligure e Subligure a scorrere verso est ed a sovrapporsi sul Dominio Toscano, si sono individuate più unità tettoniche: le Unità Liguri, le più alte strutturalmente dell'edificio appenninico, suddivise a loro volta in Unità Liguri Interne (Unità tettonica Gottero, Unità tettonica Bracco-Val Graveglia, Unità tettonica Colli-Tavarone) e in Unità Liguri Esterne (Unità tettonica Ottone); l'Unità tettonica Canetolo (Subligure), compresa tra l'Unità tettonica della Falda Toscana e le Liguri Esterne; nel Dominio Toscano, l'Unità tettonica della Falda Toscana e il Complesso Metamorfico Apuano; alcuni Autori (vedi discussione nel capitolo II.1.) individuano un'ulteriore unità

tettonica al tetto dell'Unità tettonica Falda Toscana (Unità tettonica Modino) (fig. 4, tavv. 1 e 2).

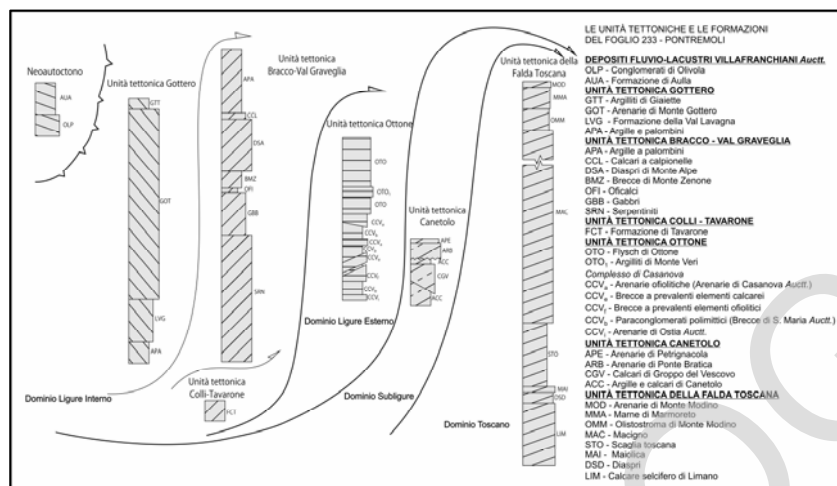


Fig. 4 - Schema delle unità tettoniche e delle formazioni del Foglio 233 Pontremoli.

Le **Unità Liguri Interne** sono caratterizzate da una sequenza mafica/ultramafica ben conservata (Unità tettonica Bracco-Val Graveglia) e da una copertura sedimentaria relativamente sottile, comprese in un intervallo di tempo che va dal Giurassico inferiore/medio al Paleocene inferiore. Le ofioliti, con spessori intorno ai 1000 m, presentano un basamento (mantello ultramafico) soprattutto con lherzoliti serpentinnizzate, intruso da un gabbro, comprendente principalmente Mg-gabbri e secondariamente cumuliti ultrafemiche (duniti).

Nell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia la copertura sedimentaria comprende depositi pelagici silicei (Diaspri di Monte Alpe, di età riferibile al Bajociano superiore-Valanginiano), calcarei (Calcarei a calpionelle, di età riferibile al Berriasiano superiore-Valanginiano *p.p.*) e argilloso-calcarei (Argille a palombini, di età riferibile al Valanginiano *p.p.*-Aptiano inferiore/?Albiano).

Nell'Unità tettonica Gottero, dove è presente la sola copertura, sono state distinte le Argille a palombini (Cenomaniano *p.p.*-Santoniano superiore/Campaniano inferiore), la Formazione di Val Lavagna (Santoniano superiore/Campaniano inferiore-Maastrichtiano inferiore), le Arenarie di Monte Gottero (Campaniano inferiore/Maastrichtiano inferiore-Paleocene inferiore) e

le Argilliti di Gaiette (Paleocene inferiore). Queste ultime tre formazioni, caratterizzate da forti spessori (oltre 1000 metri), sono state interpretate come torbiditi, alimentate da un massiccio continentale (Massiccio Sardo-Corso?) le prime due, dalle ofioliti e dalla loro copertura la terza.

L'apparente discrepanza tra l'età delle Argille a palombini dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia e di quelle dell'Unità tettonica Gottero può essere spiegata, supponendo che la strutturazione dell'Unità tettonica Gottero si sia verificata in livelli stratigrafici più alti delle Argille a palombini.

L'Unità tettonica Colli-Tavarone nell'area di studio è costituita dalla sola Formazione di Tavarone (Paleocene inferiore) che, come l'Unità tettonica Gottero, comprende clasti derivati dallo smantellamento dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia.

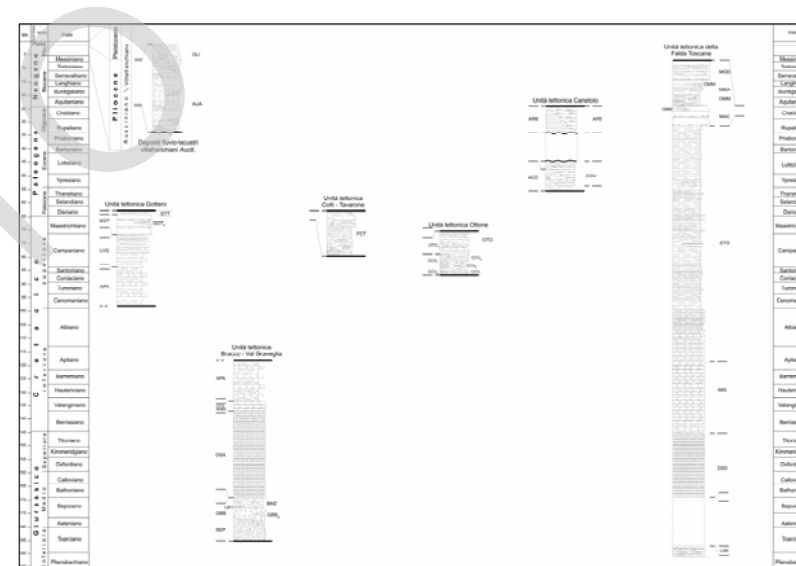
Le **Unità Liguri Esterne** comprendono esclusivamente unità alloctone e non presentano mai il loro substrato originario; generalmente sono rappresentate da un complesso di base ed una successione di torbiditi calcareo-marnose, note come Flysch ad Elmintoidi. Sono state distinte due zone paleogeografiche: una più interna, costituita dall'Unità tettonica Ottone, affiorante nell'area di studio, caratterizzata da un forte detritismo, estesi olistoliti, olistostromi e torbiditi provenienti dalle Liguri Interne, ormai in fase di sollevamento; una più esterna costituita da più unità tettoniche (Orocco, Caio, Bettola-Luretta, Dosso, Sporno, ecc.), dove nei complessi di base i clasti di provenienza interna sono quasi assenti, prevalendo invece una forte componente silico-clastica di provenienza continentale. Nei settori più interni la sedimentazione inizia al Coniaciano superiore-Campaniano inferiore e termina nel ?Cretacico superiore-Paleocene inferiore. Nei domini più esterni la sedimentazione dei flysch termina con l'Eocene medio.

L'**Unità tettonica Canetolo** comprende una parte inferiore costituita da emipelagiti (Argille e calcari di Canetolo) e da torbiditi calcareo-marnose (Calcarei di Gruppo del Vescovo), di età compresa tra il Paleocene superiore e l'Eocene medio, ed una parte superiore di età più recente (Oligocene superiore-Miocene inferiore), costituita da torbiditi silico-clastiche con elementi andesitici (Arenarie di Ponte Bratica, Arenarie di Petriagnacola).

L'**Unità tettonica della Falda Toscana** è presente solo nei termini medio-superiori: tra il Pliensbachiano superiore e Pliensbachiano superiore/Toarciano la sedimentazione, prevalentemente di tipo bacinale, comincia a registrare apporti provenienti da sorgenti esterne (Calcario selcifero di Limano); dal Bajociano superiore/Bathoniano inferiore al Tortoniano superiore il fondo del mare

è al di sotto del livello di compensazione dei carbonati (probabilmente tra -2000 e -3000 metri), dove si depone la formazione dei Diaspri. Successivamente si assiste ad una variazione di spessori e di facies della formazione della Maiolica in relazione alla zona isopica di appartenenza (vedi capitolo 3). A partire dall'Albiano inferiore fino all'Oligocene superiore si depone la Scaglia toscana, contraddistinta dalla presenza di brecce e da lacune di sedimentazione, che potrebbero indicare la presenza di un'attività tettonica, connessa alle fasi di chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese.

In seguito (dall'Oligocene superiore al Miocene inferiore) la sedimentazione evolve verso depositi comprendenti torbiditi silico-clastiche ed olistostromi, in un'avanzossa sottoposta a deformazione progressiva, legata alla migrazione del fronte compressivo.



Tav. 1 – Schema litostratigrafico del Foglio 233 Pontremoli.

IV - STRATIGRAFIA

Le unità tettoniche affioranti sono descritte dall'alto verso il basso, secondo l'ordine di sovrapposizione geometrica: Unità tettonica Gottero, Unità tettonica Bracco-Val Graveglia, Unità tettonica Colli-Tavarone, Unità tettonica Ottone, Unità tettonica Canetolo e Unità tettonica della Falda Toscana (fig. 4, tavv. 1 e 2). Successivamente sono descritti i depositi fluvio-lacustri villafranchiani *Auctt.*, discordanti sulle unità sottostanti e quindi gli altri sedimenti quaternari, rappresentati da depositi alluvionali, di versante (detriti, frane) e glaciali.

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

1. - DOMINIO LIGURE INTERNO

1.1. - UNITÀ TETTONICA GOTTERO

L'Unità tettonica Gottero (DECANDIA & ELTER, 1972), la più alta delle unità tettoniche affioranti, si trova nella porzione occidentale del Foglio (in destra orografica del T. Gottero). Le esposizioni migliori si hanno in destra del T. Chiusola, dove l'unità, essenzialmente costituita dalle Arenarie di Monte Gottero, supera lo spessore di 1500 m. L'unità comprende le successioni argilloso-calcaree pelagiche delle Argille a palombini, le torbiditi distali della

Formazione di Val Lavagna, le torbiditi prossimali delle Arenarie di Monte Gottero e le Argilliti di Giaiette.

1.1.1. - Argille a palombini (APA)

Alternanze pelitico-calcaree costituite prevalentemente da argilliti, argilliti silicee o siltose e più raramente da marne argilloso-siltose grigio-scuri o nere, brunastre se alterate, a cui si intercalano calcilutiti silicee, talvolta con la base calcarenitica, di colore grigio o grigio-scuri, ruggine se alterate, calcareniti fini (rare) e, verso l'alto, siltiti e areniti quarzose grigie o grigio-giallastre se alterate. Lo spessore dei livelli pelitici varia da 20-30 cm ad 1-2 m, quello dei calcari da 50-70 cm a 1-2 m, quello delle siltiti e delle areniti da 5-10 a 20 cm. Nella porzione sommitale delle formazioni, lo spessore dei livelli pelitici si riduce e le calcilutiti diventano progressivamente più rare, fino a sparire, mentre aumentano le siltiti e le areniti. In sezione sottile i calcari sono costituiti da *mudstone* e *packstone* a radiolari e da rari *grainstone* del tutto simili a quelli delle Argille a palombini dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia; le siltiti e le areniti quarzose sono costituite prevalentemente da quarzo e feldspati.

A causa dell'intensa deformazione e delle laminazioni tettoniche, i caratteri litostratigrafici e stratimetrici della formazione sono spesso oblitterati. Negli affioramenti meno disturbati gli strati carbonatici sono caratterizzati solitamente da sequenze Tb-e o Td-e, le siltiti e le areniti da sequenze Tc-e o Tb-c e le peliti da sequenze Td-e. I caratteri litostratigrafici e le strutture sedimentarie osservate sono coerenti con i dati riportati in letteratura (MARRONI, 1995, *cum bibl.*), che suggeriscono per questa porzione delle Argille a palombini una sedimentazione in un'area di transizione tra un bacino pelagico e la porzione esterna di una conoide distale. Sempre a causa dell'intensa deformazione tettonica che caratterizza questa formazione, è difficile valutarne lo spessore, che può variare da 50 a 100 m. Il contatto con la sovrastante Formazione di Val Lavagna, nelle rare località dove affiora, è tettonizzato, sebbene talvolta sia chiaramente stratigrafico (zona di Punta Pendoreto, a nord-ovest di Rocchetta di Vara).

La maggior parte dei campioni prelevati nelle Argille a palombini dell'Unità tettonica Gottero è sterile; i pochi campioni fossiliferi prelevati nella parte inferiore della formazione sono caratterizzati da associazioni povere e mal preservate riferibili al Santoniano superiore, per la presenza di *Prediscosphaera cretacea*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Micula staurophora* e *Lucianorhabdus cayeuxii*, mentre quelli prelevati nella porzione media e superiore sono riferibili al Santoniano superiore- Campaniano inferiore, per la concomitante presenza nelle associazioni di *Quadrum gartneri*, *Micula decussata* e *Lucianorhabdus*

cayeuxii o al Santoniano superiore-Maastrichtiano per la presenza di *Calculites obscurus*. In letteratura il tetto della formazione, campionato in Val Lavagna, viene riferito da MARRONI & PERILLI (1990) al Santoniano superiore-Campaniano inferiore per la presenza di *Calculites obscurus* e l'assenza di *Aspidolithus parvus parvus*. In base alle associazioni a nannofossili determinate nell'ambito della realizzazione di questo Foglio ed ai dati di MARRONI & PERILLI (1990), le Argille a palombini, stratigraficamente ricoperte dalla Formazione di Val Lavagna, vengono riferite all'intervallo Cenomaniano-Santoniano superiore/Campaniano inferiore.

Cenomaniano-Santoniano superiore/Campaniano inferiore

1.1.2. - Formazione di Val Lavagna (LVG)

Sinonimie:

Argilliti del Torrente Lavagna (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Ardesie di Monte Verzi, Scisti zonati (CASNEDI, 1982; ELTER *et alii*, 2005)

Argilliti della Val Lavagna (ABBATE *et alii*, 2005)

Alcuni Autori suddividono la Formazione di Val Lavagna dell'Appennino ligure in tre membri: Scisti manganesiferi, Marne di M. Verzi e Scisti zonati (CASNEDI, 1982; VAN ZUPTHEN *et alii*, 1985; MARRONI, 1988; MARRONI & MECCHERI, 1993). Nel Foglio 233 Pontremoli affiorano quasi esclusivamente gli Scisti zonati; gli Scisti manganesiferi affiorano limitatamente ad alcune aree e con spessori così ridotti da non essere cartografabili, mentre le Marne di M. Verzi sono assenti. Pertanto nella zona studiata la Formazione di Val Lavagna comprende gli Scisti zonati e parte degli Scisti manganesiferi.

La Formazione di Val Lavagna è rappresentata da una monotona alternanza di torbiditi pelitico-arenacee e arenaceo-pelitiche costituite da strati sottili e medi di quarzo-areniti fini, micacee e siltiti quarzose a cui si intercalano argilliti, argilliti siltoso-marnose e siltiti grigio-scure, brune se alterate, con intercalazioni di quarzo-areniti e di quarzo-siltiti grigie o grigio-chiare, marrone scuro o ruggine se alterate.

Verso l'alto, la formazione è caratterizzata dalla riduzione dei livelli pelitici e dall'incremento in frequenza e spessore di quelli silicoclastici. Lo spessore dei livelli pelitici varia da 2-3 a 30-50 cm, mentre quello degli strati silicoclastici varia da 5-10 cm ad 1-1,5 m. In sezione sottile le quarzoareniti e le quarzosiltiti sono costituite da quarzo e subordinatamente da miche, feldspati e frustoli carboniosi (CORTESOGNO *et alii*, 1987).

Le strutture sedimentarie più frequenti sono impronte di fondo da corrente, *clay chips* ed amalgamazioni; le sequenze più frequenti sono Tb-e, Tc-e, Td-e e

meno frequentemente Ta-b o Tb-c. In alcune località (vicino al paese di Frandalini, comune di Zeri), nella Formazione di Val Lavagna sono intercalati sottili livelli di olistostromi. Le caratteristiche litostratigrafiche e stratimetriche e le strutture sedimentarie suggeriscono per questa formazione un ambiente di deposizione che varia da una conoide distale ad una conoide progressivamente più prossimale (CASNEDI, 1982; MARINI, 1992).

Lo spessore reale, a causa della deformazione e dell'intensa laminazione tettonica, è di difficile valutazione e varia tra pochi metri e 100-200 m; le esposizioni migliori si hanno a Chiusola, Rocchetta di Vara, Castiglione Vara, Punta Pendoreto e Dorgiola. Il passaggio alla formazione sovrastante, come è osservabile a Castiglione Vara, Manzile, M. Dorgiola, a Punta Pendoreto e a Chiusola, è generalmente abbastanza repentino; infatti, nella porzione sommitale della Formazione di Val Lavagna si assiste ad una drastica riduzione dei livelli pelitici, mentre le areniti diventano progressivamente più frequenti, spesse e grossolane.

In letteratura l'unità è stata attribuita, in base ai foraminiferi, all'intervallo Albiano-Cenomaniano (TERRANOVA, 1966; ABBATE *et alii*, 1970; DECANDIA & ELTER, 1972), mentre MECCHERI *et alii* (1986) segnalano anche associazioni a nannofossili calcarei del Turoniano. Recentemente, MARRONI & PERILLI (1990), in base ai nannofossili calcarei, riferiscono questa formazione all'intervallo Campaniano-Maastrichtiano inferiore. Analogamente alle sottostanti Argille a palombini, la maggior parte dei campioni prelevati nella Formazione di Val Lavagna è sterile: i pochi campioni fossiliferi, caratterizzati dalla presenza di *Eiffellithus turriseiffelii*, *Prediscosphaera cretacea*, *Micula decussata*, *Lucianorhabdus cayeuxii* e *Calculites obscurus* sono riferibili al Santoniano superiore-Maastrichtiano. Interposta tra le Argille a palombini e le Arenarie di Monte Gottero, la formazione viene riferita all'intervallo Santoniano superiore/Campaniano inferiore-Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore.

*Santoniano superiore/Campaniano inferiore-
Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore*

1.1.3. - Arenarie di Monte Gottero (GOT)

Sinonimie:

Arenarie di M. Zatta (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Torbiditi prossimali arenacee o più raramente arenaceo-pelitiche costituite da grovacche quarzoso-feldspatiche o da grovacche feldspatiche, spesso molto grossolane, di colore grigio, marrone chiaro o ruggine all'alterazione, a cui si

intercalano rari e sottili livelli di siltiti, marne siltose ed argilliti scure. Lo spessore degli strati arenacei generalmente varia da 20-50 cm a 2-5 m, mentre quello delle peliti varia da 2-3 a 10 cm. Il rapporto arenaria/pelite è generalmente maggiore di 10. Nella porzione medio-alta della formazione, tra l'abitato di Rio (Sesta Godano) e il M. Gottero e nell'area di M. Radice, è stata distinta una litofacies (**GOT_a**), comprendente marne siltose ed argilliti marnose grigie con spessori variabili da 30 a 40 m, con intercalazioni di calcilutiti silicee o argilliti varicolori.

In sezione sottile le arenarie sono costituite da quarzo, plagioclasti prevalenti sui feldspati, rari fillosilicati, tra cui muscovite, biotite e frammenti litici; questi ultimi sono prevalentemente di tipo metamorfico o magmatico; i rari frammenti di rocce sedimentarie sono costituiti da calcareniti (GHELARDONI *et alii*, 1965; MALESANI, 1966; ABBATE, 1969). Negli strati più grossolani è caratteristica la presenza di *clay chips* e di frustoli carboniosi. Le strutture sedimentarie più frequenti sono *load casts*, *groove casts* e più raramente *flute casts*; sono inoltre presenti *slumps*, *debris flows*, canalizzazioni ed amalgamazioni. Le sequenze di Bouma più frequenti sono la Ta-b, la Ta-e e la Tb-e; a volte sono presenti intervalli in cui prevalgono torbiditi sottili Tb-d e Td-e, costituite da areniti fini, siltiti ed argilliti. L'ambiente di sedimentazione è riferibile ad una conoide prossimale (CASNEDI, 1982; NILSEN & ABBATE, 1983; CORTESOGNO *et alii*, 1987; MARINI, 1992).

Le Arenarie di Monte Gottero hanno uno spessore variabile tra 500 e 900 m. Quasi tutti i campioni prelevati nella formazione sono risultati sterili; i pochi fossiliferi sono caratterizzati da associazioni generiche, riferibili al Coniaciano superiore-Maastrichtiano per la presenza di *Cribrosphaerella erhenbergii*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Prediscosphaera cretacea* o al Santoniano superiore-Maastrichtiano per la presenza di *Micula decussata*, *Eiffellithus eximius*, *Reinhardtites anthophorus*. MARRONI & PERILLI (1990) attribuiscono la formazione all'intervallo Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore-Paleocene inferiore.

Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore-Paleocene inferiore

1.1.4. - Argilliti di Giaiette (**GTT**)

Sinonimie:

Mamoscisti variegati di Giariette (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Le Argilliti di Giaiette, note in letteratura anche come Argilliti di Ghiaiette o come Scisti del Bocco, nell'Appennino settentrionale si trovano al tetto delle Unità tettoniche Gottero e Tavarone e sono state descritte, tra gli altri, da

PERTUSATI (1972), DECANDIA & ELTER (1972) e CASNEDI (1982); in questo Foglio, esse affiorano nell'area di Sesta Godano (tra Rio e Bergassano), alla sommità delle Arenarie di Monte Gottero.

La formazione è costituita prevalentemente da argilliti, a volte siltose, da grigio-verdi a grigio-scure, talvolta varicolori, a cui si intercalano breccie polimitiche, calcareniti, calcilutiti silicee grigio-verdi ed in subordine radiolariti. Le argilliti presentano generalmente una tessitura scagliosa e mostrano un'alterazione "a saponetta". Le rare intercalazioni silicoclastiche sono più frequenti nella porzione inferiore della formazione. Le intercalazioni calcaree sono rappresentate da calcilutiti silicee da grigie a grigio-verdi, mentre le calcareniti sono rare. A luoghi la formazione è caratterizzata dalla presenza di breccie polimitiche matrice-sostenute, con la matrice scagliosa e clasti da angolari a sub-angolari, da centimetrici a metrici, prevalentemente rappresentati da calcari silicei (tipo palombini). Nell'area di Sesta Godano (tra Groppo e Rio), all'interno delle breccie, oltre ai clasti calcarei, sono presenti elementi di serpentiniti e gabbri.

Le Argilliti di Giaiette, sempre coinvolte nelle pieghe che caratterizzano le sottostanti Arenarie di Monte Gottero, sono spesso scompaginate. Il contatto con le sottostanti Arenarie di Monte Gottero non è generalmente visibile; là dove affiora (area di Sesta Godano), è tettonizzato. Lo spessore della formazione varia da 10 a 40 m circa. In base ai pochi dati disponibili in letteratura, la formazione viene riferita al Paleocene inferiore (PASSERINI & PIRINI, 1964; DECANDIA & ELTER, 1972; MARRONI, 1990); quest'età è coerente con l'attribuzione al Paleocene inferiore della parte alta delle Arenarie di Monte Gottero (MARRONI & PERILLI, 1990).

Paleocene inferiore

1.2. - UNITÀ TETTONICA BRACCO-VAL GRAVEGLIA

L'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia (CORTESOGNO *et alii*, 1978) affiorante nelle località tipo del Massiccio del Bracco, della Val Graveglia e della Val di Vara è rappresentata dalla successione ofiolitica e dalla sua copertura sedimentaria. Nel Foglio 233 Pontremoli, l'unità, spesso scomposta in scaglie tettoniche anche molto potenti, affiora nell'area centro-occidentale e comprende la successione ofiolitica del Giurassico medio-superiore e lembi della sua copertura sedimentaria. La successione ofiolitica, costituita da serpentiniti (prevalenti), gabbri e da una successione vulcano-sedimentaria, include breccie ofiolitiche, basalti e rare e sottili intercalazioni di radiolariti. La copertura sedimentaria, pelagica, comprende i Diaspri di Monte Alpe, i Calcari

a calpionelle e le Argille a palombini. Le Argille a palombini possono poggiare direttamente sui Diaspri di Monte Alpe o sulla successione ofiolitica, quando siano assenti i Calcari a calpionelle e/o i Diaspri di Monte Alpe.

1.2.1. - *Serpentiniti (SRN)*

Sinonimie:

Serpentine e peridotiti (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Ultramafiti parzialmente o totalmente serpentinite a composizione originaria da lherzolitica, più o meno impoverita di clinopirosseni, ad hazburgitica; l'impoverimento è dovuto ad un avanzato processo di fusione parziale. Nei campioni meglio conservati si riconosce una originaria struttura protogranulare più o meno distrutta da foliazioni e più raramente da *bounding* composizionale metamorfico, con ricristallizzazioni granoblastiche fino a facies a plagioclasti (ABBATE *et alii*, 1980, *cum bibl.*). Generalmente però, le ultramafiti sono quasi sempre caratterizzate da una struttura cataclastica con sviluppo di più famiglie di superfici tettoniche che suddividono la massa rocciosa in *lithons* di forma lenticolare. In sezione sottile, la paragenesi delle lherzoliti tettoniche serpentinite, nelle litologie meno alterate, è costituita da olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e spinello cromifero bruno o alluminifero verde; il plagioclasio è assai raro. Lo spessore delle ultramafiti supera gli 800 metri. BIGAZZI *et alii* (1973), applicando il metodo delle tracce di fissione su apatiti e zirconi provenienti da plagiograniti e da basalti, ottengono un'età assoluta di 160/185 MA (Giurassico inferiore-medio).

Giurassico inferiore-medio

1.2.2. - *Gabbri (GBB)*

La formazione comprende sia gabbri che cumuliti ultrafemiche (**GBB_a**): i gabbri sono generalmente rappresentati da Mg-gabbri; le cumuliti sono assai scarse e sono essenzialmente costituite da duniti. Fe-gabbri, Fe-dioriti e plagiograniti sono presenti solo in posizione secondaria nelle breccie ofiolitiche delle Liguri Esterne. Gli Mg-gabbri di solito sono rappresentati da troctoliti ed olivine; alla scala dell'affioramento presentano una struttura isotropa o più raramente pegmatoidi. In prossimità delle zone di taglio si osservano (con spessori decimetrici) strutture da gneissico-occhiate a milonitiche. In sezione sottile i gabbri sono caratterizzati da strutture ad cumulitiche; la paragenesi comprende plagioclasio, ortopirosseno e olivina, spesso con un bordo di

ortopirosseno. Gli Fe-gabbri e le Fe-dioriti, caratterizzati da plagioclasio, ortopirosseno, magnetite, ilmenite e apatite, e i plagiograniti, caratterizzati da quarzo, plagioclasio, anfiboli e apatite, sono poco diffusi. I contatti primari tra i gabbri e le ultramafiti serpentinite sono stati riconosciuti nei pressi di Rocchetta di Vara e di Scogna. I singoli corpi gabbri possono essere sia singoli filoni che grandi camere magmatiche. Lo spessore apparente della formazione si aggira intorno ai 200 metri. I Gabbri vengono comunemente riferiti al Giurassico medio.

Giurassico medio

1.2.3. - *Oficalci (OFI)*

Ultramafiti serpentinite, brecciate, con le fratture riempite di calcite fibrosa e/o di carbonati con frammenti di serpentinite. Alcuni Autori interpretano le Oficalci come breccie originatesi dal materiale del mantello, in incipiente serpentinite durante la risalita diapirica e coinvolto in un'intensa tettonizzazione; la formazione di sciami di fratture e aperture beanti con riempimento di calcite e frammenti di roccia madre avrebbe poi dato loro l'aspetto definitivo (GALBIATI *et alii*, 1976; GIANELLI, 1977; GIANELLI & PRINCIPI, 1977; CORTESOGNO *et alii*, 1978 e 1987; ABBATE *et alii*, 1980). Altri Autori attribuiscono a queste breccie una natura tettonica, per lo scorrimento del materiale del mantello sotto la litosfera continentale (DECANDIA & ELTER, 1972; LEMOINE *et alii*, 1987).

A partire dalle fratture, la paragenesi originaria è progressivamente sostituita, in regime idrotermale, da calcite, ematite, talco, cloriti, andrite e tremolite (CORTESOGNO *et alii*, 1981). Sono inoltre presenti delle fratture beanti, profonde qualche metro, che possono essere riempite da frammenti ofiolitici (prevalentemente serpentinitici) da centimetrici a decimetrici, micriti carbonatiche spesso laminate e rossastre per la presenza di ematite, talco e calcite spatica. I blocchi serpentinitici brecciati presentano strutture di esfoliazione concentrica, separate da spessori millimetrici di calcite spatica; queste strutture si possono attribuire all'azione di fluidi in rapida decompressione in ambiente idrotermale e a processi di sostituzione del serpentino da parte della calcite.

Le oficalci sono visibili a sud di Serò dove mostrano livelli ricchi di matrice sedimentaria e tra Brugnato e Rocchetta di Vara prima del ponte sul T. Gravegnola, dove un sottile livello di oficalci marca il passaggio tra le lherzoliti serpentinite e le Breccie di Monte Zenone. Le oficalci hanno l'aspetto di breccia tettonica (probabilmente deformata anche durante la tettonica

orogenica), rappresentata da lembi e blocchi di serpentinite tettonizzata e scistosa, variamente arrossata, circondati da calcite spatica che ne riempie anche le fratture. Lo spessore massimo non raggiunge i 20 metri. Questa formazione, interposta tra i Gabbri e le Breccie di Monte Zenone, viene riferita al Giurassico medio.

Giurassico medio

1.2.4. - Breccie di Monte Zenone (BMZ)

Breccie monomitiche non classate, costituite da elementi da subangolari ad arrotondati di Mg-gabbri, di dimensioni anche decametriche, e da una matrice arenacea costituita da pirosseni, cloriti e plagioclasti (ovvero i minerali che caratterizzano la paragenesi degli Mg-gabbri); talvolta la matrice è più abbondante ed è costituita da minuti frammenti di gabbro con fiamme di carbonati rossi. Lungo il T. Gravegnola, le Breccie di Monte Zenone sono costituite da clasti eterometrici di gabbri, spesso occhiadini; altre volte invece si presentano con una struttura finemente listata a composizione anfibolitica. La formazione può essere attraversata da filoni di basalto e poggia direttamente sui basalti o sugli Mg-gabbri. Le paragenesi sono tipiche del metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione: plagioclasio con alto contenuto di calcio, clinopirosseno diopsidico ed orneblenda bruna (GIANELLI & PRINCIPI, 1974; CORTESOGNO *et alii*, 1978). Alle breccie s'intercalano rari livelli di arenarie ofiolitiche e radiolariti.

Tra Brugnato e Rocchetta di Vara (presso il T. Gravegnola) le Breccie di Monte Zenone poggiano, attraverso un sottile livello di oficalci, sulle lherzoliti serpentinite. Il passaggio ai Diaspri di Monte Alpe è visibile poco a sud di Rocchetta di Vara (in sinistra del Fosso Tralacolla), lungo la strada sterrata che collega la cava nelle radiolariti alla cava più recente nelle oficalci; esso è marcato dalla presenza di breccie fini ed arenarie ofiolitiche intercalate ai primi livelli di argilliti rosse e di radiolariti. Nella sezione del T. Gravegnola le Breccie di Monte Zenone sono spesse 80 m, ma possono raggiungere anche i 150 m. In letteratura la formazione viene attribuita al Giurassico medio.

Giurassico medio

1.2.5. - Diaspri di Monte Alpe (DSA)

Radiolariti rosse, grigio-verdi o nere, a volte gradate con laminazione piano-parallela, in strati spessi 5-20 cm, a cui si intercalano subordinatamente argilliti

silicee o marnose rosse o brune, generalmente spesse da 1 a 3 cm; a luoghi, la parte alta della formazione può essere costituita da un orizzonte spesso 10-15 m di argilliti silicee rosse laminate. I Diaspri di Monte Alpe sono inoltre caratterizzati dalla presenza di brecciole, arenarie e siltiti ofiolitiche grigio-verdi (marrone chiaro all'alterazione) nella parte basale e, spesso, da marne siltose e rari e spessi strati di calcilutiti silicee nella parte sommitale, in cui possono essere intercalate lenti di breccie sedimentarie clasto-sostenute ad elementi di radiolariti (ovest di Beverone). In sezione sottile le radiolariti sono costituite da silice amorfa o microcristallina, in cui sono riconoscibili radiolari in percentuali molto variabili (dal 5-10% al 60-70%); gli ossidi di ferro e manganese (in percentuali solitamente inferiori al 10%) conferiscono alle radiolariti il caratteristico colore di alterazione rosso vinaccia, ruggine, bruno o marrone. Sebbene con alcune differenze, gli Autori sono concordi nel riferire la sedimentazione delle radiolariti ad un ambiente pelagico profondo, al di sotto della linea di compensazione dei carbonati (CCD).

Il passaggio stratigrafico per alternanza tra i Diaspri di Monte Alpe ed i Calcari a calpionelle è esposto solo nella zona di Rocchetta di Vara (tra Coste di M. Nero e Fontana di Rocchetta). Nella sezione di Casa dei Cipressi (Bergugliara), le radiolariti passano invece direttamente alle Argille a palombini. Lo spessore dei Diaspri di Monte Alpe è molto variabile, da pochi metri fino a 200-250 m; più frequentemente esso varia da 10 a 100 m. La base della formazione, affiorante nell'area di Rocchetta di Vara, viene attribuita da CHIARI *et alii* (2000) al Bajociano superiore/Bathoniano inferiore, mentre il tetto viene riferito al ?Berriasiano superiore/Valanginiano inferiore da PERILLI & NANNINI (1997) per la presenza di *Conusphaera mexicana mexicana*, nannoconidi a canale stretto del gruppo *Nannoconus steinmannii* insieme a *Tubodiscus verenae*, *Rucinolithus wisei* ed a *Calcicalathina oblongata*, nei calcari intercalati nella parte sommitale di questa formazione.

Bajociano superiore/Bathoniano inferiore-

?Berriasiano superiore/Valanginiano inferiore

1.2.6. - Calcari a calpionelle (CCL)

Calcilutiti e calcilutiti silicee di colore grigio o tortora, oca se alterate, con rare intercalazioni di marne e argilliti marnose di colore grigio, grigio-cenere, grigio-scuro; a volte la base degli strati è gradata ed è costituita da calcareniti fini; la formazione è caratterizzata dalla presenza di noduli e liste di selce scura e dalla forma ad incudine degli strati a causa della maggiore concentrazione di silice alla base ed al tetto degli strati calcarei, il cui spessore varia da 10-20 a

50-100 cm, mentre quello dei livelli pelitici varia da 5 a 50 cm. In sezione sottile i calcari sono rappresentati da *mudstone* o *wackestone* e più raramente da *packstone*; i bioclasti, solitamente ricristallizzati, sono costituiti da radiolari, spicole di spugna e calpionelle; la micrite, se non è ricristallizzata, è costituita da nannofossili calcarei e micarbs (frammenti di carbonato di calcio inferiori a 2 µm). La base calcarenitica degli strati è rappresentata da *grainstone* con ooliti, alghe calcaree, frammenti di molluschi, calcari oolitici o calcari con calpionelle e subordinatamente quarzo e miche. Gli strati carbonatici più grossolani presentano rare strutture sedimentarie, quali laminazioni, gradazioni e controimpronte. Le caratteristiche litostratigrafiche e sedimentologiche dei Calcari a calpionelle sono proprie di un deposito pelagico profondo, in parte risedimentato per correnti di torbida o rimaneggiato ad opera di correnti di fondo.

Il passaggio stratigrafico alle Argille a palombini è visibile in poche località. Nella sezione di M. Nero si osserva il passaggio per alternanza, con una riduzione degli strati carbonatici ed un incremento dei livelli pelitici, che diventano progressivamente più spessi e scuri verso l'alto. Questa formazione è ben esposta nell'area di Rocchetta di Vara, tra Fontana di Rocchetta e Coste di M. Nero. Lo spessore massimo della formazione non supera i 50 m, ma più comunemente varia da 5-10 a 30 m; gli spessori ridotti o l'assenza della formazione possono essere dovuti sia a cause tettoniche che stratigrafiche. Le associazioni a nannofossili calcarei dei campioni raccolti nell'area di Rocchetta di Vara-M. Nero-Beverone sono caratterizzate dalla presenza sia di nannoconidi a canale stretto del gruppo *Nannoconus steinmannii* che a canale largo come *N. globulus globulus*, *N. kamptneri* sia di *Cruciellipsis cuvillieri*, *Tubodiscus verenae*, *Rucinolithus wisei* e *Calcicalathina oblongata*. Queste associazioni sono coerenti con i dati di PERILLI & NANNINI (1997) che attribuiscono questa formazione formazione all'intervallo ?Berriasiano superiore/Valanginiano inferiore-Valanginiano p.p. (PERILLI & NANNINI, 1997).

?Berriasiano superiore/Valanginiano inferiore-Valanginiano p.p.

1.2.7. - Argille a palombini (APA)

Alternanza pelitico-calcarea costituita da argilliti, argilliti silicee o marnose e marne argillitico-siltitiche grigie o grigio-scure, giallastre se alterate a cui si intercalano calcilutiti e calcilutiti silicee grigio-chiare, grigio-scure, ocre se alterate, con la base dello strato a volte gradata. Lo spessore dei livelli pelitici varia da 10-20 cm a 1-2 m, mentre quello dei calcari varia da 20 a 70 cm, sebbene possa raggiungere i 2 m (forse a causa della deformazione). Le liste e i

noduli di selce sono poco frequenti, mentre è caratteristica l'alterazione a "incudine" delle calcilutiti, legata alla maggiore concentrazione di silice alla base e al tetto degli strati. Nella porzione medio-superiore della formazione aumentano la frequenza e lo spessore dei livelli pelitici, gli strati calcilutitici si riducono progressivamente e nella porzione sommitale sono intercalate anche rare e sottili calcareniti fini e siltiti grigie, grigio-scure all'alterazione. In sezione sottile, i calcari sono costituiti da *mudstone*, *wackestone* e *packstone* a radiolari e rare calpionelle; nella micrite, se non è ricristallizzata, si riconoscono nannofossili calcarei. La base gradata degli strati più grossolani è costituita da *packstone* e *grainstone* ricchi di ooliti, alghe calcaree, frammenti di molluschi, frammenti di calcari oolitici o frammenti di calcari con calpionelle associati a quarzo e miche.

Le Argille a palombini dell'Unità tettonica Bracco-Val Graveglia sono generalmente deformate e laminate tettonicamente, per cui il loro spessore è difficile da valutare; comunque esso varia da 50 a 300 m; gli affioramenti più belli e continui di questa formazione sono esposti tra Rocchetta di Vara e Oradoro. In base ai nannofossili calcarei, la porzione inferiore della formazione, campionata a Coste di M. Nero (a sud di Rocchetta di Vara) e Casa dei Cipressi (Bergugliara), viene riferita all'intervallo Valanginiano p.p.-Hauteriviano inferiore, per la presenza di *Calcicalathina oblongata*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Tubodiscus verenae* e per la presenza nella porzione superiore di *Calcicalathina oblongata*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Nannoconus bucheri* e *Nannoconus wassallii* nella porzione superiore. A Casa dei Cipressi, le Argille a palombini sovrastanti i Diaspri di Monte Alpe vengono riferite al Valanginiano p.p. per la concomitante presenza di *Calcicalathina oblongata*, *Tubodiscus verenae* e *Rucinolithus wisei*. Questi dati sono coerenti con PERILLI & NANNINI (1997). COBIANCHI & VILLA (1992) documentano, per la parte alta delle Argille a palombini campionate in Val Graveglia, anche l'Aptiano inferiore.

Valanginiano p.p.- Aptiano inferiore

1.3. - UNITÀ TETTONICA COLLI-TAVARONE

L'Unità tettonica Colli-Tavarone (MARRONI & MECCHERI, 1993) è l'unità strutturalmente più bassa tra quelle del Dominio Ligure Interno, che nell'area tipo è costituita da un substrato ofiolitico (ultramafiti e Mg-gabbri) e dalla sovrastante copertura sedimentaria (Argille a palombini, Formazione di Val Lavagna e Formazione di Tavarone). L'unità è correlabile con la Subunità di Lizza e Serò di GALBIATI (1985) ed affiora tra Rocchetta di Vara a sud e Serò-M. Antessio a nord, dove è presente solo la Formazione di Tavarone, costituita

da depositi gravitativi di massa provenienti dallo smantellamento della Successione Ligure Interna.

1.3.1. - *Formazione di Tavarone (FCT)*

Questa formazione è prevalentemente costituita da argilliti ed argilliti silicee scure o nere, con intercalazioni di siltiti marnose, siltiti, areniti, calcareniti e da paraconglomerati, breccie ed olistoliti. Le argilliti, scure o varicolori, sono prive di stratificazione ed hanno una tessitura “scagliosa”; le scaglie sono ricoperte da patine di alterazione manganesifere nere, ocra, ruggine. Le intercalazioni di calcareniti o siltiti o quarzoareniti sono in prevalenza sottili e caratterizzate da una limitata continuità laterale. I paraconglomerati, con una matrice argillitica o argillitico-siltosa in percentuali superiori al 50% ed un *sorting* scarso, sono prevalentemente costituiti da clasti di dimensioni variabili (da 2-5 a 30-35 cm) da subangolosi a subarrotondati, di calcilutiti e subordinatamente radiolariti ed ofioliti; questi paraconglomerati possono raggiungere uno spessore di 50-100 m.

Le breccie, polimittiche e matrice-sostenute, sono costituite da clasti da subarrotondati a subangolosi di dimensioni da 2-3 cm fino ad 1 m; la matrice è argillitico-siltitica e il *sorting* è scarso. Localmente, sono state distinte inoltre breccie oligomitliche clasto-sostenute a prevalenti elementi calcarei (**FCT_a**) od ofiolitici (**FCT_b**).

Gli olistoliti, frequentemente lentiformi, hanno uno spessore che varia da 40 a 50 m ed un'estensione laterale fino a 400-500 m; sono costituiti prevalentemente da litotipi o associazioni litologiche riferibili al substrato ofiolitico e alla copertura sedimentaria del Dominio Ligure Interno come Serpentiniti (**Σ**), Argille a palombini (**ap**), Formazione di Val Lavagna (**lv**), Arenarie di Monte Gottero (**go**).

Lo spessore apparente è di alcune centinaia di metri. In letteratura questa formazione viene riferita al Cretacico superiore-Paleocene inferiore (MECCHERI *et alii*, 1986) o al Paleocene (GALBIATI & RAMPOLDI, 1968; MARRONI & MECCHERI, 1993). I rari campioni fossiliferi hanno fornito generiche associazioni del Cretaceo con *Watznaueria barnesae*, *Cretarhabdus crenulatus* e *Prediscospahera cretacea*.

Cretacico superiore-Paleocene inferiore

2. - DOMINIO LIGURE ESTERNO

2.1. - UNITÀ TETTONICA OTTONE

L'Unità tettonica Ottone si è deposta verosimilmente su un substrato di tipo ofiolitico (MARRONI *et alii*, 2001); essa comprende torbiditi calcareo-marnose (Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*) e inferiormente depositi clastici grossolani, sia di natura ofiolitica che cristallina (Complessi di base *Auctt.* - MARRONI *et alii*, 1992). L'unità, affiorante in Val di Vara ed in Val di Magra, è tettonicamente interposta tra l'Unità Bracco-Val Graveglia o l'Unità tettonica Colli-Tavarone al tetto e l'Unità tettonica Canetolo alla base; essa comprende il Complesso di Casanova e il Flysch di Ottone, in cui sono intercalate le Argilliti di Monte Veri. In Val di Magra il Complesso di Casanova affiora discontinuamente e con spessori ridotti, mentre il Flysch di Ottone è più diffuso.

2.1.1. - *Complesso di Casanova (CCV)*

Sinonimie:

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

Comprende più litofacies ed olistoliti (in prevalenza riferibili alle ofioliti e alla loro copertura sedimentaria), che generalmente non occupano un preciso ordine stratigrafico, fatta eccezione per le Arenarie di Arzensio, che affiorano solo nella porzione inferiore di questo complesso, e per le Arenarie ofiolitiche (cfr. Arenarie di Casanova *Auctt.*), che nella porzione superiore passano stratigraficamente al Flysch di Ottone. A differenza di altre situazioni nell'area di questo Foglio, nella zona fra Arzensio e Pontremoli alla base dell'Unità tettonica Ottone affiorano successioni torbiditiche pelitico-arenacee (Arenarie di Arzensio), che potrebbero essere correlate alle successioni silicoclastiche affioranti in altre aree dell'Appennino alla base dell'Unità tettonica Caio (ZANZUCCHI, 1963, 1978, 1980; MONTEFORTI, 1968; COSTA & ZANZUCCHI, 1978) o dei Flysch ad Elmintoidi del Monte Cassio e del Monte Caio (MEZZADRI, 1964; MECCHERI *et alii*, 1982; VESCOVI, 1986).

Nell'area di Suvero-Zignago il Complesso di Casanova ha uno spessore variabile tra 200 e 400 m.

Arenarie di Arzensio (CCV_i)

Sinonimie:

Arenarie di Ostia (DALLA CASA & GHELARDONI, 1967)

Depositi torbiditici pelitico-arenacei caratterizzati da una fitta e regolare alternanza di strati sottili (da 2 a 6 cm) di arenarie litiche fini e siltiti e livelli spessi (da 2 a 15 cm) di argilliti; il rapporto arenaria/pelite varia da 0,5 a 1. Gli strati arenacei generalmente sono costituiti da sottili lamine piano-parallele o debolmente ondulate; le sequenze di Bouma sono di difficile valutazione. Verso l'alto questi depositi passano gradualmente a delle peliti, comprendenti siltiti debolmente carbonatiche, ed argilliti rossastre o più raramente verde scuro. Nonostante la discontinuità ed esiguità degli affioramenti e l'intensa tettonizzazione di questa litofacies, essa appare intercalata ai paraconglomerati polimittici. Gli affioramenti migliori si trovano nei pressi di Arzengio (a nord-est di Pontremoli) dove le arenarie Arzengio raggiungono uno spessore di circa 70 m. I campioni raccolti sono risultati sterili, pertanto a questa litofacies è attribuita la stessa età del Complesso di Casanova.

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

Depositi costituiti da paraconglomerati polimittici, matrice-sostenuti, con matrice scagliosa, argillitico-siltitica (in percentuali del 50-70%) o siltitico-arenitica (45-60%), di colore da grigio-scuro a marrone chiaro, oca o grigio-verde all'alterazione; sono presenti a vari livelli nel Complesso di Casanova e spesso in eteropia di facies con le altre litofacies. Le dimensioni dei clasti, da subangolari a subarrotondati, variano da pochi centimetri a qualche metro; il *sorting* è scarso. I clasti sono costituiti prevalentemente da calcari silicei tipo palombini, radiolariti, siltiti, graniti ed elementi della sequenza ofiolitica, quali basalti e serpentiniti; la frazione più grossolana della matrice è litologicamente simile ai clasti. I paraconglomerati presentano talvolta una grossolana stratificazione, evidenziata dalle variazioni della granulometria o della percentuale dei clasti, dal tipo o dalla diversa percentuale di matrice; altre volte la stratificazione è evidenziata dalla disposizione degli olistoliti e dei livelli di breccie. Lo spessore di questa litofacies, assai difficile da valutare per le eteropie di facies e per la tettonica polifasata, può tuttavia essere stimato intorno ai 300-350 m.

Breccie a prevalenti elementi calcarei (CCV_c)

Breccie clasto-sostenute prevalentemente monomittiche, costituite da clasti di calcilutiti silicee (tipo palombini) o polimittiche, quando contengono anche clasti di radiolariti, ofioliti e graniti. La matrice argillitico-siltitica o siltitico-arenitica è presente in percentuali variabili dal 10 al 40%. I clasti sono

eterometrici (da 2-3 a 40-50 cm), da angolari a subarrotondati; il *sorting* è scarso. All'interno dello stesso corpo sedimentario può sensibilmente variare sia la granulometria della matrice che la sua percentuale, così come possono variare la granulometria e/o il grado di arrotondamento dei clasti. Presenti a più livelli e sempre lenticolari, queste breccie hanno uno spessore massimo di varie decine di metri.

Breccie a prevalenti elementi ofiolitici (CCV_d)

Breccie clasto-sostenute costituite in prevalenza da clasti ofiolitici (in maggioranza basaltici) e in subordine di calcilutiti silicee (tipo palombini) e radiolariti. La matrice arenitico-siltitica, presente in percentuali variabili dal 10 al 40%, è litologicamente simile ai clasti. Le dimensioni dei clasti, da angolari a subarrotondati, variano da pochi centimetri fino al metro; il *sorting* è scarso. Queste breccie, sempre lenticolari, sono presenti a più livelli ed hanno uno spessore massimo di varie decine di metri.

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

Questa litofacies comprende torbiditi arenaceo-pelitici da medie a grossolane e torbiditi pelitico-arenacee da medie a fini, 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 argilliti, argilliti siltose e siltiti grigio-verdi, marrone ruggine all'alterazione. Lo spessore degli strati più grossolani varia da 30-50 cm a 1-3 m, mentre quello dei livelli più fini e delle peliti varia da 5 a 20-30 cm. Le strutture sedimentarie riconosciute sono la laminazione piano-parallela e, subordinatamente, la gradazione; a volte la base degli strati più grossolani è rappresentata da vere e proprie breccie. Le sequenze di Bouma più frequenti sono la Tb-c e la Tc-d e, più raramente, la Ta-b.

Olistoliti

Nel Complesso di Casanova gli olistoliti, che possono raggiungere dimensioni considerevoli (M. Dragnone), sono costituiti da ofioliti e dalla loro copertura sedimentaria e da graniti. Gli olistoliti ofiolitici comprendono essenzialmente basalti (B), gabbri (Γ) e serpentiniti (Σ): i basalti hanno un aspetto massivo o a *pillow-lavas* (con un diametro variabile da 50-100 cm a qualche metro); i gabbri sono solitamente molto alterati e friabili; le serpentiniti sono frequentemente massive e sono rappresentate sia da lherzoliti più o meno

serpentinizzate che da vere e proprie serpentiniti. Altre volte gli olistoliti ofiolitici sono costituiti da breccie monomitiche primarie. Gli olistoliti riferibili alla copertura sedimentaria delle ofioliti sono rappresentati da successioni pelitico-calcaree e calcareo-pelitiche (calcolutiti silicee, argillititi, argilliti marnose e rari livelli di siltiti) riferibili alle Argille a palombini (**ap**) e meno frequentemente ai Diaspri di Monte Alpe (**ds**). Sono presenti inoltre rari olistoliti di granito (**γ**), a grana grossolana e di aspetto brecciato.

Il passaggio stratigrafico tra le Arenarie ofiolitiche ed il Flysch di Ottone è per alternanza, come si può vedere al M. Croce, alla Fonte del Ratto, a est di Vezzola, lungo il T. Casserola e a Vezzanelli. Al M. Croce, alla Fonte del Ratto e a Vezzanelli, nella parte sommitale delle Arenarie ofiolitiche, al passaggio al Flysch di Ottone, si intercalano strati medi e spessi di torbiditi marnoso-siltose e marnoso-calcaree; lungo il Torrente Casserola, invece, all'interno delle torbiditi arenaceo-pelitiche grossolane si intercalano spesse torbiditi calcaree con la base gradata. Ad est di Vezzola il contatto tra le torbiditi arenaceo-pelitiche delle Arenarie ofiolitiche e le torbiditi calcareo-marnose del Flysch di Ottone è netto.

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 ofiolitiche, assai variabile per le frequenti variazioni laterali di facies, può raggiungere i 100-120 m. In accordo con CATANZARITI & PERILLI (2006) le prime torbiditi calcareo-marnose, intercalate nella parte sommitale delle Arenarie di Casanova *Auctt.*, vengono riferite alla biozona ad *Aspidolithus parvus parvus* del Campaniano inferiore per la presenza di *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Calculites obscurus*, *Reinhardtites anthophorus*, *Aspidolithus parvus parvus* e l'assenza di *Ceratolithoides aculeus*, presente già alla base del sovrastante Flysch di Ottone. In sintesi, l'età del Complesso di Casanova è riferibile al Campaniano inferiore.

Campaniano inferiore

2.1.2. - Flysch di Ottone (OTO)

Sinonimie:

Calcari di Ottone (MAXWELL, 1964)

Torbiditi calcareo-marnose di colore grigio-scuro, grigio-cenerino, ocra,

marrone chiaro o ruggine all'alterazione, con la base spesso gradata (calcarenitica o litoarenitica), a frattura scheggiata, a cui si intercalano argilliti ed argilliti siltose, arenarie e siltiti grigie. Lo spessore degli strati varia da 20-30 cm a 2-3 m, di cui la maggior parte è rappresentata da marne calcaree e calcari marnosi; i rari interstrati argillitici sono spessi da 1-3 a 20 cm, quelli silicoclastici da 2-3 a 5-10 cm. In sezione sottile, i calcari ed i calcari marnosi sono rappresentati da *mudstone* e *wackestone* con spicole di spugna, lamellibranchi pelagici e radiolari; la micrite invece è prevalentemente costituita da nanofossili calcarei; la base calcarenitica degli strati gradati è costituita da granuli di calcari micritici, peliti, quarzo, miche e ossidi.

Tra le strutture sedimentarie sono più frequenti la gradazione, le impronte di fondo da corrente (*groove casts*, *flute casts* o *tool marks*), la laminazione piano parallela ed incrociata, le amalgamazioni e i *clay chips*; le sequenze di Bouma sono la Td-e o Tc-e e, meno frequentemente, la Tb-e o Ta-d. Com'è noto, in questa formazione sono frequenti le tracce fossili di organismi limivori, mentre sono più rari i fucoidi. Le strutture sedimentarie e le caratteristiche stratimetriche suggeriscono per questa formazione una deposizione a tergo di un prisma di accrezione (ELTER & MARRONI, 1991; MARRONI *et alii*, 2001). Lo spessore della formazione, a causa delle laminazioni tettoniche, può variare tra 50-100 m e 300-400 m; in alcune aree (nord del M. Antessio) l'unità è costituita da un insieme di scaglie tettoniche spesse alcune decine di metri. La base della formazione, campionata a M. Croce, Fonte del Ratto, ad est di Vezzola e Debbio, viene attribuita alla parte alta del Campaniano inferiore, in base alla presenza di *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Calculites obscurus*, *Reinhardtites anthophorus*, *Aspidolithus parvus parvus* e *Ceratolithoides aculeus* e all'assenza di *Quadrum gothicum*; la porzione sommitale campionata alla Gruzza di Veppo ed al M. Dragnone viene riferita al Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore, per la concomitante presenza di *Ceratolithoides aculeus*, *Quadrum gothicum* e *Quadrum trifidum*.

Campaniano inferiore-Campaniano superiore/Maastrichtiano inferiore

Nella parte medio-bassa del Flysch di Ottone si trova intercalato il membro delle Argilliti di Monte Veri, descritto di seguito. Quest'unità, litologicamente molto simile ai paraconglomerati polimitici del Complesso di Casanova, è stratigraficamente sovrastante alle prime torbiditi calcareo-marnose (che rappresentano l'inizio della sedimentazione del Flysch di Ottone) ed affiora con continuità anche nella porzione inferiore-media della formazione (BERTOTTI *et alii*, 1986; CATANZARITI & PERILLI, 2006).

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, polimittici e mal classati, sono caratterizzati da una matrice argillitico-siltitica scagliosa o siltitico-arenitica, grigio-scura, grigio-verde, marrone se alterata, in cui sono immersi clasti eterometrici (da pochi centimetri fino a diversi metri) da subangolosi ad arrotondati, spesso ricoperti da patine di ossidi di ferro o manganese. I clasti sono prevalentemente costituiti da calcilutiti silicee (tipo palombini) e subordinatamente da radiolariti, ofioliti, graniti, areniti, siltiti, rare marne e marne calcaree. La matrice è presente in percentuali variabili tra il 45% ed il 60%; il passaggio dai depositi a matrice argillitico-siltitica a quelli a matrice siltitico-arenitica è spesso graduale; a luoghi i depositi a matrice siltitico-arenitica passano a delle vere e proprie breccie clasto-sostenute. Infine, incluse come lenti all'interno dei paraconglomerati, si trovano spesso breccie a prevalenti elementi calcarei od ofiolitici, descritte di seguito.

Breccie a prevalenti elementi calcarei (OTO_{1a})

Questa litofacies è costituita da breccie generalmente clasto-sostenute, comprendenti clasti eterometrici (da pochi centimetri fino a 0,50-1m), da subangolosi a subarrotondati, di calcari silicei, riferibili prevalentemente alle Argille a palombini e alla copertura sedimentaria delle ofioliti; sono presenti, subordinatamente, clasti ofiolitici e diasprini; la matrice, argillitico-siltitica, è litologicamente simile ai clasti. Lo spessore può raggiungere varie decine di metri.

Breccie a prevalenti elementi ofiolitici (OTO_{1b})

Sono generalmente rappresentate da depositi clasto-sostenuti con elementi eterometrici (da pochi centimetri fino a circa 1 m o anche più) angolosi o subangolosi di rocce ofiolitiche (in maggioranza basalti); la matrice, siltitico-arenitica, ha composizione simile a quella dei clasti; lo spessore massimo può raggiungere varie decine di metri.

Olistoliti

All'interno delle Argilliti di Monte Veri sono talvolta presenti olistoliti, di varie dimensioni, rappresentati da basalti (**B**), gabbri (**G**), serpentiniti (**S**),

granito (**γ**), Formazione di Val Lavagna (**lv**), Argille a palombini (**ap**), Calcari a calpionelle (**cc**) e Diaspri di Monte Alpe (**ds**), del tutto simili a quelli presenti nel Complesso di Casanova, descritto precedentemente.

Il membro delle Argilliti di Monte Veri, come il Complesso di Casanova, mostra spesso una grossolana stratificazione, talvolta lenticolare, marcata dalla giacitura degli olistoliti, delle breccie e dei diversi corpi di paraconglomerati, che presentano caratteri litologici e tessiturali tra loro diversi. Lo spessore massimo stimato per le Argilliti di Monte Veri è di 150-200 m; buone esposizioni si hanno in Val di Vara (area di Zignago) ed in Val di Magra (tra Tresana e Camporella).

Le Argilliti di Monte Veri, intercalate nella porzione inferiore e media del Flysch di Ottone, vengono riferite al Campaniano-Mastrichtiano inferiore. Infatti, le campionature effettuate nelle torbiditi calcareo-marnose affioranti nella porzione inferiore, nell'area di Zignago-Suvero e di Groppo, sono riferibili alla biozona a *Ceratolithoides aculeus* del Campaniano inferiore, mentre quelle effettuate nella porzione stratigraficamente più alta delle Argilliti di Monte Veri (alla Gruzza di Veppo e al M. Dragnone) sono riferibili alla biozona a *Quadrum gothicum* del Campaniano superiore/Mastrichtiano inferiore.

Campaniano inferiore-Campaniano superiore/Mastrichtiano inferiore

3. - DOMINIO SUBLIGURE

3.1. - UNITÀ TETTONICA CANETOLO

L'unità affiora in lembi discontinui interposti tra il tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana e l'Unità tettonica Ottone. Nelle aree tipo di affioramento (Val Parma, Valle di Roccaferara) l'Unità tettonica Canetolo comprende (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963) una porzione basale paleocenica-eocenica prevalentemente argillitica (Argille e calcari di Canetolo), a cui sono associate torbiditi calcaree eoceniche (Calcari di Groppo del Vescovo) ed una porzione superiore oligo-miocenica prevalentemente arenitica (Arenarie di Ponte Bratica) e arenaceo-conglomeratica (Arenarie di Petriagnicola). In questo Foglio affiorano tutte queste formazioni.

3.1.1. - Argille e calcari di Canetolo (ACC)

Sinonimie:

Kalk-Ton Serie *p.p.*

La formazione è composta da strati sottili e medi di argilliti grigio-scuri o nere, fogliettate e lucide, con intercalazioni di calcari lutitici grigio-scuri (in strati da 10 a 40 cm), a luoghi silicei, a cui si intercalano torbiditi calcareo-marnose a base arenitica, in strati spessi o molto spessi (1-2 m) con sequenze di Bouma Ta-e, talora Tb-d, brecciole a macroforaminiferi planctonici (Nummuliti, Discocycline, Globorotalie, Globigerine, ecc.) e calcareniti bioclastiche gradate in strati da 30 cm a 1-1,5 m circa.

Le Argille e calcari di Canetolo sono ben esposte in varie zone: lungo il T. Monia (tra Villa e Gigliana) e il T. Caprio (tra Serravalle, Caprio, Rocca Sigillina e Cavallana), a Bagnone (località Molini di Marzo), in varie località del comune di Zeri e lungo l'alto corso della Val Gordana. La formazione è spesso molto scompaginata a causa della tettonica polifasata e lo spessore apparente è da stimarsi intorno ai 100-200 metri. Il passaggio alla formazione dei Calcari di Groppo del Vescovo, che si ritrovano sia intercalati nella porzione medio-superiore sia al tetto delle Argille e calcari di Canetolo, è stratigrafico e può essere netto o per alternanza.

Le condizioni di affioramento non consentono di osservare in dettaglio il contatto con le Arenarie di Ponte Bratica, costantemente mascherato da coperture di vario genere. Poco a est di Bagnone, al margine occidentale del Foglio limitrofo (234 Fivizzano), lungo il Canale di Ridolama, è visibile il passaggio tra le due formazioni, interpretabile come stratigraficamente discordante (*paraconformity*).

La formazione viene riferita all'intervallo Paleocene superiore-Eocene medio, in base alle associazioni a nannofossili calcarei riconosciute, riferibili alle biozone a *Discoaster multiradiatus* (NP9) del Paleocene superiore (Thanethiano), a *Discoaster binodosus* (NP11) dell'Eocene inferiore, a *Discoaster sublodoensis* (NP14) e *Nannotetrina fulgens*, (NP15) dell'Eocene inferiore-medio (Ypresiano-Luteziano)-

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)

Torbiditi calcaree e calcareo-marnose grigio-chiare, in strati da medi a spessi (20-80 cm), con la base calcarenitica ricca di bioclasti (Nummuliti, Discocycline, Globorotalie, Globigerine, ecc.), a cui si intercalano calcari marnosi silicei, areniti fini, argilliti e argilliti marnose; gli intervalli pelitici sono a volte frequenti. Le torbiditi presentano impronte di fondo, laminazione piano parallela, ondulata e talora convoluta nella porzione medio-alta degli stessi; le sequenze di Bouma, talvolta complete (Ta-e), sono frequentemente tronche (Tb-e, Td-e).

La formazione è frequentemente lenticolare con uno spessore variabile, che può raggiungere i 200 m. Il passaggio alle Argille e calcari di Canetolo è stratigrafico, di solito netto, talvolta per alternanze con un'aumento delle intercalazioni argillitiche e una diminuzione delle torbiditi calcareo-marnose. Sulla base delle associazioni a nannofossili calcarei, che hanno permesso di riconoscere le biozone a *Discoaster binodosus* e *Tribrachiatus orthostylus* (NP11, NP12), *Discoaster lodoensis* (NP13) e *Discoaster sublodoensis* (NP14), la formazione dei Calcari di Groppo del Vescovo viene riferita all'Eocene inferiore-medio (Ypresiano-Luteziano).

Eocene inferiore-medio

3.1.3. - Arenarie di Ponte Bratica (ARB)

Sinonimie:

Arenarie verdi di Petriagnacola (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963)

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

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

Torbiditi arenaceo-pelitiche grigio-verdi, costituite da un'alternanza regolare di strati sottili (da 5 a 20 cm) di arenarie fini micacee e di strati sottili siltitici o più raramente argillitici; localmente le siltiti possono prevalere. Il rapporto arenaria/pelite, generalmente vicino a 1, talvolta risulta molto minore. Le strutture sedimentarie più frequenti sono la laminazione piano-parallela e quella convoluta; le sequenze di Bouma sono incomplete, quelle più comuni sono la Tb-e e la Tc-e. In sezione sottile nelle arenarie prevale il quarzo, mentre plagioclasti e feldspati sono in subordine; il cemento è spesso carbonatico e può raggiungere il 40%; generalmente le siltiti hanno un tenore in mica più elevato rispetto a quello delle arenarie. Nella parte alta la formazione presenta strati molto spessi (1-3 m) di arenarie grossolane verde-nocciola, a base microconglomeratica, prive di strutture sedimentarie evidenti; a volte gli strati sono amalgamati.

La formazione affiora in varie località, fra cui Arzenigo, Piagna e M.

Zuccone. Lo spessore massimo raggiunge gli 80 metri. L'età della formazione nell'area del Foglio è tuttora incerta, a causa dello scarso contenuto fossilifero e del suo rimaneggiamento. Alcuni campioni prelevati nella zona di Virgoletta hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei dell'Oligocene inferiore (biozona a *Sphenolithus predistentus*, NP23), mentre altri campioni, prelevati a est di Bagnone (Pastina, al margine occidentale del contiguo Foglio 234 Fivizzano) nella parte sommitale della formazione, sono caratterizzati da associazioni a nannofossili calcarei riferibili dubitativamente al Miocene inferiore. Quindi le Arenarie di Ponte Bratica potrebbero essere riferite all'Oligocene/?Miocene inferiore, in accordo con quanto riportato da CERRINA FERONI *et alii* (1991) e CATANZARITI *et alii* (2002).

Oligocene/?Miocene inferiore

3.1.4. - Arenarie di Petrignacola (APE)

Sinonimie:

Puddinga compattissima di Petrignacola (ANELLI, 1927)

Arenarie verdi di Petrignacola (BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963)

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

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

Arenarie grossolane in potenti bancate (1-3 m) a base conglomeratica e conglomerati polimitici, in strati spessi e molto spessi, frequentemente amalgamati. Le arenarie, in sezione sottile, si rivelano immature con abbondanti plagioclasti sericitizzati, quarzo ad estinzione ondulata, frammenti litici di lave andesitiche e di rocce sedimentarie. I conglomerati, eterometrici, sono costituiti da clasti da centimetrici a metrici di rocce metamorfiche, magmatiche e in subordinate sedimentarie. La formazione, eteropica con la parte medio-superiore delle Arenarie di Ponte Bratica, raggiunge uno spessore massimo di 10-20 metri. I numerosi campioni prelevati per l'analisi dei nannofossili calcarei sono risultati sterili. CERRINA FERONI *et alii* (1991) attribuiscono le Arenarie di Petrignacola all'Oligocene inferiore; per i rapporti stratigrafici con quella sottostante, la formazione può essere attribuita all'Oligocene/?Miocene inferiore.

Oligocene/?Miocene inferiore

4 - DOMINIO TOSCANO

4.1. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Nel Foglio Pontremoli, l'Unità tettonica della Falda Toscana è rappresentata in prevalenza dai depositi oligo-miocenici (Macigno, Olistostroma di Monte Modino, Marne di Marmoreto, Arenarie di Monte Modino); la successione mesozoico-terziaria, affiorante anche lungo i torrenti Teglia, Mangiola e Geriola (affluenti di destra del F. Magra) e nella zona di Cassana (Val di Vara), è superbamente esposta lungo il T. Gordana a sud di Codolo (Orrido di Giaredo), dove comprende il Calcare selcifero di Limano, i Diaspri, la Maiolica e la Scaglia toscana. In questa sezione quindi è presumibilmente presente una lacuna di sedimentazione che si estende dal Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore (età documentata per la parte alta del Calcare selcifero di Limano) ed il Bajociano superiore/Oxfordiano superiore (età della base dei Diaspri).

4.1.1. - 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)

Calcolutiti silicee e più raramente calcareniti gradate, di colore grigio o grigio-chiaro, grigio-giallastre se alterate, ben stratificate con lenti, liste e noduli di selce grigio-chiaro, talvolta marrone chiaro o rossastra, a cui si intercalano sottili livelli di marne, marne argillose o calcaree, grigio-scuere al taglio, marrone chiaro o giallastre se alterate. Lo spessore degli strati calcarei generalmente varia da 10 a 50 cm, quello dei livelli pelitici da 2-3 a 5-7 cm e quello delle selci tra 1-2 e 3-5 cm, anche se può raggiungere 10-15 cm. I calcari sono rappresentati prevalentemente da *mudstone* e *wackestone* con *pellets*, radiolari, spicole di spugna, rari foraminiferi, alghe calcaree, piccoli lamellibranchi pelagici, ammoniti, *Stomiosphaera*, *Globochaete* e quarzo. Le strutture sedimentarie più frequenti nei livelli grossolani sono gradazioni, laminazioni e bioturbazioni.

La prevalenza di calcilutiti e calcareniti fini suggerisce per questa formazione una sedimentazione profonda, in un'area non molto distante da una piattaforma carbonatica, come la porzione distale di una rampa carbonatica, in parte alimentata da risedimenti di mare basso.

Il Calcare selcifero di Limano, solitamente interposto tra il Rosso ammonitico alla base e i Calcari e marne a Posidonia al tetto, in altre aree è ben sviluppato (come in Val di Serchio, Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana), con spessori variabili tra 100 e 250-300 m. Nel Foglio 233 Pontremoli questa formazione è esposta solo in Val Gordana (Orrido di Giaredo) dove affiora soltanto la sua parte sommitale, con una potenza di alcune decine di metri. I pochi campioni fossiliferi hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei del Pliensbachiano superiore, con *Crepidolithus crassus*, *Parhabdolithus liasicus*, *Calcivascularis jansae*, *Lotharingius hauffii* e l'assenza di *Lotharingius sigillatus*. Questi dati sono coerenti con le ammoniti del Pliensbachiano superiore segnalate in letteratura per questa formazione: *Amaltheus spinatum*, *Amaltheus margaritatus*, *Hildoceras algovianum*, *Arietoceras bertrandi*, *Hildoceras domarense* e *Hildoceras ruthense*. Pertanto la formazione viene riferita al Pliensbachiano superiore *p.p.* - Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore.

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

4.1.2. - Diaspri (DSD)

Sinonimie:

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

Radiolariti di colore rosso, verde, grigio, rosso mattone, grigio-scuro, nero, in strati spessi da 2-3 a 10-30 cm, con lenti, noduli e strati di selce (grigia, grigio-chiara, rosa o rosso fegato), a cui si intercalano argilliti silicee di colore rosso, verde o grigio-verde, con strati generalmente spessi da 1 a 3 cm, talvolta fino a 7 cm. Nella porzione superiore, le argilliti silicee sono più frequenti e progressivamente più calcaree, fino a divenire marne e marne calcaree con intercalazioni di rari calcari silicei rosa, chiari o verdastri. Questo intervallo, spesso pochi metri, è correlabile con gli Scisti ad Aptici *Auctt.* In sezione sottile i diaspri sono costituiti da silice amorfa o quarzo microcristallino, radiolari (dal 5-30% al 50-60 %), ossidi di ferro e di manganese (5-15%). Le gradazioni, 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 rare e di difficile riconoscimento. I Diaspri si sono sedimentati in un ambiente di pelagico profondo, sotto il limite di

compensazione dei carbonati (CCD).

In Val Gordana i Diaspri sono ben esposti nell'Orrido di Giaredo, dove raggiungono uno spessore di 40 m. Il passaggio stratigrafico alla Maiolica è graduale ed è caratterizzato dalla comparsa di strati sottili (1-6 cm) di calcari marnosi grigio-rosati o grigio-verdi, che diventano progressivamente più frequenti e spessi (fino a 35 cm) ed assumono una colorazione grigio-chiara in prossimità del contatto con la Maiolica. Per le associazioni a radiolari segnalate da CORTESE (1991 e 1993) e CHIARI *et alii* (1994), la base della formazione può essere riferita ad un intervallo che va dal Bajociano superiore/Bathoniano medio-superiore all'Oxfordiano medio/superiore.

In base alle associazioni a radiolari, la parte inferiore della formazione viene riferita ad un'intervallo compreso tra il Bajociano superiore/Bathoniano inferiore e l'Oxfordiano medio-superiore (CORTESE, 1991; 1993; CHIARI *et alii*, 1994) e il tetto al passaggio Titoniano superiore-Berriasiano basale (CONTI *et alii*, 1985). In Val Gordana il tetto della formazione, rappresentato dagli Scisti ad Aptici *Auctt.*, viene riferito al Titoniano superiore per la presenza di *Conusphaera mexicana mexicana* e *Lithraphidites carniolensis carniolensis* e l'assenza di nannoconidi a canale stretto del gruppo *Nannoconus steinmannii* negli Scisti ad Aptici *Auctt.* (PERILLI, 1997). In sintesi, i dati biostratigrafici (in base a radiolari e nannofossili calcarei) disponibili suggerirebbero di attribuire alla formazione un'età che va dal Bajociano superiore/Oxfordiano superiore al Titoniano superiore *p.p.* Pertanto, essendo stato documentato il Pliensbachiano superiore/Toarciano inferiore al tetto del Calcare selcifero di Limano, e in mancanza di dati biostratigrafici, potrebbe essere ipotizzata una lacuna di sedimentazione alla base dei Diaspri, al passaggio Giurassico inferiore - Goirassico medio.

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

4.1.3. - 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 di colore bianco o grigio, nocciola chiaro se alterate, in strati medi, con liste e noduli di selce grigio-chiara o avana, meno frequentemente scura, spesse da pochi millimetri fino a 15 cm; le liste ed i noduli sono più abbondanti nella porzione inferiore della formazione. Alle calcilutiti si intercalano rari e sottilissimi livelli di argilliti calcaree o marne grigie o grigio-verdi, spesse da 1 a 3 cm e strati medi e spessi di calcareniti e

calciruditi gradate grigio-scuri. In sezione sottile, le calcilutiti sono prevalentemente costituite da *mudstone* e *wackestone* a radiolari e rare calpionelle, con intraclasti di quarzo detritico e feldspati; la micrite è solitamente ricristallizzata; le calcareniti sono costituite da *packstone* e *grainstone* con *pellets*, ooliti, foraminiferi bentonici, frammenti di alghe ed echinodermi. Le strutture sedimentarie riconosciute sono rappresentate da gradazioni negli strati più spessi e laminazioni piano-parallele; le controimpronte da corrente sono rarissime.

Lo spessore della formazione è di 20-30 m. Il passaggio stratigrafico alla Scaglia toscana è visibile solo in Val Gordana ed è marcato dalla comparsa di sottili intercalazioni pelitiche scure.

Le associazioni a calpionelle riportate in letteratura per la parte bassa della formazione affiorante in Val Gordana (GHELARDONI *et alii*, 1965) sono caratterizzate dalla sola presenza di *Calpionella aff. Calpionella alpina* e *Tintinnopsella* spp. riferibile al Titoniano superiore-Cretacico inferiore. Le associazioni a nannofossili calcarei della porzione basale della Maiolica sono caratterizzate dalla presenza di *Conusphaera mexicana mexicana* e *Lithraphidites carniolensis carniolensis*; i campioni prelevati dalla porzione mediana sono caratterizzati dalla concomitante presenza di *Conusphaera mexicana mexicana*, *Lithraphidites carniolensis* e *Nannoconus steinmannii*. Queste associazioni permettono di riferire la porzione inferiore della Maiolica all'intervallo Titoniano superiore-Berriasiano inferiore. Invece, i campioni prelevati nella porzione superiore della formazione sono risultati (in base ai nannofossili calcarei) sterili oppure hanno presentato associazioni poco significative del Cretacico inferiore. Pertanto, interposta tra i Diaspri e la Scaglia toscana, la Maiolica viene riferita all'intervallo Titoniano superiore *p.p.*-Aptiano inferiore *p.p.*

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

4.1.4. - 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 costituita da più litofacies, che in altre aree dell'Appennino settentrionale sono così estese e potenti da poter essere distinte come unità litostratigrafiche a sé stanti. In questo Foglio, in particolare, la formazione è costituita dalle litofacies calcarea e calcareo-pelitica (affiorante lungo l'orrido di Giaredo, in Val Gordana) e dalla litofacies pelitica, che è quella arealmente più estesa e potente, non distinte in carta.

In Val Gordana, lungo il binario di servizio della diga (a sud di Codolo Chiesa) affiora la parte basale cretacea della Scaglia toscana, ovvero la litofacies calcarea, che dal basso verso l'alto può essere suddivisa in quattro intervalli:

- l'intervallo calcareo basale è rappresentato da calcilutiti silicee e rare marne calcaree costituite da *wackestone* e rari *mudstone* a bioclasti (con radiolari e in subordine frammenti di lamellibranchi pelagici, non determinabili) e foraminiferi planctonici; la micrite è costituita da nannofossili calcarei, prevalentemente rappresentati da nannoconidi a canale stretto;

- il sovrastante intervallo pelitico-siliceo, spesso 7 m, noto in letteratura come "Marne a Fucoidi", è costituito da argilliti marnose e marne silicee, di colore nero, grigio-verdastro, talora con aspetto ardesiaco, a cui si intercalano calcari silicei grigio-verdi;

- l'intervallo calcareo-siliceo è costituito da marne silicee e marne calcaree, a cui si intercalano subordinate calcilutiti e calcilutiti silicee, costituite da *wackestone* a bioclasti (radiolari, foraminiferi planctonici e frammenti di lamellibranchi pelagici, non determinabili); nella micrite costituita da nannofossili calcarei i nannoconidi sono rari;

- l'intervallo calcareo-marnoso sommitale è caratterizzato da calcari e calcari marnosi grigio-verdi, a cui si intercalano marne e marne calcaree grigie o grigio-verdi; in sezione sottile si notano *wackestone* a bioclasti e *mudstone*. Tra i foraminiferi planctonici si riconoscono forme riferibili al gruppo delle *Hedbergelle-Ticinelle* e rari individui di *Rotalipora* spp. a carena acuta; nella micrite costituita da nannofossili calcarei i nannoconidi sono assenti.

L'intervallo calcareo basale, per la presenza dei nannoconidi a canale stretto, di *Eprolithus floralis*, di foraminiferi planctonici del gruppo *Hedbergelle-Ticinelle* e di forme riferibili a *Rotalipora* spp., è riferibile all'Aptiano inferiore-Albiano. I campioni prelevati dall'intervallo pelitico-siliceo sono risultati sterili o hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei non significative. Il terzo e il quarto intervallo, per la presenza di *Eprolithus floralis* e di forme riferibili a *Rotalipora* cf. *Rotalipora ticinensis* e per l'assenza di nannoconidi, sono attribuibili all'Albiano superiore. Questi quattro intervalli, che hanno uno spessore complessivo di 30 m, sono correlabili alle Marne a Fucoidi e alla Scaglia *p.d.* di GHELARDONI *et alii* (1965) ed alle Argilliti nere e alla Scaglia

rossa inferiore di REUTTER & SERPAGLI (1961).

Sempre in Val Gordana, a valle della diga, affiora la parte alta terziaria della Scaglia toscana, che è rappresentata dalle litofacies calcareo-pelitica e pelitica, corrispondenti alla Scaglia rossa superiore di REUTTER & SERPAGLI (1961), alla Scaglia p.d. di GHELARDONI *et alii* (1965), alle Argilliti di Brolio *p.p.* e alle Marne del Sugame *p.p.* di FAZZUOLI *et alii* (1985).

La litofacies calcareo-pelitica, non più spessa di varie decine di metri, è costituita da una regolare alternanza di strati sottili e medi di calcilutiti e calcilutiti marnose grigie, rosate o verdi, calcareniti fini grigie (rare) e peliti rosse, grigie o verdi; le calcilutiti sono spesso ricche di foraminiferi planctonici, con forme cretache rimaneggiate.

La litofacies pelitica è costituita da argilliti, argilliti silicee, argilliti marnose, marne e marne siltose a frattura prevalentemente aghiforme o scagliosa, di colore rosso mattone, verde o grigio-scuro, ruggine o nero se alterata; lo spessore degli strati pelitici (quando valutabile) varia generalmente da pochi millimetri a 5-10 cm. Alle peliti si intercalano strati sottili di calcilutiti e calcilutiti silicee (5-10 cm) grigie o verde chiaro, calcareniti fini grigie e radiolariti diasprine (da 3-5 a 7 cm). Le calcilutiti, talvolta molto frequenti (soprattutto nella porzione inferiore), sono costituite da *mudstone*, *wackestone* e *packstone* a planctonici, tra i quali prevalgono i foraminiferi ed i radiolari.

In Val Gordana, REUTTER & SERPAGLI (1961) e GHELARDONI *et alii* (1965) riportano per questa litofacies calcareo-pelitica e pelitica le associazioni a globigerine e globorotalie, riferibili all'Eocene inferiore-medio. Nella valle del T. Mangiola, la parte alta della Scaglia toscana è costituita da marne e calcari marnosi grigio-verdastri, di spessore variabile (massimo 10 m), correlabili con le Marne di Rovaggio di KRAMPE (1964).

Il passaggio stratigrafico tra la Scaglia toscana ed il Macigno, raramente esposto, è solitamente netto. Lo spessore apparente della Scaglia toscana può raggiungere complessivamente i 300 m; in Val Gordana la litofacies calcarea raggiunge i 40-50 m, mentre quelle sovrastanti sono spesse circa 200-250 m. L'età attribuita alla Scaglia toscana, interposta tra la Maiolica ed il Macigno, va dall'Aptiano inferiore *p.p.* all'Oligocene superiore *p.p.*

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

4.1.5. - Macigno (MAC)

Sinonimie:

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

Questa formazione è rappresentata da torbiditi prevalentemente arenacee

nella porzione inferiore, arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee nella parte media e alta; localmente sono presenti torbiditi calcareo-marnose. La porzione inferiore della formazione, ben affiorante lungo la strada provinciale Sesta Godano-Orneta, è costituita da arenarie grigie, ocre all'alterazione, da medie a grossolane, in strati spessi (1-5 m), organizzati sovente in corpi canalizzati a geometria lenticolare, con gradazione scarsa o assente; questa litofacies è riferibile alla facies torbiditica A (arenacea) di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972).

La porzione medio-alta, ben esposta lungo la strada provinciale Sesta Godano-Zeri, è costituita prevalentemente da torbiditi arenaceo-pelitiche, talora pelitico-arenacee, caratterizzate da arenarie da medie a grossolane, in strati da spessi a molto spessi (50-300 cm). La facies torbiditica arenaceo-pelitica, con rapporto arenaria/pelite elevato, è riferibile alla facies C di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972). Le strutture sedimentarie più frequenti sono le impronte di fondo, la gradazione, la laminazione parallela, obliqua e convoluta; le sequenze di Bouma, generalmente complete (Ta-e), possono essere rappresentate dal solo intervallo Ta; si osservano anche sequenze mancanti degli intervalli Tb e Td (Ta-c-e, Ta-c).

La porzione superiore della formazione, che si può osservare presso Calice al Cornoviglio e M. Malone (a sud di M. Gottero), è costituita da torbiditi pelitico-arenacee, riferibili alla facies D di MUTTI & RICCI LUCCHI (1972), con un rapporto arenaria/pelite inferiore o uguale ad 1. Localmente le peliti sono nettamente predominanti. Gli strati di arenarie, da medie a fini, e di siltiti, talora carbonatiche, sono spessi da pochi cm a 1,5 m. Le strutture sedimentarie più comuni sono le laminazioni, parallele o convolute, mentre le impronte di fondo sono rare; le sequenze di Bouma sono generalmente incomplete (Tb-e, Tc-e, Tc); raramente si osservano intervalli Ta lentiformi alla base degli strati. A luoghi (a nord-est di Pontremoli) la parte alta è caratterizzata anche dalla presenza di rari olistostromi costituiti da paraconglomerati e brecce con clasti calcarei (OMM, ove distinti).

Le arenarie del Macigno sono state classificate da COSTA *et alii* (1992) come areniti feldspato-litiche (*sensu* DICKINSON, 1970). Le arenarie hanno composizione quarzoso-feldspatica con abbondante quarzo, frequenti feldspati, biotite, muscovite, clorite e minerali accessori, fra i quali granato, zircone, tormalina e frammenti litici (5 al 25%); tra i frammenti litici si riconoscono granuli di rocce plutonico-metamorfiche, rocce vulcaniche e rari granuli di rocce sedimentarie; in generale il materiale interstiziale è scarso ed è costituito da una epimatrice e da un cemento di tipo fillosilicatico. Studi petrografici condotti sulla frazione litica fine (< 1/16 mm) delle arenarie hanno permesso a COSTA *et alii* (1992) di distinguere, sulla base del contenuto in frammenti di rocce vulcaniche (Lv) una petrofacies inferiore (caratterizzata da Lv > 18%) e una

petrofacies superiore (caratterizzata da $L_v < 18\%$). GANDOLFI & PAGANELLI (1993), attraverso lo studio della quantità di epidoto contenuto nelle arenarie oligo-mioceniche dell'Appennino Settentrionale, hanno individuato una petrofacies, tipica della formazione del Macigno, caratterizzata da un contenuto in epidoto pari, in media, al 25%. L'ambiente di sedimentazione viene riferito ad una conoide esterna (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; SAGRI, 1975; GHIBAUDO, 1980).

Il contatto tra il Macigno e le Marne di Marmoreto è stratigrafico (anche se a volte appare tettonizzato); a luoghi è infatti visibile il passaggio graduale tra la litofacies pelitico-arenacea del Macigno e le siltiti marnose della formazione soprastante. Talvolta (a ovest di Arzelato), invece, tra le due formazioni si interpone l'Olistostroma di Monte Modino. Lo spessore della formazione è prossimo ai 2300 m.

I pochi campioni risultati fossiliferi prelevati nel Macigno hanno fornito associazioni povere e mal conservate; tuttavia in alcune località sono state recuperate associazioni caratterizzate dalla concomitante presenza di *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus* e *Sphenolithus ciperoensis*, riferibili alla biozona NP25 (*Sphenolithus ciperoensis*). Alcuni campioni prelevati nella zona di Costa Pelata hanno inoltre fornito associazioni caratterizzate dalla sola presenza di *Cyclicargolithus abisectus* e pertanto riferibili alla biozona NN1 (*Triquetrorhabdulus carinatus*). In sintesi, dai dati di letteratura (COSTA *et alii*, 1992) e dai risultati acquisiti per questo Foglio, il tetto del Macigno a Costa Pelata è attribuibile al Miocene inferiore (biozona NN1); pertanto, si può attribuire al Macigno un'età compresa tra l'Oligocene superiore *p.p.* (Chattiano sommitale) e il Miocene inferiore *p.p.* (Aquitano basale).

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

4.1.6. - 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)

Affiora a ovest di Arzelato e nei dintorni di Vignolo e comprende successioni argillitico-calcaree molto scompagnate, messe in posto come *debris*

flow, *slump* e *slide*; i litotipi prevalenti sono costituiti da argilliti scure, calcilutiti silicee e calcari marnosi e marne calcaree. Queste successioni possono essere riferite alle formazioni delle Argille e calcari di Canetolo e dei Calcari di Groppo del Vescovo (Unità tettonica Canetolo) e alle torbiditi calcareo-marnose dei Flysch a Elmintoidi *Auctt.*

Lo spessore dell'Olistostroma di Monte Modino è molto variabile e non supera i 100 m. Sebbene le successioni riconosciute al suo interno appartengano ad un intervallo compreso tra il Cretacico inferiore e il Paleogene, la sedimentazione viene riferita all'intervallo Oligocene superiore *p.p.*-Miocene inferiore *p.p.* sulla base della sua posizione stratigrafica, in accordo con DALLAN *et alii* (1981), ABBATE & BRUNI (1987), BRUNI & PANDELI (1992, *cum bibl.*) e PERILLI (1994).

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

4.1.7. - 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.*

Questa formazione è indicata in letteratura anche come Marne di Marra (PAGANI & ZANZUCCHI, 1970), Marne di Pontecchio (GÜNTHER, 1966), Macigno siltoso (VALLONI, 1978), membro siltoso superiore del Macigno (PLESI, 1971) ed è costituita marne e marne siltose grigio-verdi, a frattura scagliosa e siltiti marnose micacee grigio-scure, più chiare all'alterazione; si intercalano strati sottili e medi di areniti, areniti mangesifere e siltiti e, a luoghi, bancate arenacee e argilliti varicolori. Le siltiti non hanno una stratificazione evidente, ma sono caratterizzate da numerose superfici di fissilità a basso angolo. Localmente, presso Gigliana (Costa Pelata), le siltiti verso l'alto passano per alternanza a torbiditi arenaceo-pelitiche. L'analisi petrografica di alcuni campioni raccolti nell'area di Zeri ha evidenziato la presenza degli stessi minerali che compongono le arenarie del Macigno: quarzo, muscovite, feldspati, biotite, clorite e frammenti di vetro vulcanico. A ovest di Tresana e a nord di Filattiera, all'interno delle Marne di Marmoreto si intercalano successioni pelitiche e pelitico-calcaree simili a quelle riconosciute nel sottostante Olistostroma di Monte Modino e riferibili all'Unità tettonica Canetolo.

Lo spessore della formazione varia tra 50 e 100 m. Il contatto con le

sovrastanti Arenarie di Monte Modino è visibile nell'area di Gigliana. Le associazioni a nannofossili calcarei più significative nei campioni prelevati nel Foglio sono riferibili alla parte alta dell'Oligocene superiore (biozona NP25 a *Sphenolithus ciperoensis*) per la concomitante presenza di *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites scrippsae*, *Sphenolithus moriformis* e *Sphenolithus ciperoensis*. In alcuni campioni, prelevati nella parte alta della formazione sono state determinate associazioni a nannofossili calcarei riferibili al Miocene inferiore (biozona NN1 a *Triquetrorhabdulus carinatus*). Pertanto, attribuiamo a questa formazione un'età che va dall'Oligocene superiore *p.p.* al Miocene inferiore *p.p.*

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

4.1.8. - 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)

Affiorano, con uno spessore di circa 10 m, solo nella zona di Gigliana (Costa Pelata) al di sopra delle Marne di Marmoreto dove sono costituite da strati sottili e medi (5-30 cm) di torbiditi pelitico-arenacee quarzoso-feldspatiche, da mediofini a fini, con un rapporto arenaria/pelite inferiore a 1.

I campioni prelevati a Gigliani per l'analisi dei nannofossili calcarei sono risultati sterili. In letteratura, la formazione viene riferita all'Oligocene superiore in base ai foraminiferi (COCCIONI & WEZEL, 1980), mentre, in base alle associazioni a nannofossili calcarei (CATANZARITI *et alii*, 1991; PLESI *et alii*, 1998, 2000) la porzione inferiore della formazione viene riferita all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Chattiano sommitale-Aquitano basale).

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

5. - DEPOSITI FLUVIO-LACUSTRI VILAFRANCHIANI AUCTT. DEI BACINI DI AULLA-OLIVOLA-VILAFRANCA IN LUNIGIANA, PONTREMOLI E SESTA GODANO

L'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale è caratterizzata, fino al Miocene superiore (Tortoniano inferiore), da una tettonica compressiva, legata alla migrazione del sistema catena-avanfossa-avampaese, ancora attiva sul margine padano della catena. Sul margine tirrenico dell'Appennino Settentrionale, alla tettonica compressiva segue una fase tettonica a carattere distensivo, legata all'apertura del bacino tirrenico; essa ha inizio nel Miocene superiore nella Toscana a sud dell'Arno e nel Pliocene inferiore nella Toscana a nord dell'Arno e determina la formazione di depressioni tettoniche (*semigraben*), delimitate da faglie dirette. In tali depressioni si è instaurata una sedimentazione terrigena continentale (argille, sabbie e conglomerati), di età via via più recente, procedendo dall'interno verso l'esterno della catena (TREVISAN, 1952; GIANNINI & TONGIORGI, 1958; NARDI, 1961; FEDERICI, 1973; DALLAN NARDI & NARDI, 1972; ELTER *et alii*, 1975; FEDERICI, 1980; FEDERICI & RAU, 1980; BARTOLINI *et alii*, 1983; BERTOLDI, 1997).

Nel Foglio 233 Pontremoli i depositi villafranchiani *Auctt.* affiorano nelle depressioni tettoniche della Val di Magra e, limitatamente, della Val di Vara. In Val di Magra, nei bacini di Aulla-Olivola-Villafranca in Lunigiana e di Pontremoli, la successione è arealmente molto estesa e presenta gli spessori maggiori. In Val di Vara i sedimenti plio-pleistocenici affioranti nel bacino di Sesta Godano, essenzialmente argilloso-sabbiosi, sono relativamente spessi, ma poco estesi.

Nei depositi Villafranchiani *Auctt.* affioranti nel Foglio, sono stati segnalati già a partire dalla fine dell'800 resti fossili di vertebrati (COCCHI, 1856; CAPELLINI, 1886, 1888 e 1889; FORSYTH MAJOR, 1890; UGOLINI, 1902; AZZAROLI, 1950, 1970 e 1977; FEDERICI, 1981). Le associazioni fossilifere di Olivola rappresentano le faune-tipo della unità faunistica più antica del Villafranchiano superiore. Recentemente i depositi del Villafranchiano affioranti ad Aulla-Olivola-Villafranca in L., Pontremoli e Sesta Godano sono stati datati anche in base alle associazioni polliniche da FEDERICI *et alii* (1982), BERTOLDI (1984, 1988, 1995, 1997), BERTOLDI & CASTELLO (1991). Facendo riferimento alla differenti età attribuite alle argille basali affioranti ad Aulla e Pontremoli, FEDERICI (1978), BERNINI *et alii* (1996, *cum bibl.*) e BERTOLDI (1997) suggeriscono l'esistenza di due bacini lacustri distinti; altri Autori invece propendono per l'esistenza di un bacino unico (ROVERETO, 1939; RAGGI, 1988).

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)

La formazione è caratterizzata dalla prevalenza di litofacies argilloso-sabbiose ed in subordine sabbiose e conglomeratico-sabbiose. Le litofacies argilloso-sabbiose sono costituite da argille sabbiose grigie o grigio-azzurre e da sabbie siltose giallo-ocra; a luoghi le argille e le argille sabbiose sono ricche di frammenti di lignite, anche di dimensioni decimetriche. Talvolta le argille e le argille sabbiose, in cui è possibile riconoscere impronte di foglie o molluschi, sono nere e fetide alla percussione. A questi litotipi si intercalano sabbie, anche grossolane, giallo ocra e spessi livelli conglomeratici generalmente matrice-sostenuti, con clasti da subarrotondati ad arrotondati; questi livelli conglomeratici, alimentati dallo smantellamento dei rilievi appenninici, comprendono elementi riferibili a numerose unità tettoniche (Unità Liguri o Subliguri, Unità tettonica della Falda Toscana, Complesso Metamorfico Apuano); i conglomerati con clasti metamorfici sono ben visibili anche in aree poste a nord del T. Taverone. La formazione, cartografata estesamente in Val di Magra, è stata osservata direttamente solo su alcuni fronti di cava, come nella zona di Aulla e presso Pontremoli (C. Corvi), o lungo l'alveo di qualche torrente, come presso Filattiera. Nel bacino di Pontremoli la porzione basale della Formazione di Aulla è rappresentata da una litofacies sabbioso-conglomeratica, dove è stato riconosciuto anche un sottilissimo paleosuolo. Nel bacino di Sesta Godano, area in cui la formazione è scarsamente rappresentata, alla base della successione sono presenti conglomerati matrice-sostenuti, eterometrici con clasti poco arrotondati, cui si intercalano sabbie argillose; la porzione superiore della formazione è invece costituita da sabbie argillose giallo ocra, con intercalazioni di livelli sottili di conglomerati clasto-sostenuti, con un'elevata percentuale di matrice e ciottoli in parte appiattiti ed embriciati.

La formazione passa stratigraficamente ai Conglomerati di Olivola; i passaggi laterali e verticali con la formazione sovrastante sono visibili solo in pochi punti (cave di Aulla e di Casa Corvi a Pontremoli); il passaggio è marcato dalla presenza di livelli sabbiosi che aumentano verso l'alto e si intercalano ai conglomerati basali della formazione sovrastante. Lo spessore della Formazione di Aulla varia da pochi metri a 80-100 m. Le litofacies argilloso-sabbiose, che affiorano nel bacino di Aulla-Olivola-Villafranca in Lunigiana, sono riferite al Villafranchiano medio da FEDERICI *et alii* (1982), mentre BERTOLDI (1988) le

data al Rusciniense superiore. Nel bacino di Sesta Godano sono riportate associazioni polliniche del Villafranchiano inferiore da BERTOLDI & CASTELLO (1991); quelle del bacino di Pontremoli sono riferite al Villafranchiano superiore (BERTOLDI, 1984). Recentemente ABBAZZI *et alii* (1995), in base a faune a vertebrati con *Procapraeulus cusanus* e *Pseudodanas ex gr. pardinensis lyra*, attribuiscono al Villafranchiano inferiore la successione affiorante nella cava di Aulla, già attribuita da BERTOLDI (1988) al Rusciniense.

Rusciniense superiore-Villafranchiano superiore p.p.

5.2. - CONGLOMERATI DI OLIVOLA (OLP)

Sinonimie:

Ghiaie, sabbie ed 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, affiorante lungo la valle del Magra, è costituita prevalentemente da litofacies conglomeratiche e conglomeratico-sabbiose. I conglomerati, polimitici, eterometrici, sono generalmente clasto-sostenuti, più raramente matrice-sostenuti; il grado di cementazione è generalmente buono. Litologicamente, i ciottoli variano notevolmente da un bacino all'altro e all'interno dello stesso bacino; i litotipi più frequenti provengono dal rimaneggiamento delle unità litostratigrafiche dell'Unità tettonica della Falda Toscana e del Complesso Metamorfico Apuano. La stratificazione, assente o poco distinta, è spesso marcata da intercalazioni sabbiose o sabbioso-argillose, talvolta lignitifere. Le caratteristiche granulometriche e tessiturali indicano sistemi deposizionali sia di tipo delta-conoide, sia di tipo fluviale. Nel bacino di Pontremoli, i Conglomerati di Olivola sono caratterizzati dalla prevalenza di ciottoli di arenarie riferibili alla formazione del Macigno.

La formazione ha uno spessore molto variabile, da qualche metro a circa 150 m. Ad Olivola, nella parte sommitale della Formazione di Aulla, immediatamente sottostante i Conglomerati di Olivola, sono segnalati resti di vertebrati, riferibili alla parte basale del Villafranchiano superiore (COCCHI, 1856; CAPELLINI, 1886, 1888 e 1889; FORSYTH MAJOR, 1890; ZACCAGNA, 1898, 1932; AZZAROLI, 1950, 1970 e 1977). Anche a Pontremoli i Conglomerati di Olivola sono attribuiti al Villafranchiano superiore *p.p.*

Villafranchiano superiore p.p.

6. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Comprendono i depositi di ambiente continentale dovuti alle acque superficiali (depositi alluvionali terrazzati o di fondovalle, depositi palustri), alla gravità (depositi di frana, depositi di versante), all'azione glaciale (till indifferenziato), a più agenti morfogenetici (depositi eluvio-colluviali) o di origine antropica. Le frane saranno illustrate più approfonditamente anche in seguito, insieme alle deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), soprattutto per i loro aspetti socio-economici e applicativi.

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

Sono generalmente costituiti da sedimenti polimittici ciottolosi, ghiaiosi e sabbiosi, subordinatamente argilloso-limosi; si trovano soprattutto lungo i corsi d'acqua principali (F. Magra, F. Vara) e lungo i loro maggiori affluenti. Normalmente sono riconoscibili più ordini di terrazzamenti, che riflettono l'evoluzione del reticolo idrografico e l'alternarsi di fasi di sedimentazione e incisione. Sono frequenti ghiaie grossolane monomittiche, composte da ciottoli di arenaria Macigno in matrice sabbiosa, localmente prevalente, di colore rosso ocra. Possono distinguersi cicli più antichi, caratterizzati quasi esclusivamente da ghiaie e conglomerati monogenici ed eterometrici a ciottoli di arenaria Macigno, verosimilmente connessi con i sollevamenti recenti del crinale appenninico, iniziati nel Pleistocene medio/superiore(?). I depositi dei cicli più recenti hanno spesso composizione e tessitura simili a quelli più antichi e sono caratterizzati da minor alterazione e, talora, da maggior variabilità litologica; essi sono verosimilmente espressione di un'idrografia che non differisce molto da quella attuale e sono riferibili prevalentemente all'Olocene. Lo spessore è variabile da pochi decimetri ad alcune decine di metri. Età: ?Pleistocene medio/superiore-Olocene.

?Pleistocene medio/superiore-Olocene

6.2. - COLTRI ELUVIO-COLLUVIALI (**b₂**)

Sono costituite prevalentemente da sedimenti eluviali e colluviali, normalmente argilloso-limoso-sabbiosi, profondamente pedogenizzati; si trovano in genere a quote relativamente alte rispetto ai fondovalle, in corrispondenza di pianori, non di rado alla sommità di blocchi ribassati da faglie dirette. Lo spessore è di pochi metri. Età: ?Pleistocene medio/superiore-

Olocene.

?Pleistocene medio/superiore-Olocene

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

Sono rappresentati da accumuli generalmente scompaginati e di composizione variabile, frequentemente costituiti da frammenti litoidi eterometrici dispersi in abbondante matrice; più raramente, si riconoscono vasti ammassi inglobanti o costituiti da corpi rocciosi meno scompaginati, prodotti da scorrimenti di roccia in blocco. Le caratteristiche granulometriche e tessiturali non differiscono quindi sostanzialmente da quelle dei corpi di frana in evoluzione. Essi sono riferibili a fenomeni che non mostrano, se non localmente, indizi di evoluzione in atto o molto recente, come ad esempio lesioni e cedimenti nei manufatti, drenaggio superficiale sconvolto, vegetazione molto degradata; al contrario, spesso si presentano rimodellati dall'opera dell'uomo. In questa categoria sono compresi anche corpi di frana la cui genesi potrebbe essere riferibile a condizioni morfo-strutturali e climatiche diverse da quelle attuali; in mancanza di riferimenti cronologici più precisi, si ritiene che la maggior parte di tali frane possano essersi attivate durante il sollevamento dell'Appennino Settentrionale (?Pleistocene medio/superiore), in concomitanza di fasi interglaciali caratterizzate da precipitazioni particolarmente intense e verosimilmente da eventi sismici connessi con il sollevamento. Lo spessore è notevolmente variabile e dipende da molti fattori, fra i quali: tipo di movimento, materiale interessato, estensione del fenomeno; nei corpi di frana più vasti può superare il centinaio di metri. Età: ?Pleistocene medio/superiore-Olocene.

?Pleistocene medio/superiore-Olocene

6.4. - TILL INDIFFERENZIATO (**c₁**)

È costituito da accumuli di clasti eterometrici, prevalentemente monomittici (Arenarie di Monte Gottero) dispersi in abbondante matrice limoso-sabbiosa; i clasti hanno frequentemente forma rotondeggiante o subangolosa; stratificazione e classazione sono generalmente assenti. Sono stati riconosciuti lungo il versante nord del M. Gottero (m 1639 s.l.m.) e di altri rilievi (M. Teccio al Sole, M. Pitone, M. Spiaggi, ecc.), lungo confine tra la Toscana e l'Emilia-Romagna; localmente sono riconoscibili orli più o meno conservati di circhi glaciali e resti di altre forme caratteristiche, come archi e cordoni morenici. Lo spessore raramente supera la decina di metri. I depositi glaciali di queste zone

appenniniche sono in genere attribuiti all'ultima glaciazione (CARTON & PANIZZA, 1988, *cum bibl.*); per la loro datazione nell'area di questo Foglio non sono disponibili però analisi polliniche o datazioni radiometriche. CASTALDINI *et alii* (1998) attribuiscono i depositi e le forme glaciali studiati nella zona tra l'Abetone e Pievepelago (province di Pistoia e Modena, Foglio 250 Castelnuovo di Garfagnana) al periodo di massima espansione del Würm III della catena alpina. Età: Pleistocene superiore (Würm).

Pleistocene superiore

6.5. - DEPOSITI PALUSTRI (e₃)

Affiorano in Val di Vara, a sud-est di Sasseta, lungo il versante nord-occidentale del M. Dragnone. Tali depositi sono rappresentati prevalentemente da argille limose e torbe, che raggiungono uno spessore modesto (presumibilmente inferiore a 10 m). L'origine è da mettere in relazione con lo sviluppo di un vasto fenomeno di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV, vedi cap. 7.2). Età: Pleistocene superiore-Olocene.

Pleistocene superiore-Olocene

6.6. - DEPOSITI DI FRANA IN EVOLUZIONE (a₁)

Si tratta in genere di accumuli generalmente scompaginati, di composizione variabile; spesso sono costituiti da frammenti litoidi dispersi in abbondante matrice; si trovano anche accumuli comprendenti corpi rocciosi meno scompaginati, prodotti da scorrimenti di roccia in blocco. Sono stati rilevati indizi significativi di movimenti in atto o molto recenti, quali ad esempio: lesioni nei manufatti, fessure al coronamento e/o al piede, variazioni nel regime idrogeologico e nel drenaggio superficiale, consistente degrado vegetazionale. Lo spessore, che dipende soprattutto dal tipo di movimento, dal materiale interessato e dall'estensione del fenomeno, può superare negli accumuli di frane più importanti una decina di metri. Età: Olocene.

Olocene

6.7. - DEPOSITI DI VERSANTE (a)

Sono costituiti da accumuli di frammenti litici eterometrici, di composizione variabile in dipendenza delle litologie affioranti e spesso monomittici; la matrice

è generalmente scarsa o assente, ma localmente può essere abbondante; gli accumuli derivanti dalla disgregazione di formazioni calcaree possono essere cementati. I depositi detritici sono frequenti alla base di scarpate e di versanti rocciosi acclivi e lungo i pendii, dove la pendenza si riduce; gli accumuli più estesi derivano dal disfacimento di formazioni calcareo-marnose o arenacee (ad esempio: arenaria Macigno, Flysch di Ottone, Arenarie di Monte Gottero). Gli accumuli detritici possono disporsi sia come con i falde detritiche dal contorno piuttosto irregolare, sia al fondo di vallecicole e depressioni morfologiche, dove tendono ad assumere il perimetro della forma ospitante. Lo spessore varia da pochi metri a oltre 10 metri. Età: Olocene.

Olocene

6.8. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E ATTUALI (b)

Sono costituiti da ghiaie, sabbie e limi, di composizione generalmente polimittica; formano i fondovalle di lunghi tratti dei corsi d'acqua principali, in particolare quelli dei fiumi Magra e Vara, ma anche di molti affluenti maggiori; possono raggiungere estensioni considerevoli, come lungo il medio corso del Magra, nella zona di Villafranca in Lunigiana. Molte aree occupate da questi depositi sono esondabili, anche con tempi di ritorno di pochi anni; possono così verificarsi gravi danni ai manufatti, soprattutto in prossimità dell'alveo. Lo spessore, generalmente ridotto, di rado raggiunge o supera i 30 metri. Età: Olocene.

Olocene

6.9. - DEPOSITI ANTROPICI (h)

Sono rappresentati da accumuli di materiali eterogenei ed eterometrici, che si trovano isolati in aree di pianura o collinari; generalmente sono riferibili a discariche di inerti o a terrapieni e rilevati per la realizzazione di opere varie (autostrada, ferrovia o altro). Lo spessore, variabile, è normalmente inferiore a una decina di metri. Età: Olocene.

Olocene

V - TETTONICA

Nell'area di questo Foglio, già sede di numerosi studi a carattere geologico (ELTER & SCHWAB, 1959; ELTER & RAGGI, 1965a, 1965b; GHELARDONI, 1966; ELTER & PERTUSATI, 1973; MONTEFORTI & RAGGI, 1975; PERTUSATI *et alii*, 1977; FEDERICI, 1978; MONTEFORTI & RAGGI, 1980; TREVES & ANDREANI, 1984; RAGGI, 1988; MECCHERI *et alii*, 1986; BERNINI, 1988, 1991; MARRONI, 1988; BERNINI & LASAGNA, 1988; MARTINI & PLESI, 1988; MARINI, 1973, 1977, 1989; ELTER & MARRONI, 1991; MARRONI & MECCHERI, 1993 e altri ancora), sono presenti unità tettoniche appartenenti ai grandi domini paleogeografici dell'Appennino Settentrionale (fig. 4); in particolare, partendo da quella strutturalmente più elevata fino alla più profonda, si trovano:

- Unità tettonica Gottero (Dominio Ligure Interno);
- Unità tettonica Bracco-Val Graveglia (Dominio Ligure Interno);
- Unità tettonica Colli-Tavarone (Dominio Ligure Interno);
- Unità tettonica Ottone (Dominio Ligure Esterno);
- Unità tettonica Canetolo (Dominio Subligure);
- Unità tettonica della Falda Toscana (Dominio Toscano).

Questo edificio strutturale è il prodotto dell'evoluzione tettonica dell'Appennino Settentrionale, che si è realizzata in più fasi: dapprima la chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese, situato tra la placca europea e quella apula, con la subduzione e l'obduzione della crosta oceanica durante il Cretacico e la collisione continentale nell'Eocene medio; successivamente, tra l'Oligocene e il Miocene, una fase tettonica intracontinentale che ha coinvolto la

placca apula.

L'insieme delle Unità Liguri è pertanto sovrascorso e si è impilato sulla copertura deformata e scollata della placca apula, con le unità più interne già strutturate e accavallate su quelle più esterne. Le deformazioni che hanno interessato le Liguridi Interne (Fase Ligure di ELTER, 1975), e che nelle Alpi corrispondono alla Fase mesoalpina, sono responsabili della strutturazione di queste unità tettoniche e dell'esumazione di unità a più alto grado metamorfico, con sviluppo di superfici di taglio e pieghe rovesciate. Non esistendo misure radiometriche, esse possono essere datate solo in base a considerazioni stratigrafiche: poiché è conosciuta sia l'età della formazione più recente coinvolta nella deformazione, sia l'età della formazione più antica appartenente al Bacino Terziario Piemontese, trasgressiva sulle Unità Liguri, si può affermare che le deformazioni delle Liguridi Interne sono comprese tra il tardo Paleocene e l'Eocene medio. Strutture legate alla Fase Ligure sono riconoscibili anche nelle Liguridi Esterne; queste unità sono state successivamente coinvolte in un'importante fase deformativa miocenica (Fase Toscana), che le ha portate a sovrascorrere sul Dominio Toscano ed su quello Umbro-Marchigiano.

L'Unità tettonica Canetolo (Subligure), di età paleocenica superiore-miocenica inferiore, comprendente corpi sedimentari depositi in tempi e luoghi diversi per la migrazione del fronte compressivo, è interessata nella porzione inferiore argillitico-calcareo da fasi dell'Eocene medio, nella porzione superiore silico-clastica da fasi mioceniche.

L'Unità tettonica della Falda Toscana è interessata da una prima fase deformativa (fase tangenziale, fase *sin-nappe* Auctt.) dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, responsabile della strutturazione principale, derivata dall'evento tettono-metamorfico e dell'individuazione dell'Unità tettonica della Falda Toscana. L'età è stata definita anche radiometricamente, in base ai rapporti $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (KLIGFIELD *et alii*, 1986) condotti nelle miche sincinematiche e corrisponde a 27 Ma. Quest'evento risulta legato ad una tettonica compressiva, connessa con la collisione continentale. Segue un'altra fase a partire dal Miocene medio, legata ad una tettonica tardiva (*post-nappe* Auctt.), che deforma ulteriormente il precedente edificio strutturale; gli studi radiometrici hanno datato questa fase a 12-14 Ma (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et alii*, 1986) sulla base dei rapporti K-Ar e $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ condotti su miche sincinematiche. Per le fasi tardive si può individuare solo il limite cronologico superiore, conoscendo l'età dei depositi fluvio-lacustri basali della Lunigiana (Rusciniano superiore) e della Garfagnana (?Rusciniano superiore-Villafranchiano inferiore).

1. - STUDIO STRUTTURALE

Lo studio strutturale ha considerato gli elementi planari e quelli lineari, legati sia alla deformazione duttile (superfici di scistosità e di clivaggio, piani assiali, assi di piega, lineazioni d'intersezione) sia alla tettonica fragile (*joints* e faglie); sono state esaminate diverse stazioni di misura, localizzate sulle formazioni delle varie unità tettoniche. I risultati ottenuti alla mesoscala, confrontabili spesso con quelli alla scala cartografica, sono illustrati di seguito per ciascuna unità tettonica.

1.1. - UNITÀ TETTONICHE GOTTERO, BRACCO-VAL GRAVEGLIA, COLLI-TAVARONE

Tali unità sono state trattate unitariamente in quanto presentano un'evoluzione comparabile; sulla base di una comune evoluzione strutturale è plausibile ritenere che esse appartengano ad uno stesso dominio paleogeografico.

Prima Fase Deformativa (D_1)

Essa è caratterizzata da pieghe isoclinali e subisoclinali a geometria simile (classe 2 di RAMSAY, 1967); nelle litologie più competenti sono presenti pieghe a geometria parallela (classe 1B-1C di RAMSAY, 1967); le dimensioni delle pieghe sono centimetriche o decimetriche nei litotipi meno competenti, metriche in quelli competenti a maggior spessore originario, com'è osservabile presso Cordano e Oradorno e a Beverone; gli assi (A_1) hanno direzioni comprese tra N150 e N70 ed immergono sia verso i quadranti occidentali che verso quelli orientali; associata a queste pieghe si sviluppa una scistosità pervasiva (S_1) di aspetto sericeo ed apparentemente untuosa al tatto, tipo *slaty cleavage*, con associata blastesi metamorfica di basso grado; essa forma un angolo molto basso con la stratificazione (S_0) (figg. 5, 6 e 7).

Nelle sequenze litologiche caratterizzate da alternanze di diversa competenza (Argille a palombini, Formazione di Val Lavagna, parzialmente Arenarie di Monte Gottero), si passa da uno *slaty cleavage* nelle peliti ad un clivaggio di frattura nei litotipi più competenti, dove si hanno frequenti stiramenti e *boudinages*. Nelle rocce più competenti (Arenarie di Monte Gottero, ofioliti, Diaspri di Monte Alpe), la scistosità è sostituita da un clivaggio di frattura ben spaziato. Anche lo sviluppo di fasce cataclastiche, associate a piani di taglio, che individuano le unità tettoniche, è attribuibile ad un evento

tardivo della fase D_1 .

Seconda Fase Deformativa (D_2)

Essa è caratterizzata da uno stile di piegamento molto disarmonico; le pieghe (P_2) di sviluppo metrico e decametrico possono essere ovest-vergenti ed est-vergenti. Nelle formazioni a scarsa competenza (Argille a palombini e Formazione di Val Lavagna) si sviluppano pieghe a geometria simile (classe 2 di RAMSAY, 1967), spesso con fianchi budinati e strappati; sono frequenti anche pieghe tipo *kink* e asimmetriche; nei livelli competenti a maggior spessore si hanno pieghe a geometria parallela (classe 1B-1C di RAMSAY, 1967). La foliazione di piano assiale (S_2) si manifesta nelle argilliti come un clivaggio di crenulazione molto pervasivo (figg. 5, 6 e 7) mentre nelle rocce competenti come clivaggio di frattura, da pervasivo a ben spaziato.

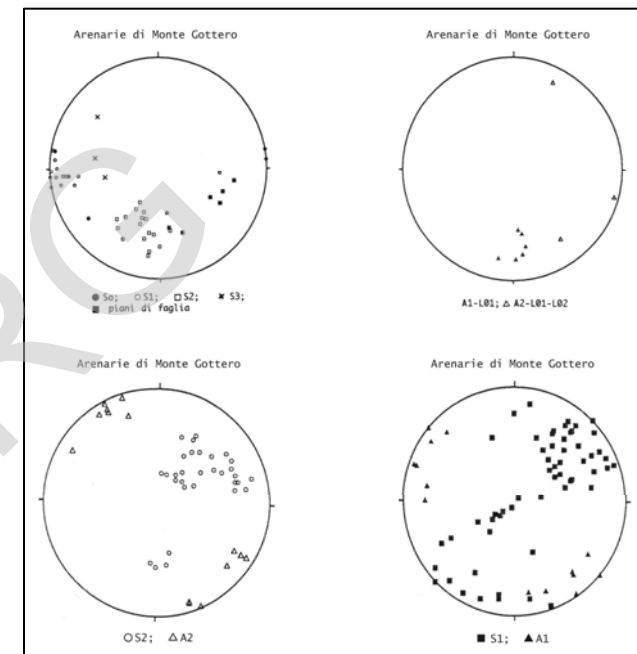


Fig. 5 - Proiezioni stereografiche della stratificazione e degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 , D_2 e D_3 e alla fase distensiva delle Arenarie di Monte Gottero (Unità tettonica Gottero).

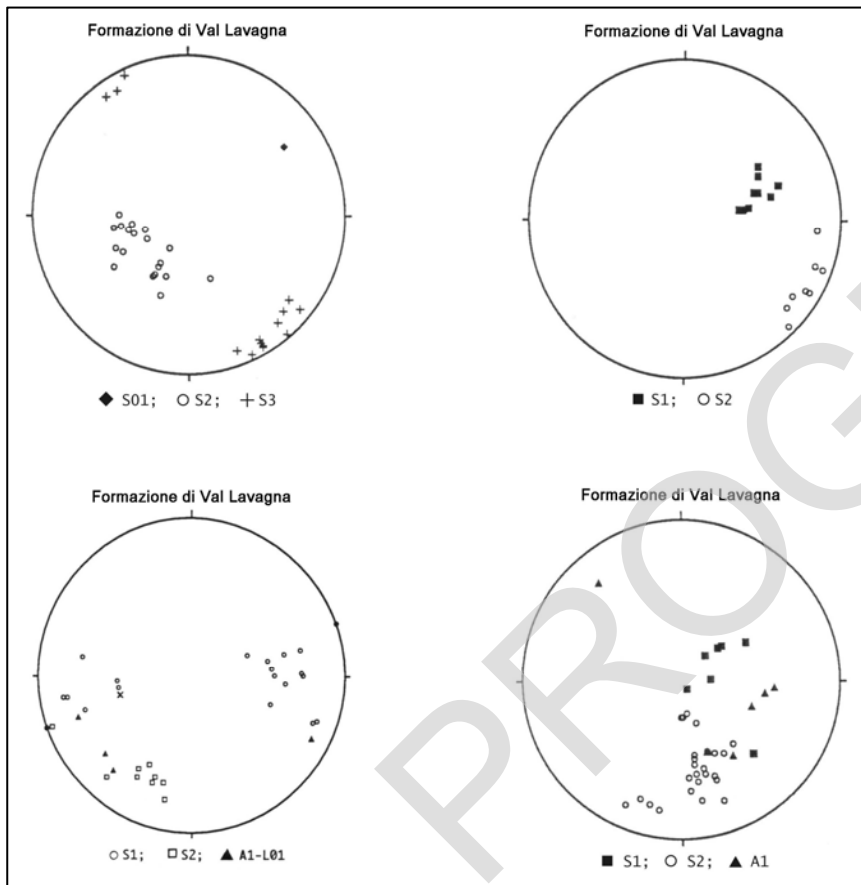


Fig. 6 - Proiezioni stereografiche degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 , D_2 e D_3 della Formazione di Val Lavagna (Unità tettonica Gottero).

Come evoluzione finale di queste superfici si hanno piani di taglio associati a fasce cataclastiche che accompagnano gli accavallamenti (ad esempio nell'area sud-occidentale dove le varie unità tettoniche si accavallano una sull'altra). Gli assi (A_2), suborizzontali o poco inclinati, generalmente compresi tra N170 e N120, presentano anche forti dispersioni (da N160 a N40 e da N90 a N30), con conseguente dispersione della scistosità di piano assiale (figg. 5, 6 7).

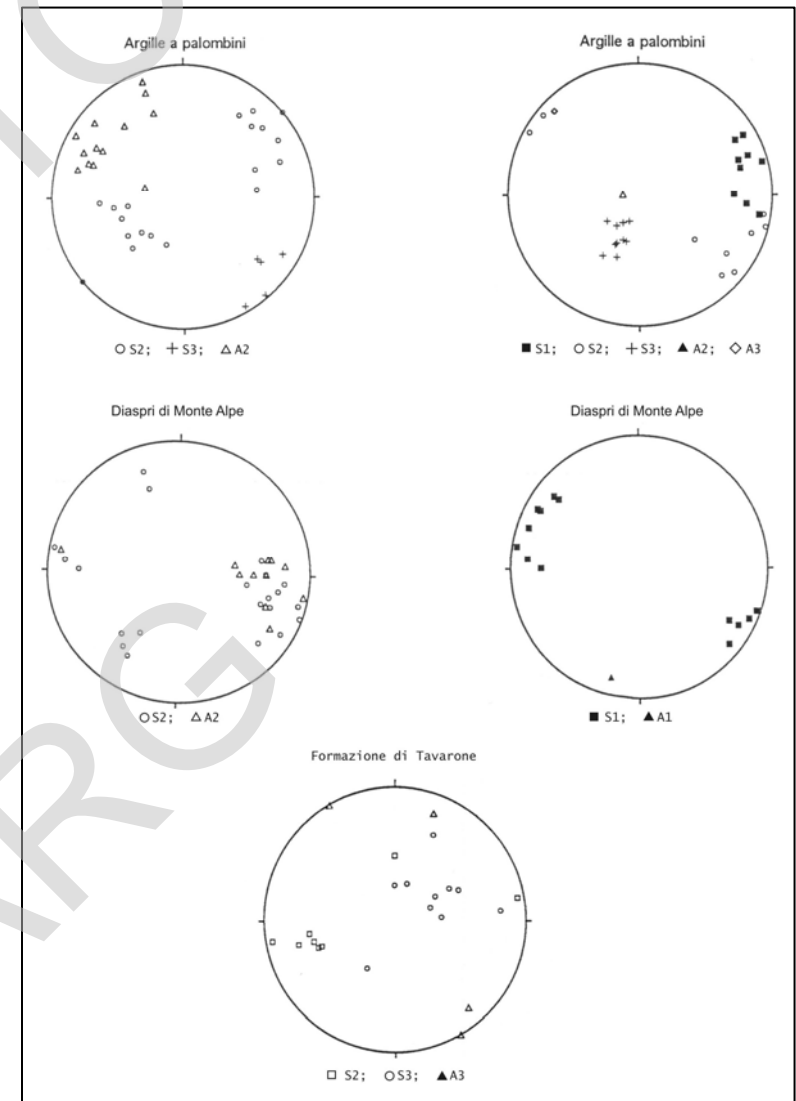


Fig. 7 - Proiezioni stereografiche degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 , D_2 e D_3 delle Argille a palombini, dei Diaspri di Monte Alpe (Unità tettonica Bracco-Val Graveglia) e della Formazione di Tavarone (Unità tettonica Colli-Tavarone).

Alla scala cartografica gli effetti della seconda fase sono rappresentati da pieghe a largo raggio di curvatura, in cui si sono deformate le strutture e le superfici generate in precedenza (sinclinale di Beverone - Rocchetta di Vara, fig. 8). Il senso generale di trasporto è verso nord-est.

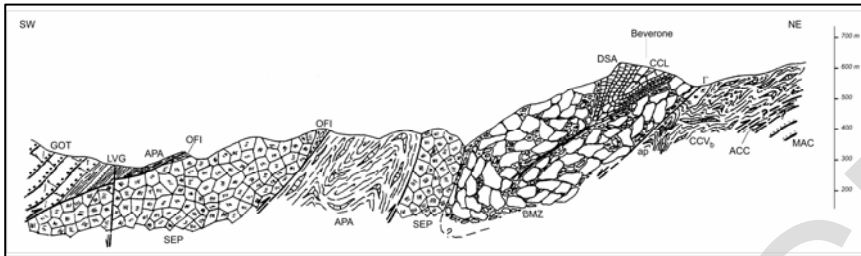


Fig. 8 - La sinclinale di Beverone - Rocchetta di Vara. GOT: Arenarie di Monte Gottero; LVG: Formazione di Val Lavagna; APA: Argille a palombini; CCL: Calcari a calpionelle; DSA: Diaspri di Monte Alpe; OFI: Oficalci; BMZ: Brecce di Monte Zenone; SEP: Serpentiniti; CCV: Paraconglomerati polimitici con olistoliti di Argille a palombini (ap) e di Gabbri (I); ACC: Argille e calcari di Canetolo; MAC: Macigno.

Terza Fase Deformativa (D_3)

L'evidenza di deformazioni tardive è data dalla presenza di pieghe blande con asse N135 suborizzontale e piani assiali compresi tra N140 e N105, poco inclinati ed immergenti a nord-est (ripiegamento nelle Argille a palombini di pieghe di seconda fase e delle superfici di accavallamento delle Unità tettoniche Gottero e Bracco-Val Graveglia tra Stedomelli e Costa Fregaro). Anche se non è stato associato ad elementi deformativi conosciuti, è stato messo in evidenza un clivaggio (S_3), compreso tra N80 e N40 ed immergente 50-60° a nord-ovest. Sono stati rilevati sistemi di *joints* molto regolari e pervasivi, localmente singoli, più spesso divisi in due sistemi coniugati, prevalentemente di direzione antiappenninica, in alcuni casi appenninica.

Fase deformativa distensiva

Nelle Unità Liguri le faglie dirette s'impostano talvolta su superfici strutturali preesistenti; nell'area di M. Gruzzo, dove l'Unità tettonica Gottero viene a contatto con l'Unità tettonica Bracco - Val Graveglia, tali faglie hanno una direzione est-ovest.

1.2. UNITÀ TETTONICA OTTONE

Prima Fase Deformativa (D_1)

Gli studi strutturali, condotti esclusivamente su formazioni competenti (Flysch di Ottone ed Arenarie di Casanova *Auctt.*), non hanno messo in evidenza pieghe di 1^a fase. Gli assi di prima fase (A_1) sono quindi rappresentati dalle lineazioni L_{0-1} , formate dall'intersezione tra la superficie di stratificazione S_0 e la superficie S_1 ; queste hanno direzione N175-N160 ed immersione di 10° a sud-est. Frequentemente si osserva la scistosità S_1 , che ha una direzione appenninica ed una immersione a sud-ovest (fig. 9). La scistosità nei calcari e nei calcari marnosi è rappresentata da un clivaggio di fratturazione. La superficie di scistosità S_1 risulta rifratta e dispersa, passando da un litotipo più competente ad uno meno competente; essa diventa pervasiva nelle marne argillose, mentre nelle marne è concentrata in fasce spaziate di 10-15 cm.

Seconda Fase Deformativa (D_2)

Essa è caratterizzata da pieghe aperte di dimensioni da decametriche a metriche, a geometria generalmente concentrica (classe 1 di RAMSAY, 1967). Gli assi (A_2), all'incirca paralleli ai precedenti, mostrano direzione da appenniniche a nord-sud; i piani assiali possono immergere sia a est sia ad ovest (fig. 9). Alle pieghe (P_2) è associata una foliazione di piano assiale molto pervasiva, che spesso evolve in fasce di taglio. A questa fase vanno ricondotte le pieghe osservabili alla scala cartografica, che presentano una torsione degli assi da appenninica ad antiappenninica, mentre a sud di Belvedere gli assi sono suborizzontali.

Terza Fase Deformativa (D_3)

Nell'Unità tettonica Ottone sono stati rilevati gli effetti di un'altra fase deformativa (D_3), caratterizzata da pieghe blande, non sempre ben osservabili alla scala dell'affioramento, con assi (A_3) di direzione antiappenninica, e da un clivaggio di frattura subverticale (S_3) pervasivo di direzione N100-N60 (fig. 9).

Fase deformativa distensiva

Sono osservabili fasi di tipo distensivo, caratterizzate da faglie dirette ad alto angolo, come indicato da patine di strie di calcite, disposte secondo la massima

pendenza dei piani di faglia; tali piani hanno direzione appenninica (N180-N140) ed immersione verso nord-est.

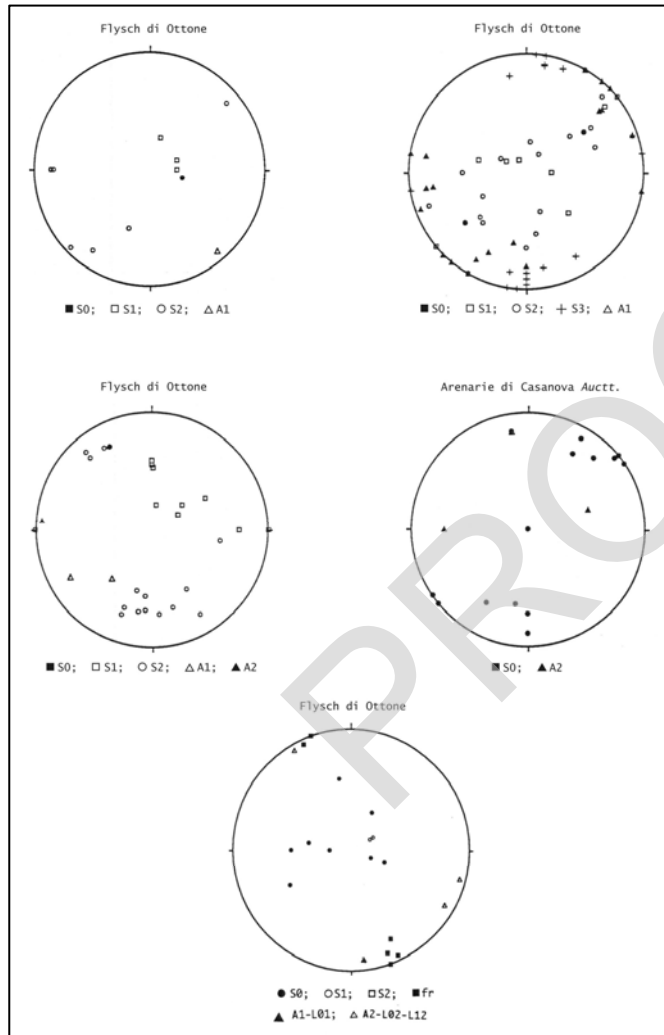


Fig. 9 - Proiezioni stereografiche della stratificazione e degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 , D_2 e D_3 del Flysch di Ottone e delle Arenarie di Casanova Aucct. (Unità tettonica Ottone).

1.3. - UNITÀ TETTONICA CANETOLO

Lo studio strutturale si è concentrato sulla formazione delle Argille e calcari di Canetolo, perché, essendo costituita da un'alternanza di litotipi a diversa competenza (argilliti e calcari), registra meglio delle altre formazioni le fasi deformative. In alcuni casi è stata studiata anche la formazione delle Arenarie di Ponte Bratica, che ha dato risposte abbastanza chiare.

Prima Fase Deformativa (D_1)

La prima fase è caratterizzata da pieghe (P_1) molto strette, isoclinali e subsoclinali, con cerniere ispessite e fianchi spesso boudinati, (classe 1C di RAMSAY, 1967). Gli assi (A_1) hanno direzioni molto disperse e variabili nelle diverse località (fig. 10): N10-N25 e N150-N110 con immersioni sia verso i quadranti orientali sia verso quelli occidentali; N110-120 con immersioni di 10° - 20° sia a nord-ovest che a sud-est. È presente una scistosità di piano assiale (S_1), di direzione N170-N100 e inclinazione variabile, molto penetrativa, parallela alla stratificazione nelle argilliti (S_0), più spaziata nei calcari.

Seconda Fase Deformativa (D_2)

Questa fase dà luogo a pieghe (P_2) variabili nella geometria e nelle dimensioni a seconda del litotipo coinvolto: nelle litologie calcaree si sviluppano pieghe concentriche molto aperte (classe 1 di RAMSAY, 1967); meno frequenti sono quelle più chiuse; nelle litologie argillitiche le pieghe assumono una geometria subsoclinali. Gli assi (A_2) delle pieghe hanno direzioni N145-N115, localmente N180, immergenti sia verso nord-ovest sia verso sud-est (figg. 10 e 11). La foliazione (S_2) di piano assiale, pervasiva nelle argilliti, presenta direzione appenninica con inclinazioni variabili da molto inclinate (65° - 80°) a suborizzontali (10° - 25°). Gli effetti di questa fase deformativa sono visibili alla scala dell'affioramento sotto forma di pieghe, spesso rovesciate, nordest-vergenti (antiforme a ginocchio in località Scannabecco) e in forma di *thrust*, come quello dell'Unità tettonica Canetolo sull'Unità tettonica della Falda Toscana.

Terza Fase Deformativa (D_3)

Nell'Unità tettonica Canetolo questa fase, non sempre osservabile a scala dell'affioramento, presenta pieghe blande con assi a direzione appenninica e un clivaggio di frattura (S_3) subverticale (figg. 10 e 11).

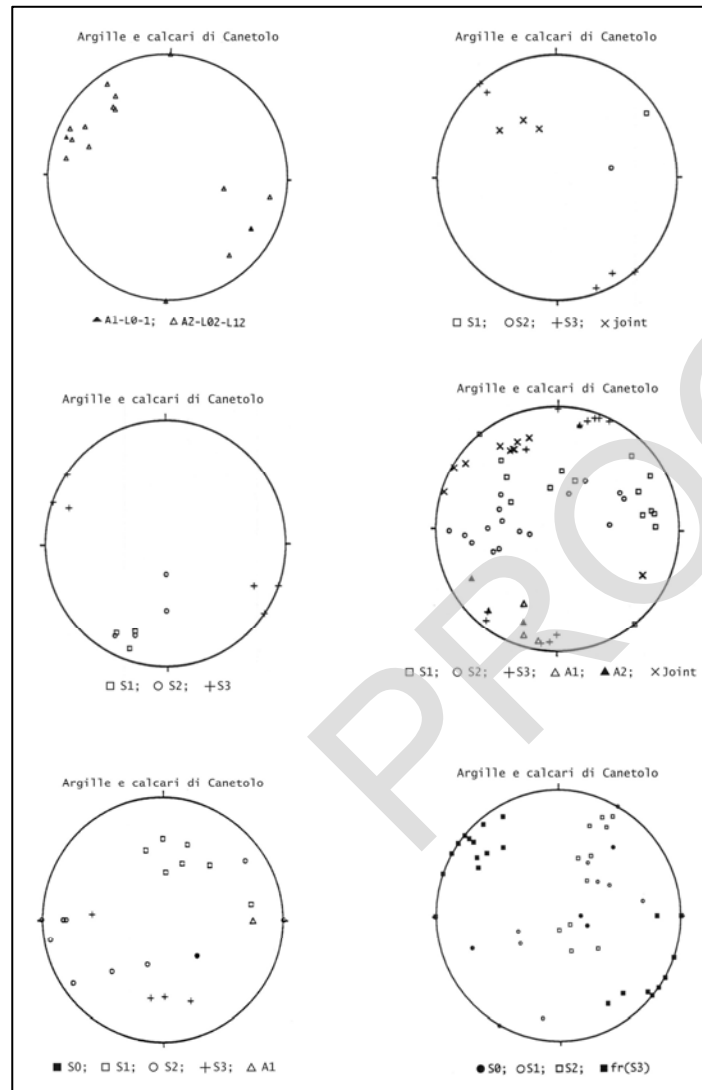


Fig. 10 - Proiezioni stereografiche della stratificazione e degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 , D_2 e D_3 delle Argille e calcari di Canetolo (Unità tettonica Canetolo).

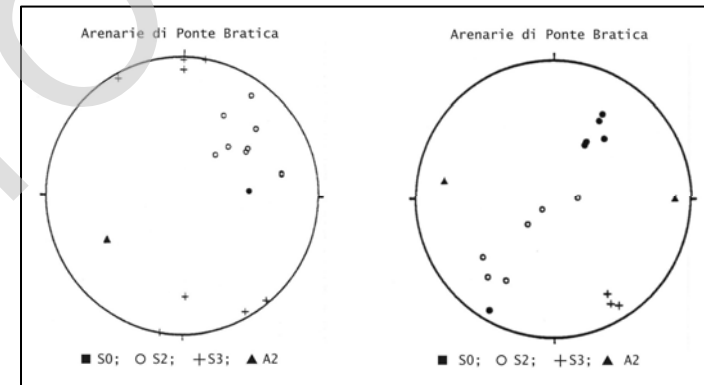


Fig. 11 - Proiezioni stereografiche della stratificazione e degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_2 e D_3 delle Arenarie di Ponte Bratica (Unità tettonica Canetolo).

Fase deformativa distensiva

Questa fase altrove si esprime soprattutto attraverso faglie dirette, legate alla tettonica distensiva tardiva a direzione appenninica, dove in alcuni casi le faglie hanno ripreso precedenti superfici d'accavallamento; qui invece, essa è caratterizzata solo da una superficie di fratturazione regolare e pervasiva di direzione antiappenninica, compresa tra N80 e N30. Non si ritrovano pieghe alla mesoscala. L'età di questi movimenti è senz'altro post Miocene superiore, con tutta probabilità pre- e sin-Pliocene inferiore, età questa attribuita ai depositi fluvio-lacustri che si formarono nelle depressioni delimitate da tali faglie dirette.

1.4. - UNITÀ TETTONICA DELLA FALDA TOSCANA

Gli studi si sono concentrati, con numerose stazioni di misura, soprattutto sul Macigno e sulle Marne di Marmoreto, le formazioni più rappresentate; sono invece molto meno numerose le stazioni effettuate nelle altre formazioni dell'Unità tettonica della Falda Toscana, che hanno aree di affioramento più limitate.

Prima fase deformativa (D_1)

Negli intervalli più marnosi della Maiolica, nella Scaglia toscana e nelle Marne di Marmoreto la superficie S_1 si presenta subparallela alla stratificazione;

nei livelli più competenti del Macigno, della Maiolica e della Scaglia toscana, quando osservabile, forma con questa un angolo di circa 45° . La S_1 ha un andamento appenninico (N120) e immerge per lo più verso sud-ovest, indicando una prima fase nordest-vergente (fig. 12). I grandi sovrascorrimenti, che hanno portato l'Unità tettonica Canetolo ad impilarsi sull'Unità tettonica della Falda Toscana e i conseguenti movimenti differenziali all'interno dell'Unità tettonica della Falda Toscana sono ascrivibili a questa fase deformativa, avvenuta non prima dell'Aquitaniense.

Seconda Fase Deformativa (D_2)

Questa fase deformativa nelle formazioni più competenti (Macigno) è caratterizzata da pieghe aperte con geometria parallela (mantiene gli spessori: classe 1B di RAMSAY, 1967); in quelle meno competenti (litofacies siltitiche del Macigno) si hanno pieghe più chiuse con fianchi subparalleli e cerniere arrotondate. Nelle Marne di Marmoreto si sviluppano, assieme a prevalenti *kink band*, delle pieghe *chevron* asimmetriche, caratterizzate da un ispessimento della cerniera (classe 1C di RAMSAY, 1967). Gli assi delle strutture descritte (A_2) sono compresi tra N130 e N120 e tra N150 e N110 ed immergono da pochi gradi fino a 25° verso sud-est (fig. 12). Alle pieghe (P_2) è associata una foliazione di piano assiale (S_2) con direzione appenninica compresa tra N140 e N120 e tra N155 e N110 (fig. 12); questa foliazione è classificabile come clivaggio di frattura nelle litologie più competenti e come *crenulation cleavage* negli intervalli argillitico-siltitici (*strain slip* di PERTUSATI *et alii*, 1977).

Terza Fase Deformativa (D_3)

Nelle formazioni più competenti (Macigno), essa si manifesta con un clivaggio di fratturazione antiappenninico regolare e pervasivo (S_3). Il sistema ha direzione variabile da N70 a N30 con inclinazione da 60° a subverticale, immergente sia verso nord-ovest che verso sud-est (fig. 12). Nelle Marne di Marmoreto tale clivaggio crenula la superficie precedente secondo blande pieghe metriche e decimetriche.

Fase deformativa distensiva

Questa fase si esprime soprattutto attraverso faglie dirette, legate alla tettonica distensiva tardiva a direzione appenninica; in alcuni casi le faglie, che hanno ripreso precedenti superfici di accavallamento, hanno una leggera componente trascorrente sinistra. L'età di questi movimenti è senz'altro post

Miocene superiore, con tutta probabilità pre- e sin-Pliocene inferiore, età questa attribuita ai depositi fluvio-lacustri che si formarono nelle depressioni delimitate da tali faglie dirette; queste in molti casi sono di tipo listrico, associate ad una faglia principale (*master fault*) posta sul lato nord-orientale del bacino e immergente verso sud-ovest.

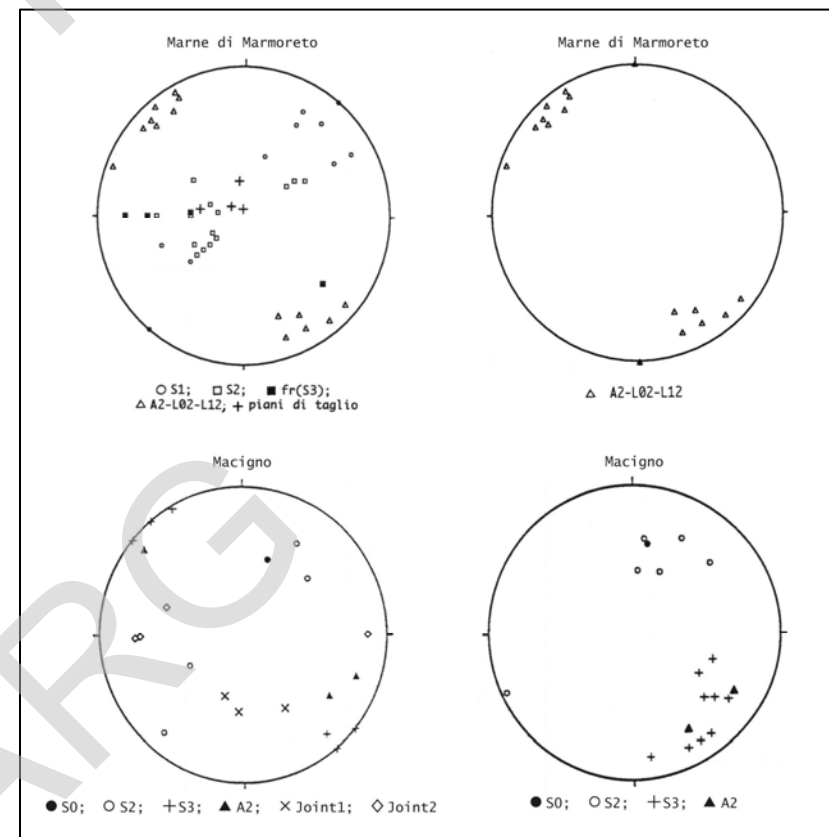


Fig. 12 - Proiezioni stereografiche della stratificazione e degli elementi strutturali relativi alle fasi deformative D_1 , D_2 e D_3 delle Marne di Marmoreto e del Macigno (Unità tettonica della Falda Toscana).

2. - LA DEPRESSIONE TETTONICA DELLA VAL DI MAGRA - VAL DI VARA

Nell'area del Foglio rientrano vaste porzioni di questa grande morfostruttura, per la cui comprensione è opportuno riassumere brevemente l'evoluzione tettonica post-parossismale. Nel Miocene superiore (Tortoniano superiore) nell'area tirrenica si esauriscono i grandi movimenti traslativi connessi con la tettonica compressiva, responsabili della strutturazione e del maggior piegamento dell'edificio a falde di ricoprimento che caratterizza l'Appennino Settentrionale. Dal Miocene superiore (Messiniano) nella Toscana meridionale, dal Pliocene inferiore 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 di accavallamento 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, 1980; FEDERICI & RAU, 1980; BARTOLINI *et alii*, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1985, 1987). Questi fenomeni coevi di compressione e distensione potrebbero essere geneticamente legati e rappresentare la risposta in superficie alla subduzione attiva della placca litosferica adriatica al di sotto della catena appenninica (BOCCALETTI *et alii*, 1972; SCANDONE, 1979; BOUSQUET & PHILIP, 1986; ROYDEN *et alii*, 1987; BERNINI & LASAGNA, 1988; BERNINI *et alii*, 1991).

Questi processi geodinamici provocano nelle aree interne della catena la formazione di depressioni tettoniche delimitate da faglie dirette, con una configurazione a bacini e dorsali, che si sovrappone alla struttura a falde di ricoprimento costituitasi durante la tettonica compressiva; in esse si hanno le condizioni per la sedimentazione di potenti successioni fluvio-lacustri e fluviali, la cui datazione ha permesso di formulare ipotesi attendibili circa l'età di apertura di queste depressioni. Considerando che la sedimentazione fluvio-lacustre sia iniziata pressoché contemporaneamente, o con piccolo ritardo, rispetto ai primi movimenti di sprofondamento che hanno generato la depressione tettonica, l'inizio della tettonica distensiva in Val di Magra può essere attribuito al Rusciniense superiore, età riscontrata da BERTOLDI (1988) nelle argille presso Aulla. Poiché BERTOLDI (1984) data le argille presso Pontremoli al Pleistocene inferiore (Villafranchiano superiore), si può sostenere, in base all'età dei sedimenti fluvio-lacustri, che l'apertura delle depressioni tettoniche è iniziata nei settori sud-orientali, estendendosi progressivamente verso nord-ovest, confermando 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.

Le faglie normali che limitano a sud-ovest e a nord-est la depressione sono

organizzate in sistemi sintetici e antitetici, formanti gradinate e strutture tipo *Horst* e *Graben*; 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. 13).

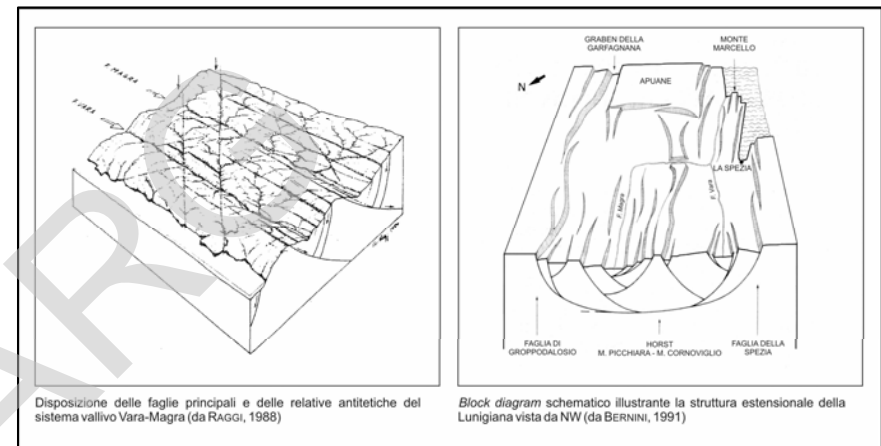


Fig. 13 – La depressione tettonica della Val di Magra - Val di Vara, secondo i modelli proposti da RAGGI (1988) e da BERNINI (1991).

In particolare, RAGGI (1988) individua a sud-ovest del corso del Magra un sistema di faglie principali a direzione appenninica, immergenti verso est, soprattutto in base alla dissimmetria di alcuni tratti vallivi del Magra e del Vara, che 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 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 antitetliche dei lati opposti, a minor rigetto.

BERNINI (1988, 1991), BERNINI & LASAGNA (1988), BERNINI *et alii* (1991) considerano la depressione dell'alta Val di Magra un *Graben* asimmetrico, limitato da gradinate di faglie listriche normali; a nord-est le faglie a direzione appenninica e immergenti verso ovest del sistema di Groppodolosio-Arzengio costituirebbero le *master faults* e risultano più inclinate di quelle del versante opposto, antitetliche, sempre a direzione appenninica ed 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 e fluviali che occupano la depressione tettonica. 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, antitetliche, 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 antitetlici 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*), 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.

Le depressioni sono intersecate da sistemi di faglie trasversali, generalmente trascorrenti sinistre; uno di essi delimita verso sud il bacino della Val di Magra e

ne interrompe la continuità verso la Val di Serchio, lambendo le Alpi Apuane. Alcuni Autori (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

L'area rappresentata in questo Foglio è prevalentemente collinare e montuosa, con altitudine compresa tra 60-65 m s.l.m. (fondovalle del F. Vara nella zona di Castiglione Vara e del F. Magra presso Aulla) e 1639 m s.l.m. (M. Gottero), lungo il crinale appenninico ligure-emiliano. I lineamenti morfologici generali che caratterizzano il territorio sono direttamente legati all'evoluzione tettonica recente: l'elemento morfostrutturale caratterizzante è costituito dalla complessa depressione tettonica della Val di Magra-Val di Vara (descritta in precedenza), delimitata da sistemi di faglie dirette con direzione appenninica (NW-SE) e ulteriormente frammentata da linee tettoniche trasversali. Questo Foglio comprende in prevalenza la parte occidentale della depressione della Val di Magra, oltre ad una porzione ridotta della depressione della Val di Vara, a sud-ovest. Agli alti strutturali fondamentali corrispondono spesso le culminazioni morfologiche, come si può verificare osservando l'allineamento di rilievi che decorre da nord-ovest (M. Gottero) a sud-est (M. Grosso); questi rilievi, modellati nel Macigno, concorrono a formare lo spartiacque tosco-ligure, fra i fiumi Magra e Vara.

L'assetto geologico-strutturale e le caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti hanno condizionato notevolmente la configurazione morfologica generale e il paesaggio. Nelle rocce lapidee più resistenti (calcari, flysch calcareo-marnosi, ofioliti e, in minor misura, arenarie) prevalgono spesso forme più aspre e versanti più acclivi; i pilastrici tettonici, costituiti quasi esclusivamente da Macigno, mostrano sovente forme più arrotondate e valli più

aperte. Nelle aree ribassate affiorano i complessi tettonici superiori, rappresentati in prevalenza da successioni pelitiche (Argille e calcari di Canetolo, Complesso di Casanova) e da torbiditi calcareo-marnosi (Flysch di Ottone); le forme sono perciò dolci dove affiorano i litotipi argillitici, mentre l'erosione selettiva può far risaltare, con forme più aspre, i corpi ofiolitici e le sequenze calcareo-marnose.

Nelle zone più ribassate della depressione affiorano anche i depositi fluvio-lacustri villafranchiani, spesso sormontati da depositi alluvionali terrazzati. I sedimenti limoso-argillosi e sabbioso-conglomeratici affiorano più estesamente presso Aulla, con una morfologia caratterizzata da forme dolci e rilievi collinari, dove si sono sviluppate le attività agricole, intervallate oppure sormontate da forme più aspre, legate alle successioni conglomeratiche intercalate o sovrapposte. A volte le facies fluvio-lacustri affiorano solo nelle incisioni che tagliano i conoidi pleistocenici che le sovrastano; in tal caso il paesaggio è caratterizzato dalle forme subpianeggianti determinate da tali conoidi (zona di Villafranca in L. e di Filattiera-Migliarina), interrotte da profonde scarpate d'erosione torrentizia.

L'idrografia è connessa quasi esclusivamente ai due collettori principali, il Magra e il Vara, che confluiscono più a sud (Foglio 248 La Spezia); le valli di questi fiumi decorrono prevalentemente in direzione appenninica, come le depressioni tettoniche che le ospitano, ampiamente occupate da depositi alluvionali; all'estremità meridionale del Foglio, tra Aulla e la confluenza con il Vara, il corso del Magra si dispone in direzione antiappenninica, verosimilmente per un forte condizionamento strutturale. Gli affluenti scorrono in prevalenza in direzione trasversale, provenendo dai pilastrici del crinale appenninico tosco-emiliano e dal crinale tosco-ligure; essi hanno caratteristiche più torrentizie e scorrono in genere in valli profondamente incassate, per poi allargarsi allo sbocco nel collettore, ove formano sovente ampi conoidi di deposizione (come a Villafranca in Lunigiana, Filattiera e Brugnato). Tra gli affluenti principali, si ricordano i torrenti Verde, Gordana, Bagnone, Taverone, Aulella (affluenti del Magra), Gottero, Mangia e Gravegna (affluenti del Vara). Gran parte delle acque sono drenate verso il Mar Ligure, mentre una piccola parte scorre verso la Pianura Padana, attraverso le valli dei torrenti Gotra e Tarodine, affluenti del F. Taro. Le modificazioni del reticolo idrografico sono testimoniate dai depositi alluvionali terrazzati, che, distribuiti a varie quote, interrompono il profilo dei versanti; essi si trovano soprattutto in prossimità dei corsi d'acqua principali, qualche decina di metri più in alto del fondovalle, esprimendo un'idrografia sostanzialmente non dissimile da quella attuale.

I movimenti franosi hanno un notevole impatto sul territorio. Ciò si può verificare facilmente nelle zone d'affioramento delle successioni pelitiche, dove

le frane caratterizzano il paesaggio con scarpate, dossi, contropendenze e pianori; si tratta di aree che, in virtù delle condizioni di acclività più favorevoli, sono spesso sede di attività antropiche e insediamenti residenziali.

Infine sono da menzionare le testimonianze del modellamento glaciale appenninico, segnalate anche da LOSACCO (1949, 1982). Esse sono limitate all'area nord-ovest del Foglio, dove si raggiungono le quote più elevate (M. Gottero, 1639 m s.l.m.) In particolare, forme di circo sono ancora riconoscibili sui versanti nord del M. Gottero, del M. Teccio al Sole (1533 m s.l.m.) e di altre cime limitrofe; nella stessa zona si stendono anche accumuli morenici relativamente vasti, costituiti prevalentemente da clasti di Arenarie di Monte Gottero e caratterizzati localmente da resti di archi e cordoni morenici. Le tracce glaciali non in genere molto evidenti, sia perché le Arenarie del Monte Gottero, su cui sono impostate, sono piuttosto degradabili dagli agenti esogeni, sia perché i movimenti franosi e i processi di detrizione contribuiscono a smantellarne e mascherarne le forme, sia infine, forse, per la scarsa importanza della glaciazione würmiana in questo territorio.

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - CAVE E MINIERE

Nell'area di questo Foglio, l'attività estrattiva è relativamente ridotta e, mancando pietre ornamentali o minerali di pregio, è limitata all'escavazione di materiali da costruzione e inerti; in passato vi era anche una modesta attività mineraria.

La maggior parte dell'attività estrattiva interessa le rocce lapidee, massicce o stratificate: ofioliti, oficalci, calcari, arenarie, flysch calcareo-marnosi, radiolariti, ecc. Si possono ricordare le cave nei Diaspri di Monte Alpe e nelle Oficalci, in Val di Vara, quelle presso SS. Annunziata e quelle a sud-ovest di Pontremoli, nel Flysch di Ottone, utilizzato come pietra da cemento. Come materiale da costruzione è frequentemente utilizzata l'arenaria Macigno; la Formazione di Val Lavagna fornisce pezzame lastriforme sovente utilizzato per la copertura di abitazioni.

Escavazioni in alveo di ghiaie e sabbie fluviali erano molto praticate in passato, in ragione anche dall'accessibilità e facilità d'estrazione, prevalentemente per impieghi stradali e per inerti da calcestruzzo; tali cave, ubicate soprattutto lungo gli alvei dei fiumi Vara, Magra e Aulella, hanno alterato l'equilibrio naturale tra erosione, trasporto e sedimentazione, causando o favorendo così i fenomeni d'erosione e, talvolta, il dissesto di opere in alveo (come alcuni ponti) o lungo le sponde. I danni maggiori sono stati registrati soprattutto nella piana di Borghetto di Vara e presso Aulla; una volta cessata

l'attività estrattiva (che prosegue solo in alcune aree golenali dei corsi d'acqua principali), sembra verificarsi la tendenza al ripristino del quadro evolutivo naturale (RAGGI, 1988).

Le facies più argillose della Formazione di Aulla erano estratte, anche recentemente, per la fabbricazione di laterizi. Le cave principali, ancora riconoscibili, sono situate presso Aulla, in località C. Corvi a Pontremoli, nella zona di Migliarina e a sud-est di Virgoletta; alcune di loro saranno forse riattivate.

Alcune attività minerarie erano praticate per ottenere combustibile, di limitato potere calorico, utilizzato soprattutto durante gli ultimi eventi bellici. Ad esempio, nella formazione arenacea del Macigno era coltivato un livello carbonioso nella zona di M. Carbone, a ovest di Mulazzo. Alcuni livelli di lignite nelle argille hanno alimentato modeste coltivazioni, a cielo aperto o in galleria, localizzate nella zona di Virgoletta e Merizzo. Una miniera di talco si trovava nella zona di Zeri, alcuni chilometri a nord del paese.

Si ricorda infine che, circa 1 km a sud-ovest di Pontremoli, all'inizio degli anni '70, fu perforato dall'AGIP il pozzo esplorativo Pontremoli 1 (coordinate: long. 02° 35' 20" W, lat. 44° 22' 01" N). Iniziato il 6 febbraio 1971, il pozzo fu realizzato a distruzione e fu terminato il 17 agosto dello stesso anno, alla profondità di 3520 m, senza trovare alcuna manifestazione di idrocarburi. L'interpretazione geologica del sondaggio, basata sull'esame dei *cuttings*, è illustrata in ANELLI *et alii* (1994) ed è sintetizzata e discussa di seguito.

1.1. - INTERPRETAZIONE DEL POZZO PONTREMOLI 1

Sulla base delle più recenti conoscenze nel campo della geologia dell'Appennino e dei nuovi rilievi effettuati in Toscana settentrionale per la realizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, si propone un aggiornamento dell'interpretazione dei dati geologici del Pozzo Pontremoli 1 (fig. 14); per agevolarne la comprensione, nello stralcio cartografico di tav. 3 è rappresentato il contesto geologico in cui il pozzo fu realizzato.

I principali motivi, che hanno suggerito di riclassificare le unità tettoniche e le formazioni incontrate nella perforazione, possono essere così riassunti:

- la formazione del Flysch di Ottone (Unità tettonica Ottone, Dominio Ligure Esterno), che per altro affiora in prossimità del pozzo al di sotto dei Conglomerati di Olivola, fu classificata come Argille e calcari, formazione appartenente all'Unità tettonica Canetolo (Dominio Subligure), attribuendole un'età oligocenica, incompatibile con le ricostruzioni stratigrafiche e tettoniche più recenti. Di contro, il Flysch di Ottone affiorante in quest'area è attribuito al

Campaniano superiore - Maastrichtiano inferiore, in base al nannoplancton calcareo;

- nella zona di Pontremoli, le unità tettoniche appartenenti al Dominio Ligure Esterno (Unità tettonica Ottone) e al Dominio Subligure (Unità tettonica Canetolo) sono tutte sovrascorse verso est e si sono accavallate sul Dominio Toscano. Pertanto in quest'area l'unità strutturalmente più elevata è l'Unità tettonica Ottone, che sovrasta quella di Canetolo, a sua volta sovrapposta all'Unità tettonica della Falda Toscana. Per il pozzo studiato, venne invece proposta una sovrapposizione di unità che appare incongrua e non trova riscontro all'affioramento;

- l'inedito affastellamento di formazioni e unità litostratigrafiche (Pseudoverrucano, argilloscisti del Carbonifero, breccie, arenarie, anidriti e dolomie) che venne ricostruito, non sembra oggi trovare corrispondenza nelle successioni stratigrafiche e tettoniche presenti nell'Appennino Settentrionale, ma sembrano riferite a un contesto geologico assai diverso;

- REUTTER *et alii* (1981), pur conservando in gran parte le suddivisioni proposte da AGIP, apportano qualche variazione. In particolare, al di sotto del "Terziario e Mesozoico Toscano" avanzano l'ipotesi che la Pietraforte-Alberese, il Macigno, gli Scisti policromi e lo Pseudoverrucano possano essere interpretati come "Arenarie Modino-Cervarola" con al tetto olistostromi ed argille.

La riclassificazione proposta è schematizzata nella fig. 14. Come si può osservare nella carta geologica (tav. 3) e nella relativa sezione (fig. 15), sotto i Conglomerati di Olivola (con spessore minore di 50 m), non evidenziati nel log originario, fino alla profondità di 1007 m il pozzo attraversa la formazione del Flysch di Ottone, che può essere litologicamente divisa in due parti:

- una porzione superiore (fino a 483 m) argillitico-calcareo-marnosa, con intercalazioni di arenarie nella porzione inferiore. Il passaggio all'intervallo arenaceo coincide con una riduzione del contenuto di carbonato di calcio. La presenza di Globorotalie, Globigerine e Radiolari suggerisce una generica età terziaria;

- una porzione inferiore (fino a 1007 m) prevalentemente arenacea, a luoghi calcareo-argillitica, costituita da una successione arenacea con intercalazioni argillitiche talvolta più potenti e frequenti ed in subordine calcari sublitografici. Le arenarie, a luoghi micacee e glauconitiche, hanno una granulometria da media a molto fine e cemento siliceo.

L'elevato spessore di questi due intervalli, assai maggiore rispetto a quanto si osserva in superficie, potrebbe essere dovuto alla presenza di pieghe o piuttosto di superfici di accavallamento tettonico, che hanno determinato il sovrapporsi di più lembi di serie. L'età della successione, riferita all'Oligocene sulla base della presenza nella parte superiore di fossili cronologicamente poco

significativi (Globigerine, Globorotalie e Radiolari) mal conservati, scarsi e piccoli, dovrebbe invece essere riferita al Campaniano inferiore - Maastrichtiano inferiore, età del Flysch di Ottone.

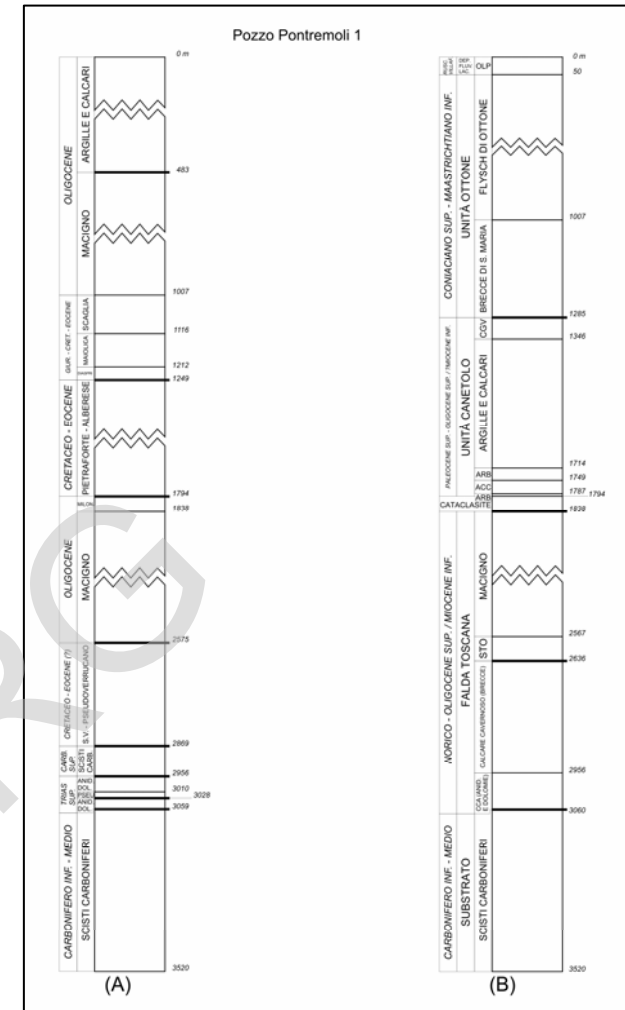
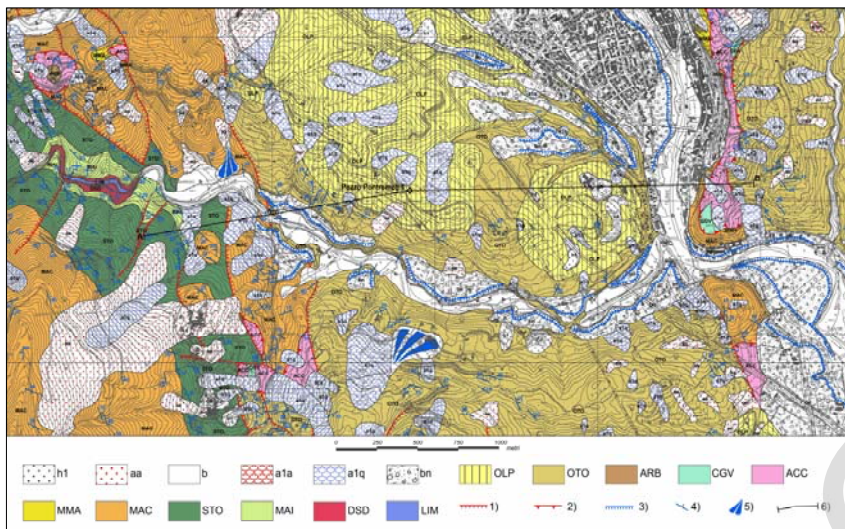


Fig. 14 - Log stratigrafico del Pozzo Pontremoli 1: (A) da ANELLI *et alii* (1994), ridisegnato; (B) secondo la nuova interpretazione.



Tav. 3 – Stralcio cartografico della zona intorno al Pozzo Pontremoli 1 (da PU CCINELLI et alii, 2004, modificato).

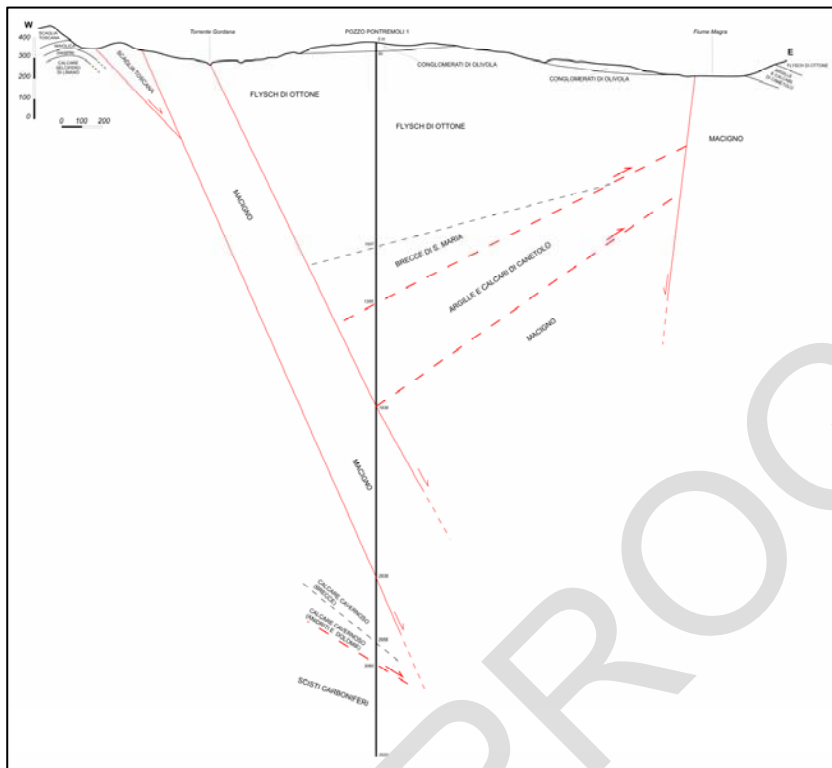


Fig. 15 - Sezione geologica interpretativa tra il F. Magra e il T. Gordana, passando per il Pozzo Pontremoli 1.

Inferiormente, fino a 1285 m, per uno spessore di 278 m, s'incontrano marne e argilliti varicolori con calcari e arenarie, a cui succedono calcari sublitografici, marne e radiolariti rosse; una tale successione può essere ricondotta al Complesso di Casanova (base stratigrafica del Flysch di Ottone) ed in particolare alla litofacies dei paraconglomerati polimitici (cfr. Breccie di S. Maria *Auctt.*), con olistoliti di Calcari a calpionelle e di Diaspri di Monte Alpe, e alla litofacies delle Arenarie ofiolitiche (cfr. Arenarie di Casanova *Auctt.*), comprendenti torbiditi arenacee con peliti varicolori.

Per analogia con il Complesso di Casanova, in mancanza di reperti paleontologici, l'età può essere riferita al Coniaciano superiore-Campaniano inferiore. Più dettagliatamente si può dividere questa successione in due parti:

- una superiore (fino a 1166 m) costituita da argilliti con sottili intercalazioni di calcari microcristallini ed arenarie;
- una inferiore (fino a 1285 m) costituita da calcari, calcari marnosi con rare selci, marne varicolori ed intervalli radiolaritici ad elevato contenuto di CaCO_3 . Tutto l'intervallo si caratterizza per la presenza di piccoli Radiolari, particolarmente abbondanti nell'intervallo radiolaritico meno carbonatico (tra 1220 e 1250 m).

Tra 1285 e 1794 m il log originario riporta marne e argilliti con calcari marnosi, abbondanti nella porzione superiore, e arenarie a cemento calcareo, intercalate nella parte inferiore. Questa successione può essere ricondotta all'Unità tettonica Canetolo, ampiamente rappresentata dalla Argille e calcari di Canetolo. La successione marnosa al tetto può essere attribuita ai Calcari di Gropo del Vescovo, mentre le arenarie alla base possono essere riferite alle Arenarie di Ponte Bratica, probabilmente al nucleo di una sinforme. In base alle rare e discontinue associazioni con Globigerine, Globorotalie e Glotruncane rimaneggiate presenti nei *cuttings* del pozzo, l'età fu attribuita ad un generico Terziario. In accordo invece con le attribuzioni temporali delle formazioni affioranti, i termini inferiore e superiore di questa successione sono riferibili all'intervallo Paleocene-Eocene medio, mentre le arenarie sono riferibili all'intervallo Oligocene inferiore-Miocene inferiore.

Tra 1794 e 1838 m, nel pozzo fu individuato da AGIP un intervallo "milonitico", assente nella descrizione litologica del log. Nell'interpretazione litostratigrafica qui proposta, si è preferito mantenere tale intervallo, ritenendolo piuttosto di origine cataclastica, che potrebbe aver avuto origine sia dal sovrascorrimento di unità tettoniche, sia dalla presenza di una faglia diretta, come si osserva in fig. 15.

Inferiormente, fino a 2567 m, sono presenti le arenarie torbiditiche della formazione del Macigno, attribuite all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore.

Tra 2567 e 2636 m sono descritte marne varicolori e calcari marnosi (parte sommitale), arenarie a cemento argillitico, anche grossolane, con intercalazioni di marne siltose e di argilliti rosse, che richiamano genericamente la formazione della Scaglia Toscana, compresa tra l'Aptiano inferiore e l'Oligocene superiore. Più dettagliatamente si possono distinguere:

- una successione marnoso-siltosa con intercalazioni di calcari marnosi ed argilliti (tra 2567 e 2575 m), dove sono state riconosciute rare associazioni a

Globigerine, Globorotalie e Radiolari, riferibili ad un generico Terziario;

- una successione di arenarie e conglomerati con elementi quarzitici da rosa a rossi a cui si intercalano argilliti rosse (tra 2575 e 2636 m).

Tra 2636 e 3059 m sono riportate alcune litologie che potrebbero appartenere alla formazione del Calcare cavernoso. Tale formazione comprende sia la primaria successione anidritico-dolomitica, di età riferibile al Norico-Retico, sia breccie e spezzoni di serie provenienti dall'Unità tettonica della Falda Toscana e dalle successioni metamorfiche apuane, di età riferibile al Miocene inferiore.

Più dettagliatamente in questo intervallo si possono distinguere:

- tra 2636 e 2669 m un livello di breccie con elementi di metadolomie a cemento dolomitico non metamorfico (spessore 33 m);
- tra 2669 e 2869 m arenarie varicolori con granuli da subangolari a subarrotondati a cemento siliceo-argillitico-dolomitico (spessore 200 m);
- tra 2869 e 2956 m argilloscisti e metarenarie (spessore minore di 90 m);
- tra 2956 e 3012 m anidriti e dolomie (spessore maggiore di 50 m);
- tra 3012 e 3029 m arenarie rosse e rosa con cemento siliceo-dolomitico (spessore 17 m);
- tra 3029 e 3059 m anidriti e dolomie, come nell'intervallo 2956-3012 m.

Infine, fino a fondo foro (3520 m di profondità), il log descrive un substrato metamorfico, comprendente scisti da verdi a grigi, quarzitici e micacei, con lenti e noduli di quarzo, attribuiti al Carbonifero inferiore-medio.

Secondo questa nuova interpretazione, l'assenza nel Pozzo Pontremoli 1 di qualsiasi manifestazione di idrocarburi potrebbe trovare ragione nel fatto che l'intervallo calcareo mesozoico è stato trasposto dalle faglie dirette verso est. Pertanto, sulla verticale del sondaggio, (fig. 15) il tetto dell'Unità tettonica della Falda Toscana (Macigno) si trova direttamente a contatto con la base (Calcare cavernoso e breccie associate).

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

Nei territori rappresentati dai fogli in oggetto, sono particolarmente diffusi i movimenti di massa, rappresentati dalle frane e dalle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante; essi rivestono spesso un ruolo importante nella morfogenesi e non di rado divengono elementi peculiari degli ambienti indagati.

2.1. – FRANE

Sono stati rilevati moltissimi fenomeni franosi, di svariate tipologie e dimensioni, di piccola e grande entità, quiescenti o in evoluzione e in parte collegati ad interventi antropici; essi interessano in varia misura le formazioni affioranti e spesso insistono su viabilità, centri abitati e infrastrutture, determinando condizioni di rischio elevato e importanti conseguenze economico-sociali. Più frequentemente sono coinvolte le formazioni a dominanza pelitica (in particolare Argille e calcari di Canetolo, Argille a palombini, Breccie di S. Maria) o con frequenti intercalazioni pelitiche (Flysch di Ottone); le formazioni arenacee, come il Macigno, e le rocce ofiolitiche mostrano in genere condizioni di stabilità accettabili.

Sono rappresentati vari tipi di movimento (VARNES, 1978; CARRARA *et alii*, 1987; CRUDEN & VARNES, 1996): in rocce argillitiche sono frequenti scorrimenti rotazionali, colamenti; nelle formazioni più competenti, come calcari, arenarie, torbiditi calcareo-marnose, la frequenza dei dissesti si riduce considerevolmente e prevalgono le frane di scorrimento traslativo e quelle di crollo; sono comunque molto diffusi i fenomeni complessi, derivanti dall'associazione di più tipi di movimento.

Fra i movimenti franosi ricadenti nel territorio in esame, si ricordano quelli descritti da BALDACCIO & RAGGI (1969), D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI (1988 e 1989), NARDI *et alii* (1990a, 1990b, 1990c; 1990d) D'AMATO AVANZI & PELLEGRINO (1992), BALDACCIO *et alii* (1995a, 1995b, 1997). Fra essi assume particolare rilievo la grande frana attiva di Patigno (su cui giace il paese omonimo), oggetto recentemente di studi approfonditi (FEDERICI *et alii*, 2000 e 2002).

In questo Foglio sono presenti inoltre alcuni centri abitati instabili, inseriti fra quelli da consolidare o trasferire a cura dello Stato, in base alla Legge n. 445/1908 e al Progetto SCAI (Studio Centri Abitati Instabili) del CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI). In particolare, si tratta di: Calzavittello, Casa Pasquino, La Dolce e Valle (frazioni di Zeri, in provincia di Massa-Carrara); Antessio e Valgiuncata, rispettivamente frazioni di Sesta Godano e Zignago, in provincia della Spezia (CANUTI *et alii*, 2000; FEDERICI *et alii*, 2001).

2.2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) possono essere considerate movimenti di massa caratterizzati da dimensioni molto grandi e

particolari modalità evolutive; in essi, generalmente non è riconoscibile o ricostruibile una superficie di scorrimento continua e ben definita, verosimilmente sostituita, in profondità, da uno spessore roccioso coinvolto in fenomeni di deformazione visco-plastica. Come le grandi frane, le DGPV hanno sovente un ruolo significativo nella morfogenesi delle aree montuose e sono spesso causa o concausa di fenomeni d'instabilità più superficiali.

Senza entrare nel dettaglio della vasta letteratura esistente (cfr. PASUTO & SOLDATI, 1990; SORRISO-VALVO, 1984, 1987 e 1989; CRESCENTI & SORRISO-VALVO, 1995), si ritiene utile ricordare alcuni dei caratteri che più comunemente vengono ritenuti peculiari 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; BISCI *et alii*, 1996):

- grande estensione (ordine dei km²) e spessore della massa coinvolta (molte decine o centinaia di metri);
- spostamento ridotto rispetto alle dimensioni delle massa coinvolta;
- assenza di una superficie di rottura netta, delimitante la massa in movimento; meccanismo di rottura per *creep* ;
- evoluzione molto lenta, con lunghi periodi di sostanziale inattività e attivazioni improvvise, spesso in occasione di forti terremoti o eventi meteorici estremi;
- cinematica spesso influenzata da tettonica attiva e dall'esistenza di stress tettonici residui e di alta pressione confinata;
- movimento controllato dall'assetto geologico-strutturale, piuttosto che dalla configurazione morfologica locale;
- dove la pressione di confinamento è minore, sono spesso presenti forme di rilassamento del versante: nella porzione superiore (interessata da stress estensionale), piani di taglio ad alto angolo, gradini in contropendenza, doppie creste e depressioni allungate (trincee); nella porzione inferiore (interessata da stress compressivo), rigonfiamenti e, talora, piani di taglio a basso angolo e deformazioni di tipo duttile/fragile al piede.

Molte ricerche hanno messo in evidenza che in genere le aree interessate da DGPV mostrano alcune caratteristiche tipiche, riconoscibili anche nel territorio di questo Foglio (come precedentemente illustrato): elevata energia del rilievo, con versanti acclivi, ben sviluppati in altezza e modellati in rocce competenti; condizioni morfo-climatiche favorevoli a un'erosione incanalata particolarmente attiva, con alti valori di piovosità; elevata sismicità; tettonica attiva o recentemente attiva. Gli studi intrapresi in questo territorio hanno permesso di mettere in evidenza e confermare il ruolo primario dei lineamenti strutturali e

dell'assetto litostratigrafico, che condizionano le caratteristiche tipologiche e cinematiche delle DGPV; le condizioni climatiche e l'evoluzione neotettonica hanno invece effetto areale piuttosto che puntuale.

La distinzione tra frana e DGPV, in sostanziale accordo con SORRISO-VALVO (1995), 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.

Le deformazioni gravitative profonde sono rappresentate in carta tramite un sovrassegno, apposto sul colore delle formazioni interessate. Tra i fenomeni rilevati e cartografati, di vario tipo, si citano, in particolare, alcuni di quelli più significativi.

Alcune DGPV si localizzano in Val di Magra, tra Bagnone, Villafranca in Lunigiana e Aulla e nella zona di Zeri (MS) dove coinvolgono prevalentemente il Flysch di Ottone, i Calcari di Groppo del Vescovo e le successioni argillitiche sottostanti (fig. 16); si tratta in particolare di fenomeni tipo *Sackung*, espansione laterale e scorrimento in blocco (D'AMATO AVANZI & PUCCINELLI, 1989 e 1997; D'AMATO AVANZI *et alii*, 1995; BUTI *et alii*, 1997).

Altri fenomeni sono stati riconosciuti in Val di Vara presso Sasseta (versante nord-ovest del M. Dragnone), dove grandi corpi ofiolitici sono coinvolti in espansioni laterali e scorrimenti in blocco.

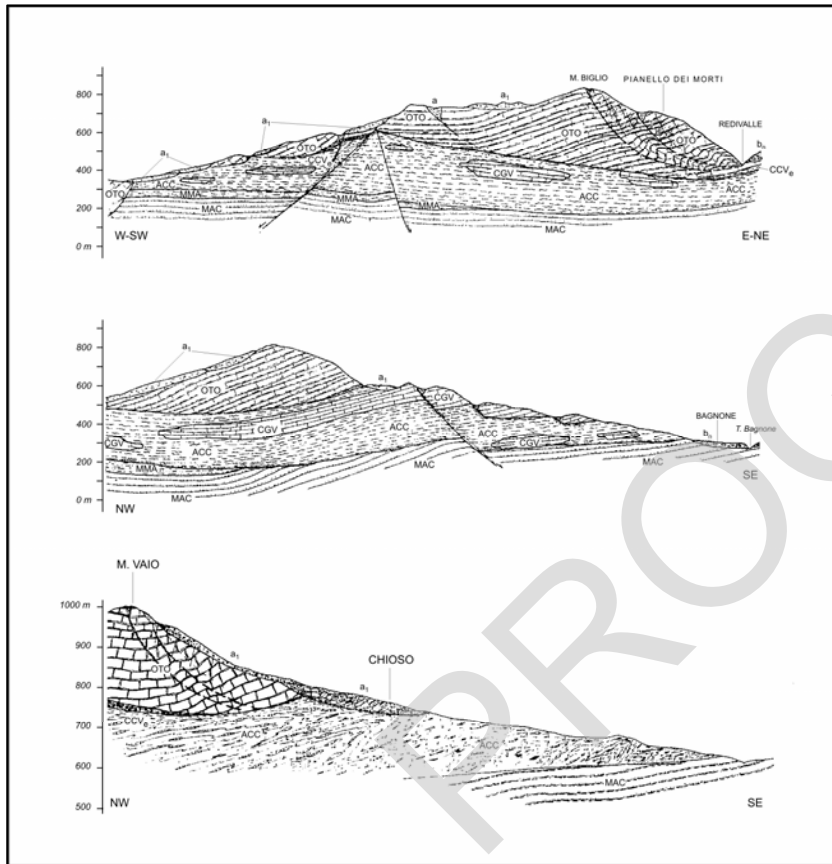


Fig. 16 - DGPV nelle zone di Bagnone e di Chioso (da D'AMATO AVANZI et alii, 1995 e BUTI et alii, 1997, modificati). CCV_e: Breccie a prevalenti elementi calcarei; OTO: Flysch di Ottone; ACC: Argille e calcari di Canetolo; CGV: Calcari di Gropo del Vescovo; MAC: Macigno; b_n: depositi alluvionali terrazzati; a: depositi di versante; a₁: depositi di frana in evoluzione.

3. - IDROGEOLOGIA

Le formazioni affioranti presentano caratteristiche di permeabilità notevolmente variabili, in dipendenza soprattutto delle caratteristiche litologiche

e dello stato di coesione, porosità e fratturazione della compagine rocciosa.

Per una descrizione idrogeologica fondamentale dell'area, si può fare riferimento alla Carta della permeabilità delle rocce del bacino del F. Magra (BALDACCIO & RAGGI, 1968), nella quale è rappresentata pressoché totalmente l'area indagata. Gli Autori suddividono le formazioni in alcune classi, in base alle caratteristiche di permeabilità:

- rocce permeabili per porosità: comprendono i depositi sciolti delle piane alluvionali di fondovalle, limitate ai fiumi Magra (tra Pontremoli e Villafranca in Lunigiana e presso Aulla) e Vara (zone di Sesta Godano-Brugnato-Borghetto di Vara e di Cavanella Vara-S. Remigio), i depositi ghiaiosi delle successioni fluvio-lacustri villafranchiane *Auctt.* e le alluvioni terrazzate, sciolte o debolmente cementate, particolarmente diffuse lungo il Magra tra Pontremoli e Aulla. In questa classe sono compresi inoltre i depositi detritici, sciolti o cementati, che ammantano spesso i versanti in rocce lapidee (Macigno, Flysch di Ottone, Arenarie di Monte Gottero, ofioliti) e localmente i depositi morenici;

- rocce permeabili per fessurazione e per limitati fenomeni carsici: comprendono in pratica esclusivamente i calcari dell'Unità tettonica della Falda Toscana, che affiorano localmente in corrispondenza del nucleo mesozoico della Val Gordana;

- rocce limitatamente permeabili per fessurazione: gli esempi più tipici sono costituiti dalle masse ofiolitiche delle Unità Liguri, che affiorano estesamente nella fascia di territorio compresa tra il F. Vara e lo spartiacque tra Vara e Magra (aree di Rocchetta di Vara-Beverone-Gambella, Pignone-Godano-Scogna e Suvero). Analoghe caratteristiche di permeabilità hanno le radiolariti (Diaspri, Diaspri di Monte Alpe);

- rocce impermeabili o localmente permeabili per fessurazione: sono quelle maggiormente rappresentate nel Foglio e comprendono le formazioni arenacee (Macigno, Arenarie di Monte Gottero) e calcareo-marnose (Flysch di Ottone, Calcari di Gropo del Vescovo);

- rocce impermeabili: sono relativamente diffuse, prevalentemente in Val di Vara, ma anche in Val di Magra, nell'area fra Tresana, Aulla e Podenzana e nelle zone di Bagnone e Pontremoli. Comprendono soprattutto le formazioni argillitiche delle Unità Liguri s.l. (in particolare Argille e calcari di Canetolo, Argille a palombini, Breccie di S. Maria) e in subordine la Scaglia toscana.

Le risorse idriche che derivano da questa situazione idrogeologica generalmente non assumono particolare rilevanza. Le rocce maggiormente permeabili sono limitate quasi esclusivamente ad alcune aree di fondovalle, o ad esse adiacenti, mentre quelle che affiorano con estensione maggiore sono rappresentate prevalentemente da arenarie o torbiditi calcareo-marnose, scarsamente permeabili, o da formazioni prevalentemente argillitiche,

impermeabili.

Da questa situazione deriva anche una notevole dispersione delle emergenze idriche, rappresentate da un numero molto cospicuo di scaturigini, la maggior parte delle quali sono di importanza ridotta o sono semplici stillicidi: nella maggioranza dei casi non viene infatti raggiunta la portata di 1 litro/secondo.

3.1. - SORGENTI TERMO-MINERALI

In destra idrografica del F. Magra, in corrispondenza di Villafranca in Lunigiana, si trova una sorgente nota come "Sorgente dell'acqua salata", lungo il torrente che da essa prende il nome e che confluisce dopo alcuni chilometri nel Magra. Tale sorgente, un tempo conosciuta come "Sorgente Bergondola", sgorga a una temperatura di 25-30°C, con una portata poco superiore a 1 litro/minuto e un residuo fisso di circa 13 grammi/litro, prevalentemente formato da cloruro di sodio, cloruro di calcio e solfato di calcio; questa composizione con alto tenore in cloruri e solfati verosimilmente deriva da una circolazione profonda all'interno della formazione del Calcare cavernoso, dal quale le acque risalgono sfruttando le faglie e venendo infine a giorno nel Macigno.

VIII - APPENDICE

1. - INTRODUZIONE

Come ampiamente riportato nel capitolo della tettonica, tutte le formazioni affioranti nel Foglio 233 Pontremoli e appartenenti all'Unità tettonica della Falda Toscana, alle Unità Liguri Interne ed Esterne ed all'Unità tettonica Canetolo sono state interessate da più fasi tettoniche, che hanno certamente contribuito a obliterare il *record* paleontologico, che in alcune formazioni era già in parte depauperato o impoverito dai processi tafonomici (ad es. Calcarei a calpionelle, Argille a palombini, Maiolica). In altre formazioni il contenuto fossile era invece scarso o addirittura assente già durante la sedimentazione (ad es. Formazione di Val Lavagna, Argille e calcari di Canetolo, Arenarie di Monte Gottero, Arenarie di Ponte Bratica, Arenarie di Petriagnicola, Macigno). Pertanto l'attribuzione delle età alle formazioni cartografate non è stata sempre un'operazione facile, soprattutto quando essa è stata ricavata dalla letteratura.

Proprio in funzione dei dati utilizzati e delle età attribuite alle formazioni affioranti nel Foglio 233 Pontremoli sono state elaborate le tabelle 1 e 2, in cui sono riportate le età delle formazioni affioranti nel Foglio sulla base dei dati della letteratura e dei risultati originali ottenuti dagli scriventi durante la realizzazione di questo e di altri fogli dell'Appennino Settentrionale (234 Fivizzano, 250 Castelnuovo di Garfagnana e 262 Pistoia). Le età sono state assegnate anche in base ai risultati acquisiti da altri Autori in aree limitrofe a questi fogli.

Tab. 1 - Età attribuite alle diverse formazioni (depositi villafranchiani e unità tettoniche Gottero, Bracco-Val Graveglia e Colli-Tavarone), in base ai dati di letteratura e a quelli acquisiti dagli scriventi nell'ambito del progetto CARG.

Formazioni	Membri o litofacies	Età della base (Progetto CARG)	Età desunta dalla letteratura	Età del tetto (Progetto CARG)	Età attribuita
Depositi lacustri -	Conglomerati di Olivola		Villafranchiano sup.		Villafranchiano sup. p.p.
	Formazione di Aulla		Rusciniense sup. - Villafranchiano sup.		Rusciniense sup. - Villafranchiano sup. p.p.
Unità tettonica Gottero	Argille di Giallette		Paleocene inf.		Paleocene inf.
	Arenarie di Monte Gottero		Campaniano sup./Maastrichtiano inf. - Paleocene		Campaniano sup./Maastrichtiano inf. - Paleocene inf.
	Formazione di Val Lavagna		Santoniano sup./Campaniano inf. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.		Santoniano sup./Campaniano inf. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.
	Argille a palombini	Cenomaniano p.p.	Santoniano sup. - Campaniano inf.		Cenomaniano - Santoniano sup./Campaniano inf.
	Argille a palombini		Valanginiano p.p. - Hauteriviense inf.		Valanginiano p.p. - Aptiano inf.
Unità tettonica Bracco - Val Graveglia	Calcarei a calpionelle		7Berriasiano sup./Valanginiano inf. - Valanginiano p.p.	Valanginiano p.p.	7Berriasiano sup./Valanginiano inf. - Valanginiano p.p.
	Diapiri di Monte Alpe		Bajociano sup./Bathoniano inf. - 7Berriasiano sup. - Valanginiano inf.		Bajociano sup./Bathoniano inf. - 7Berriasiano sup. - Valanginiano inf.
	Brecce di Monte Zeno		Giurassico medio		Giurassico medio
	Ofcalci		Giurassico medio		Giurassico medio
	Gabbri		Giurassico medio		Giurassico medio
Unità tettonica Colli - Tavarone	Serpentiniti		Giurassico inf. - medio		Giurassico inf. - medio
	Formazione di Tavarone		Cretacico sup. - Paleocene inf.		?Cretacico sup. - Paleocene inf.

Tab. 2 - Età attribuite alle diverse formazioni (unità tettoniche Ottone e Canetolo, Unità tettonica della Falda Toscana), in base ai dati di letteratura e a quelli acquisiti dagli scriventi nell'ambito del progetto CARG.

	Formazioni	Membri o litofacies	Età della base (Progetto CARG)	Età desunta dalla letteratura	Età del tetto (Progetto CARG)	Età attribuita
Unità tettonica Ottone		Argilliti di Monte Veri	Campaniano inf.	Campaniano	Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Campaniano inf. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.
	Flysch di Ottone		Campaniano inf.	Campaniano inf. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Campaniano sup./Maastrichtiano inf.	Campaniano inf. - Campaniano sup./Maastrichtiano inf.
	Complesso di Casanova			Campaniano inf.	Campaniano inf.	Campaniano inf.
		Arenarie ofiolitiche Arenarie di Arzengio		Campaniano inf.	Campaniano inf.	Campaniano inf.
Unità tett. Canetolo	Arenarie di Petignacola			Oligocene inf.	Oligocene - Oligocene sup./Miocene inf. p.p.	Oligocene /Miocene inf.
	Arenarie di Ponte Bratica		Oligocene inf.	Oligocene	Oligocene - Oligocene sup./Miocene inf. p.p.	Oligocene /Miocene inf.
	Calcari di Groppo del Vescovo		Eocene inf.	Eocene inf. - medio	Eocene inf. - medio	Eocene inf. - medio
	Argille e calcari di Canetolo		Paleocene sup.	Paleocene - Eocene medio	Eocene medio	Paleocene sup. - Eocene medio
Unità tettonica della Falda Toscana	Arenarie di Monte Modino			Oligocene sup. - Miocene inf.	Oligocene sup. - Miocene inf. p.p.	Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Marne di Marmoreto			Oligocene sup. - Miocene inf.	Miocene inf.	Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Olistostroma di Monte Modino			Cretacico inf. - Paleogene	Oligocene sup. - Miocene inf.	Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Macigno			Oligocene sup. - Miocene inf.	Miocene inf.	Oligocene sup. p.p. - Miocene inf. p.p.
	Scaglia toscana		Aptiano inf.	Cretacico 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.
	Calcare selcifero di Limano			Pliensbachiano sup. - Pliensbachiano sup./Toarciano inf.		Pliensbachiano sup. p.p. - Pliensbachiano sup./Toarciano inf.

Le età desunte dalla letteratura possono essere raggruppate in età antecedenti ed età successive agli anni '80.

Per le formazioni datate precedentemente agli anni '80, le determinazioni dell'età sono sostanzialmente basate sui foraminiferi (ad es. Flysch di Ottone, Scaglia toscana) ed in subordine sui radiolari (ad es. Diaspri di Monte Alpe) o le calpionelle (ad es. Maiolica e Calcari a calpionelle). La maggior parte di queste datazioni sono state acquisite 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 basa non su associazioni fossilifere, ma su pochi individui spesso riconosciuti in un numero molto limitato di campioni. Inoltre, le specie utilizzate o la posizione dei campioni, in alcuni casi, sono di difficile o dubbia interpretazione.

Successivamente agli anni '80, le datazioni sono generalmente basate su associazioni fossilifere riconosciute frequentemente in un numero di campioni sufficiente a caratterizzare una biozona o ad individuare un bioorizzonte o, in alcuni casi, un limite di biozona. I risultati più significativi sono stati ottenuti in base ai nannofossili calcarei (ad es. Calcari a calpionelle, Argille a palombini, Flysch ad Elmintoidi *Auctt.*, Calcari di Groppo del Vescovo) e, per le successioni silicee, in base ai radiolari (Diaspri di Monte Alpe).

Anche le età acquisite nell'ambito del progetto CARG e della realizzazione del Foglio 233 Pontremoli sono basate sullo studio dei nannofossili calcarei, resti scheletrici di alghe planctoniche unicellulari, le cui dimensioni variano da qualche micron a qualche decina di micron. Questo gruppo fossile ha consentito di datare con maggior precisione molte delle formazioni affioranti nell'Appennino Settentrionale, di ricostruire la stratigrafia di molte unità tettoniche, di migliorare la scansione temporale dell'evoluzione tettono-sedimentaria delle unità affioranti in questo settore di catena e di precisare alcuni vincoli temporali della evoluzione cinematica dell'Appennino Settentrionale. In particolare, le associazioni a nannofossili calcarei individuate durante la realizzazione di questo Foglio hanno consentito di precisare l'età: 1) delle Argille a palombini dell'Unità tettonica Gottero; 2) del tetto dei Diaspri di Monte Alpe, dei Calcari a calpionelle e della porzione inferiore delle Argille a palombini dell'Unità tettonica Bracco/Val Graveglia; 3) del tetto delle Argille e calcari di Canetolo e dei Calcari di Groppo del Vescovo per l'Unità tettonica Canetolo; 4) del tetto dei Diaspri, della Maiolica, della porzione inferiore della Scaglia toscana e delle Marne di Marmoreto per l'Unità tettonica della Falda Toscana.

2. - SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI UTILIZZATI BASATI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI

Poiché le formazioni indagate coprono un ampio intervallo di tempo, è stato necessario l'uso di schemi biostratigrafici ("Zonazioni Standard") diversi (figg. 17 e 18), basati su associazioni ed eventi a nannofossili calcarei del Giurassico inferiore, del Giurassico superiore-Cretaceo inferiore, del Cretaceo superiore, del Paleogene e della porzione basale (Miocene) del Neogene (vedi PERCH-NIELSEN 1985a, 1985b; BOWN, 1998). A causa del carattere cosmopolita di

molte specie di nannofossili calcarei utilizzate come *marker* di zona, molti Autori hanno iniziato ad attribuire un significato biocronostratigrafico a molti eventi di comparsa e di scomparsa di specie di nannofossili calcarei. Conseguentemente, a numerose biozone viene riconosciuto un valore cronostatigrafico a livello internazionale (vedi HAQ *et alii*, 1988).

Gli schemi che sono stati utilizzati per le datazioni acquisite nell'ambito della realizzazione di questo Foglio con nannofossili calcarei sono: 1) per il Giurassico inferiore lo schema di MATTIOLI & ERBA (1999); 2) per il Cretacico inferiore gli schemi di di BRALOWER *et alii* (1989), CHANNEL *et alii* (1987) ed ERBA *et alii* (1995), 3) per il Cretacico superiore lo schema di di SISSINGH (1977) modificato da PERCH-NIELSEN (1985a), e per le successioni affioranti nell'Appennino Settentrionale si fa anche riferimento al lavoro di MARRONI *et alii* (1992); 4) per l'intervallo compreso tra il Paleocene ed il Miocene basale lo schema di MARTINI (1971), riproposto con leggere modifiche da PERCH-NIELSEN (1985b). Per l'area mediterranea lo schema di MARTINI (1971) è stato ulteriormente modificato da CATANZARITI *et alii* (1997) per l'Eocene superiore-Oligocene superiore e da FORNACIARI & RIO (1996) per l'Oligocene superiore-Miocene inferiore. Le modifiche riportate in PERCH-NIELSEN (1985a), MARRONI *et alii* (1992), PERCH-NIELSEN (1985b), CATANZARITI *et alii* (1997) e FORNACIARI & RIO (1996) introducono l'uso di specie più frequenti nell'Appennino Settentrionale e/o nell'area mediterranea al fine di incrementare la risoluzione biostratigrafia.

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.

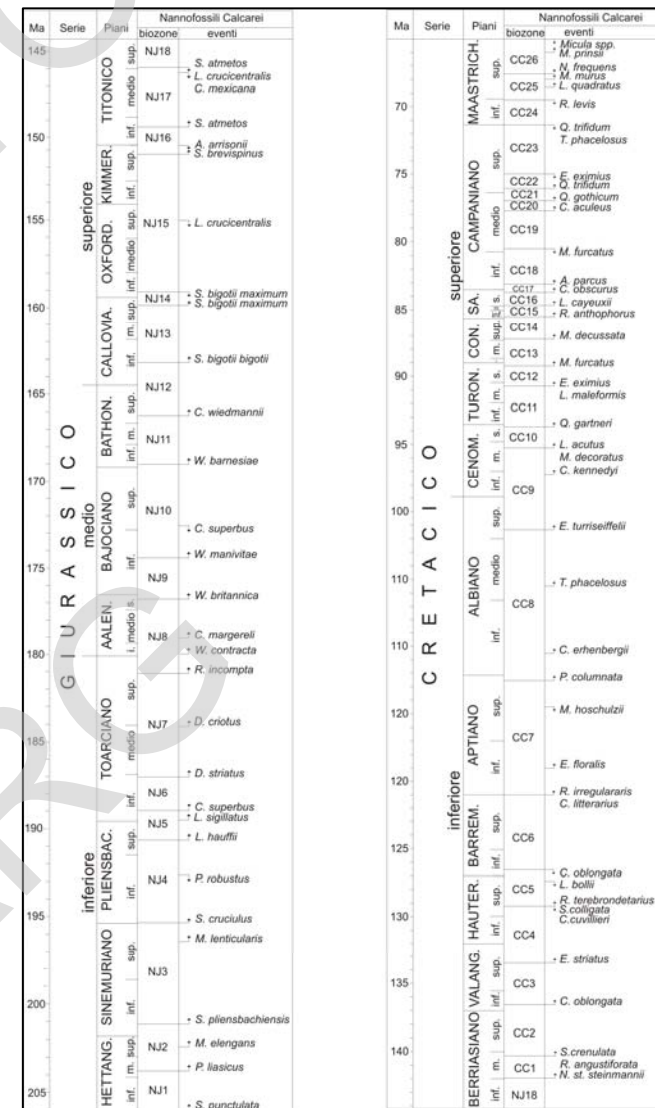


Fig. 17 - Schema biostratigrafico utilizzato per il Giurassico e il Cretacico.

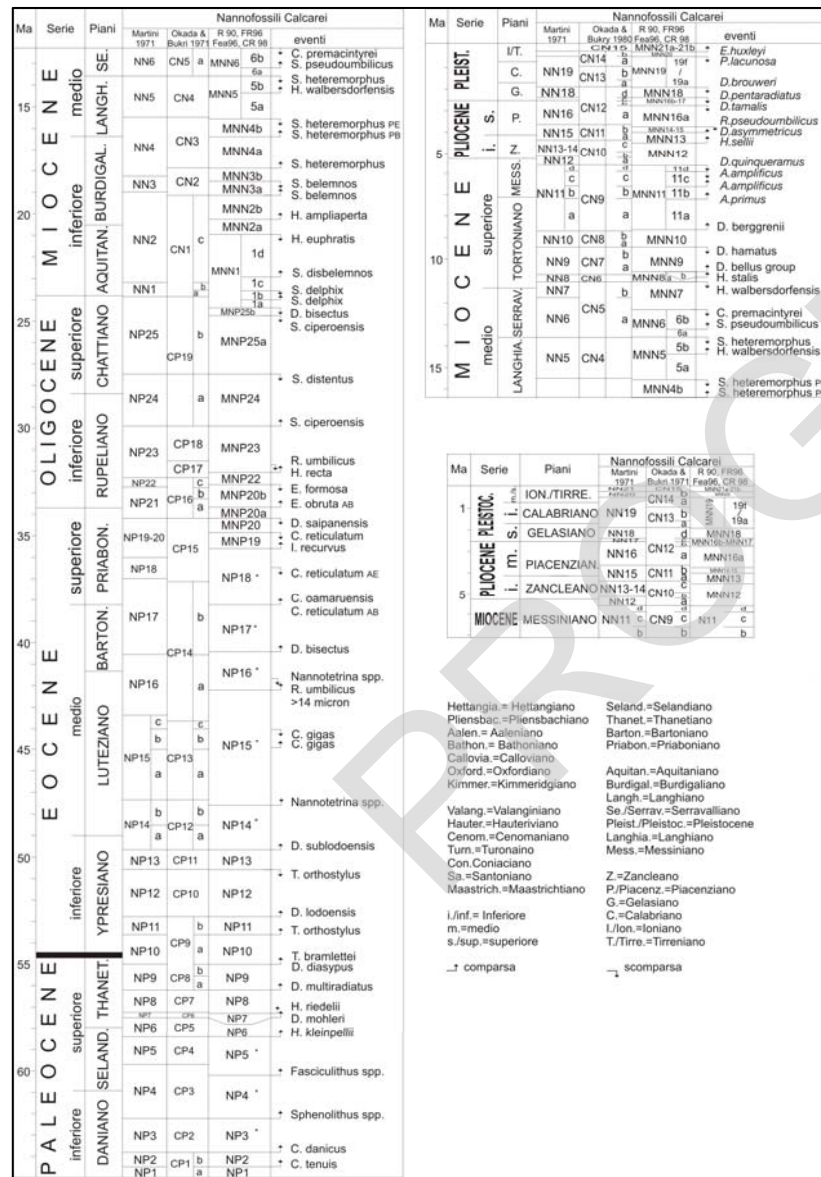


Fig. 18 - Schema biostratigrafico utilizzato per l'intervallo Paleocene - Pleistocene.

3. - ETÀ RICAVALTE DALLA LETTERATURA

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

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 invece sarebbe stato più prudente e corretto esprimerlo in termini di Epoca/Serie. In altri lavori, invece, le associazioni fossilifere recuperate venivano riferite spesso a schemi biozonali regionali, in cui si faceva riferimento solo al Periodo/Sistema e all'Epoca/Serie.

Al fine di limitare l'interpretazione dei dati ricavati dalla letteratura (soprattutto di quelli pubblicati tra la seconda metà dell'800 e i primi del '900) in queste note illustrative le età sono riportate in modo conforme al lavoro originale, così come i *taxa* citati, e le età acquisite sono 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)
Calcicalathina oblongata (WORSLEY, 1971) THIERSTEIN (1971)
Calcivascularis jansae WIEGAND (1984)

Calculites obscurus (DEFLANDRE, 1959) PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)
Ceratolithoides aculeus (STRADNER, 1961) PRINS & SISSINGH in SISSINGH (1977)
Conusphaera mexicana mexicana BOWN & COOPER (1998)
Crepidolithus crassus (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) NOËL (1965)
Cretarhabdus crenulatus (BRAMLETTE & MARTINI, 1964) GRÜN in GRÜN & ALLEMANN (1975)
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY, 1912) DEFLANDRE in PIVETEAU (1952)
Cruciellipsis cuvillieri (MANAVIT, 1966) THIERSTEIN (1971)
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 lodoensis BRAMLETTE & RIEDEL (1954)
Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL (1954)
Discoaster sublodoensis BRAMLETTE & SULLIVAN (1961)
Eiffellithus eximius (STOVER, 1966) PERCH-NIELSEN (1968)
Eiffellithus turrisseiffelii (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954) REINHARDT (1965)
Eprolithus floralis (STOVER, 1966) BOWN & COOPER (1998)
Lithraphidites carniolensis carniolensis DEFLANDRE (1963)
Lotharingius hauffii GRÜN & ZWEILI (1974)
Lotharingius sigillatus (PRINS, 1964) BOWN & COOPER (1998)
Lucianorhabdus cayeuxii DEFLANDRE (1959)
Micula decussata VEKSHINA (1959)
Micula staurophora (GARDET, 1955) STRADNER (1963)
Nannoconus bucheri BRÖNNIMANN (1955)
Nannoconus globulus globulus BRÖNNIMANN (1955)
Nannoconus kamptneri BRÖNNIMANN (1955)
Nannoconus steinmannii KAMPTNER (1931)
Nannoconus wassallii BRÖNNIMANN (1955)
Nannotetrina fulgens (STRADNER, 1960) ACHUTAN & STRADNER (1969)
Parhabdolithus liasicus DEFLANDRE (1952)
Predicosphaera cretacea ARKHANGELSKY (1912) GARTNER (1968)
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)
Reinhardtites anthophorus (DEFLANDRE, 1959) PERCH-NIELSEN (1968)
Rucinolithus wisei THIERSTEIN (1971)
Sphenolithus ciperoensis (KAMPTNER, 1931) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)
Sphenolithus moriformis (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON (1967)
Sphenolithus predistentus BRAMLETTE & WILCOXON (1967)
Tribrachiatus orthostylus SHAMRAI (1963)
Triquetrorhabdulus carinatus MARTINI (1965)
Tubodiscus verena THIERSTEIN (1973)
Watznaueria barnesae BLACK in BLACK & BARNES (1959) PERCH-NIELSEN (1968)

4.2. - AMMONITI

Amaltheus margaritatus MONTFORT (FUCINI, 1908)
Amaltheus spinatum MONTFORT (PARONA in BELLINCIONI, 1959)
Arietoceras bertrandi KILIAN (FUCINI, 1905)
Hildoceras algovianum OPPEL (1856)
Hildoceras domarense MENEGHINI (1867-1881)
Hildoceras ruthense REINAHRT (FUCINI, 1908)

4.3. - FORAMINIFERI

Rotalipora cf. *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI, 1942)

4.4. - CALPIONELLE

Calpionella aff. *Calpionella alpina* LORENZ (1902)
Tintinnopsella spp. COLOM (1948)

4.5. - VERTEBRATI

Pseudodama (ex gr. *pardinensis*) *lyra* (AZZAROLI, 1992, 2001)
Procapraeulus cusanus CROIZET & JOBERT (1828)

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E. (1969) - *Geologia delle Cinque Terre e dell'entroterra di Levante (Liguria orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **8** (4): 923-1014.
- 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. & BORTOLOTTI V. (1984) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e delle interpretazioni dal 1970 in poi*. Vol. giub. I Cent. S.G.I.: 215-240.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PRINCIPI G., PASSERINI P. & TREVES B. (1986) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 23-44.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. & SAGRI M. (1970) - *Introduction to the geology of the Northern Apennines*. Sediment. Geol., **4**: 207 - 249.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI P. (1980) - *Apennine Ophiolites: a peculiar oceanic crust*. Ophioliti, Spec. Issue on Tethyan ophiolites, Western area, **1**: 59-96.
- ABBATE E. & BRUNI P. (1987) - *Modino-Cervarola o Modino e Cervarola? Torbiditi oligo-mioceniche ed evoluzione del margine Nord-appenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **39**: 19-33.
- ABBATE E., FANUCCI F., BENVENUTI M., BRUNI P., CIPRIANI N., FALORNI P., FAZZUOLI M., MORELLI D., PANDELI E., PAPINI M., SAGRI M., REALI V. & VANNUCCHI P. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 248 La Spezia*. Servizio Geologico d'Italia. Tip. S.EL.CA, Firenze: 204 pp.
- ABBAZZI L., FICCARIELLI 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.
- ANELLI M. (1927) - *Sopra alcuni lembi di macigno dell'Appennino Parmense*. Giorn. Geol., **2**: 65-71.
- ANELLI L., GORZA M., PIERI M. & RIVA M. (1994) - *Subsurface well data in the Northern Apennines (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 461 - 471.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Elsevier, Amsterdam: 350 pp.
- AZZAROLI A. (1950) - *Osservazioni sulla formazione villafranchiana di Olivola in Val di Magra*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **57**: 104-111.
- AZZAROLI A. (1955) - *L'Appennino toso-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., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei tipo "macigno" dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 213-244.
- BALDACCI F., PETRESI A., SERANI A. & TRIVELLINI M. (1995a) - *Carta della franosità del territorio di Ponzano Superiore e Falcinello (La Spezia, Liguria Orientale) (scala 1:5.000)*. Mem. Accad. Lunigianese Sc. "G. Capellini", **64-65** (1994-1995).
- BALDACCI F., PETRESI A., SERANI A. & TRIVELLINI M. (1995b) - *Condizioni di stabilità dei centri abitati di Ponzano Superiore, Falcinello e del loro territorio (Provincia della Spezia)*. Mem. Accad. Lunigianese Sc. "G. Capellini", **64-65** (1994-1995): 7-32.
- BALDACCI F., PETRESI A., SERANI A. & TRIVELLINI M. (1997) - *Le paleofrane nelle valli dei fiumi*

- Magra-Vara (Appennino ligure-toscano) e loro implicazioni morfo-neotettoniche (Nota preliminare)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, **103** (1996): 209-222.
- 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. & ZANZUCCHI G. (1963) - *La stratigrafia della valle di Roccaferarra (Appennino Parmense)*. Contributo alla geologia dell'Appennino emiliano. Nota II. Atti Soc. It. Sc. Nat., Museo Civ. St. Nat. Milano, **102** (2): 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.
- BAUMGARTNER P.O. (1984) - *A middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude Radiolarian zonation based on Unitary Association and age of Tethyan Radiolarites*. Eclog. Geol. Helv., **29**: 729-837.
- BAUMGARTNER P.O. (1987) - *Age and genesis of tethyan jurassic radiolarites*. Eclog. Geol. Helv., **80**: 831-879.
- BELLINCIONI P. (1959) - *Il nucleo mesozoico della Val di Lima (Appennino lucchese)*. Boll. Soc. Geol. It., **78**: 1-30.
- BERGGREN W., KENT D.V. & FLYNN J.J. (1985a) - *Paleogene: geochronology and chronostratigraphy*. In SNELLING (Ed.): "The Chronology time of the Geological Record". Geological Society of London, Memoirs, **10**: 141-145.
- BERGGREN W., KENT D.V. & VAN COUVERING J.A. (1985b) - *The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy*. In: SNELLING (Ed.): "The Chronology time of the Geological Record". Geological Society of London, Memoirs, **10**: 211-260.
- 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. & HANDERBOL J. (Eds.): "Geochronology time scales and global stratigraphic correlation". Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **54**: 212 pp.
- 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., BERTOLDI R., FEDERICI P.R. & PAPANI G. (1996) - *Intermontane basins evolution and their geodynamic significance in the Northwestern Apennines*. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, **387**: 147-152.
- 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. (1988) - *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**: 139-183.
- BERTOLDI R. (1984) - *Indagini palinologiche nel deposito fluvio-lacustre villafranchiano di Pontremoli (Val di Magra)*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **20**: 155-163.
- BERTOLDI R. (1988) - *Una sequenza palinologica di età rusciniana 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 Quat., **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., BINOTTI A. & CASTELLO M.F. (1994) - *Reevesia and Itca in the pollen flora upper Neogene continental deposit at Sarzana (lower Magra Valley, northern Italy)*. Rev. Paleob. Palyn., **80**: 159-172.
- 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 tosco-emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (2): 139-164.
- BERTOTTI G. (1988) - *Osservazioni sull'età di alcuni flysch ad Elmintoidi dell'Appennino ligure-emiliano: implicazioni geologiche*. Ofioliti, **13**(1): 3-15.
- 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., BONAZZI U., FAZZINI P. & GELMINI R. (1989) - *Macigno, Arenarie di Monte Modino e Arenarie di M. Cervarola del crinale appenninico emiliano*. Mem. Soc. Geol. It., **39** (1987): 1-18.
- BIGAZZI G., BONADONNA F.P., FERRARA G. & INNOCENTI F. (1973) - *Fission track ages of zircons and apatites from northern Apennine ophiolites*. Fortschr. Mineral., **50**: 51-53.
- BISCI C., DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1996) - *Rock flow (Sackung)*. In: DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M.L.: "Landslide recognition. Identification, movement and causes". J. Wiley & Sons (UK): 150-160.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. First Int. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva 1967, **1**: 199-422.
- BOCCALETTI M. & BORTOLOTTI V. (1965) - *Lacune della Serie Toscana. 1) Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 271-356.
- BOCCALETTI M. & COLI M. (1983) - *La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione*. Mem. Soc. Geol. It., **25**: 51-62.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GASPERI G., GELMINI R., LAZZAROTTO A. & ZANZUCCHI G. (1987) - *Carta strutturale dell'appennino settentrionale: Note illustrative*. CNR-Prog. Fin. Geodin., pubbl. n.429 (1982): 212 pp.
- BOCCALETTI M., COLI M., DECANDIA F.A., GIANNINI E. & LAZZAROTTO A. (1980) - *Evoluzione dell'Appennino Settentrionale secondo un nuovo modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 359-373.
- BOCCALETTI M., COLI M., EVA C., FERRARI G., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., MERLANTI F., NICOLICH R., PAPANI G. & POSTPISCHL D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, **117**: 7-38.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate Tectonics Models for the Development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature Physical Science, **234**: 108-111.
- 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. & MANETTI P. (1972) - *Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 1-39.
- BOCCALETTI M. & SAGRI M. (1966) - *Lacune della Serie Toscana. 2) Breccie e lacune al passaggio Maiolica-Gruppo degli Scisti Policromi in Val di Lima*. Boll. Soc. Geol. It., **5**: 19-66.

- BORTOLOTTI V. (1963) - *Sulla posizione delle rocce della serie ofiolitifera nell'Appennino settentrionale a SE del Taro e della Magra*. Boll. Soc. Geol. It., **82** (2): 151-166.
- BORTOLOTTI V. (1964) - *Geologia dell'alta Garfagnana tra Poggio, Dalli e Gramolazzo*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 25-154.
- BORTOLOTTI V. (1966) - *La tettonica trasversale dell'Appennino. 1. - La linea Livorno-Sillaro*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 529-540.
- BORTOLOTTI V. & PIRINI C. (1965) - *Nota preliminare sull'età della base del Macigno*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 29-36.
- BORTOLOTTI V., PASSERINI P., SAGRI M. & SESTINI G. (1970a) - *The miogeosynclinal sequences*. Sedimentary Geology, **4**: 341-444.
- BORTOLOTTI V., PRINCIPI G. & TREVES B. (1991) - *Mesozoic evolution of the western Tethys and the Europe/Iberia/Adria plate junction*. J. Geol., **86**: 487-504.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. & PASSERINI P. (1970b) - *Geological map of the Northern Apennines and adjoining areas (scala 1:500.000)*. Sedimentary Geology, **4**.
- 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.
- BRAGA G., CASNEDI R., GALBIATI B. & MARCHETTI G. (1973) - *Carta geologica della Val di Vara (Appennino di La Spezia) (scala 1:50.000)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**.
- 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.
- BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1994a) - *New sedimentological and petrographical data on Oligo-Miocene turbiditic formation of the Tuscan Domain*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 251-260.
- BRUNI P., CIPRIANI N. & PANDELI E. (1994b) - *Sedimentological and petrographical features of the Macigno and M. Modino Sandstones in the Abetone area (Northern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 331-341.
- BRUNI P., DE LIBERO C., PANDELI E. & PERILLI N. (1992) - *La successione oligo-miocenica Macigno - Arenarie di M. Modino*. In: Guida alle escursioni post-congresso. Esc. B3. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze: 135-196.
- BRUNI P. & FAZZUOLI M. (1981) - *Facies association in the Limano Cherty Limestone (Upper Jurassic), Northern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 319-322.
- BRUNI P. & PANDELI E. (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.
- BUTI F., D'AMATO AVANZI G., MAZZANTI M. & PUCCINELLI A. (1997) - *I movimenti gravitativi profondi della zona di Chioso (Val di Magra): aspetti geologici e geomorfologici e influenza sull'ambiente antropico*. Atti Conv. "Grandi fenomeni gravitativi lenti delle regioni alpine ed appenniniche". Maratea (PZ), 28-30/9/1995. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **20**: 33-41.
- 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.
- CANUTI P., FOCARDI R., NARDI R., PUCCINELLI A., BERTOCCI R., CASAGLI N., CHELI P., D'AMATO AVANZI G., FANTI R., GARZONIO C.A., SARGENTINI M., SPICCHI R., TRIVELLINI M. & TURRINI G. (2000) - *Atlante dei Centri Abitati Instabili della Toscana*. CNR - GNDICI. Pubbl. n. 2143. Stab. Poligr. Fiorentino, FI: 208 pp.
- CANUTI P., FOCARDI R. & SESTINI G. (1965) - *Stratigrafia, correlazione e genesi degli Scisti Policromi dei Monti del Chianti (Toscana)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 93-166.
- 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.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle Unità Formazionali Italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & MECCHERI M. (1994) - *Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **238**: 295-315.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L. & MECCHERI M. (1991) - *La vergenza "Sin" e Post-Nappe" della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 351-364.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - *Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy*. Journ. Geol., **86**: 487-504.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1987) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. e Idrogeol., **20** (2), 1985: 223-243.
- CARTON A. & PANIZZA M. (1988) - *Il paesaggio fisico dell'alto Appennino Emiliano. Studio geomorfologico per l'individuazione di un'area da istituire a parco*. Regione Emilia-Romagna, Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia del CNR. Grafis Ed., Casalecchio di Reno (BO): 182 pp.
- CASELLI C. (1926) - *La Lunigiana geologica e preistorica. Geologia generale, cronologica, economica*. Libreria della Marina, La Spezia: 303 pp.
- CASNEDI R. (1982) - *Sedimentazione e tettonica delle Unità Liguri dell'Appennino Nord-Occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **30**: 42-66.
- CASTALDINI D., CAREDDO 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. (1993) - *Biostratigrafia a Nannofossili calcarei dell'Eocene superiore-Oligocene inferiore dell'Appennino Settentrionale*. Tesi di Dott. ined., Univ. Padova.
- CATANZARITI R., CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & OTTRIA G. (1996) - *Le marne dell'Oligocene-Miocene inferiore al limite tra il Dominio subligure e Dominio toscano: dati biostratigrafici ed evoluzione spazio-temporale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Ser. A, **103**: 1-30.
- CATANZARITI R., OTTRIA G. & CERRINA FERONI A. (2002) - *Tavole stratigrafiche della Carta geologico-strutturale dell'Appennino emiliano-romagnolo in scala 1:250.000*. S.EL.CA, 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.
- CERRINA FERONI A., MARTINELLI P. & PERILLI N. (1991) - *Stratigrafia e struttura dell'Unità di Canetolo in Val Cedra (Appennino Parmense)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 301-312.
- 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.
- CHIARI M., MARCUCCI M. & PRINCIPI G. (2000) - *The age of the radiolarian cherts associated with the ophiolites in the Apennines (Italy) and Corsica (France): a revision*. Ofioliti, **25** (2): 141-146.
- 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.
- COBIANCHI M. & VILLA G. (1992) - *Biostratigrafia del Calcare a Calpionelle e delle Argille a Palombini nella sezione di Statale (Val Graveglia, Appennino ligure)*. Atti Tic. 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.
- CONTI M. & MARCUCCI M. (1991) - *Radiolarian assemblage in the Mt. Alpe cherts at Ponte Lagoscuro, Val Graveglia (Eastern Liguria, Italy)*. Eclog. Geol. Helv., **84**: 791-917.
- 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, Abstract: 29 pp.
- CORTESE G. (1993) - *Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines*. Paleopelagos, **3**: 165-185.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1981) - *Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di breccie ofiolitiche della Liguria orientale ed interpretazione in chiave geodinamica*. Ofioliti, **6**: 47-76.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B. & PRINCIPI G. (1987) - *Nota alla "Carta geologica delle ofioliti del Bracco" e ricostruzione della paleogeografia giurassico-cretacea*. Ofioliti, **12**: 267-334.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G. & VENTURELLI G. (1978) - *Breccie ofiolitiche della Liguria orientale*. Ofioliti, **3**: 99-160.
- 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., DI GIULIO A. & VILLA G. (1989) - *La finestra tettonica del M. Zuccone (Appennino settentrionale): rilevamento, petrografia delle arenarie e biostratigrafia*. Atti Tic. Sc. Terra, **32**: 175-190.
- COSTA E. & ZANZUCCHI G. (1978) - *Nuove osservazioni di tettonica e paleogeografia sull'Appennino Parmense e zone limitrofe*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **14**: 35-54.
- CRESCENTI U. & SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1995) - *Atti IV Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 1-185.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: "Landslide: Investigation and Mitigation", Spc. 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 L., GIANNINI E., SQUARCI P. & TAFFI L. (1968) - *Calcarea a Calpionelle Ligure*. Studi III. Carta Geol. d'It. Formazioni Geologiche, **1**: 3-16.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1969) - *Lacuna stratigrafica nel Neocomiano tra la "maiolica" e la serie toscana sottostante nei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 227-236.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunigianese Sc. "G. Capellini", **42**: 1-212.
- DALLAN NARDI L. & NARDI R. (1978) - *Il quadro paleotettonico dell'Appennino settentrionale: un'ipotesi alternativa*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **85**: 289-298.
- 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. (1995) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'area a nord-ovest di Bagnone (Massa-Carrara)*. Atti IV Semin. "Deformazioni gravitative profonde di Versante". Chiusi della Verna (AR), 24-28/5/1993. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 109-121.
- D'AMATO AVANZI G. & PELLEGRINO G. (1992) - *Caratteri geologici e geomorfologici della frana di Popetto (MS)*. Atti 1° Conv. Naz. Giov. Ric. in Geol. Appl., Gargnano (BS), 22-23/10/1991. Ric. Scient. ed Educ. Perman., Milano, Suppl. **93**: 77-86.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1988) - *Geologia e franosità del territorio di Aulla (MS)*. Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, Aulla, **6-7** (1986-1987): 21-27.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1989) - *Deformazioni gravitative profonde e grandi frane in Val di Magra fra Aulla e Villafranca in Lunigiana*. Mem. Accad. Lunigianese Sc. "G. Capellini", **57-58** (1987-1988): 7-26.
- D'AMATO AVANZI G. & PUCCINELLI A. (1997) - *Deep-seated gravitational slope deformations in north-western Tuscany (Italy): remarks on typology, distribution and tectonic connections*. Atti V Seminario "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante". Chieti, 2-4/5/1996. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **19** (1996): 325-334.
- DECANDIA F.A. & ELTER P. (1972) - *La "zona" ofiolitifera del Bracco, nel settore compreso tra Levante e la Val Graveglia (Appennino ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 503-530.
- DENEKE E. & GÜNTHER K. (1981) - *Petrography and Arrangement of Tertiary Greywacke and Sandstone Sequences of the Northern Apennines*. Sed. Geol., **28**: 189-230.
- DE STEFANI C. (1987) - *Lias inferiore ad Arieti dell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., **8**: 9-76.
- DI GIULIO A. & GEDDO G. (1990) - *Studio petrografico delle Arenarie di Casanova (alta Val Trebbia, Appennino Settentrionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, **33**: 243-254.
- DI GIULIO A. & VALLONI R. (1992) - *Analisi microscopica delle areniti terrigene: parametri petrologici e composizionali modal*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **28**: 55-101.
- DICKINSON W. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. Jour. Sed. Petr., **40**: 695-707.

- DOEVEN P.H. (1983) - *Cretaceous nanofossil stratigraphy and paleoecology of Canadian Atlantic margin*. Bull. geol. Survey Canada, **356**: 1-70.
- 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", J. Wiley & Sons (UK): 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** (1985): 377-390.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Eng. Geology, **38**: 231-243.
- ELTER P. (1960) - *I lineamenti tettonici dell'Appennino a Nord Ovest delle Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (2): 273-312.
- ELTER P. (1973) - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. In: Atti Conv. "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino". Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**: 97-118.
- ELTER P. (1975) - *Introduction à la géologie de l'Apennin Septentrional*. Bull. Soc. Geol. France, **17**: 956-962.
- ELTER P. (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., 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 Taveyanne des Alpes franco-suissees*. Comp. Rend. société physique d'histoire naturelle de Genève, **4**: 150-156.
- ELTER P., LASAGNA S., MARRONI M., PANDOLFI L., VESCOVI P. & ZANZUCCHI G. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 215 Bedonia*. Servizio Geologico d'Italia. Tip. S.EL.CA, Firenze: 117 pp.
- ELTER P. & MARRONI M. (1991) - *Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **46**: 121-138.
- ELTER P., 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. & RAGGI G. (1965a) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 1) Osservazioni preliminari sulla posizione delle ofioliti nella zona di Zignago (La Spezia); 2) Considerazioni sul problema degli olistostromi*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (3): 303-322.
- ELTER P. & RAGGI G. (1965b) - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3) Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 1-14.
- 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.
- ELTER P. & TREVISAN L. (1973) - *Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Apennines*. In: DE JONG K.A. & SCHOLTEN R. (Eds.): "Gravity and Tectonics". J. Wiley & Sons,

- New York: 175-188.
- ERBA E., PREMOLI SILVA I. & WATKINS D.K. (1995) - *Cretaceous calcareous plankton biostratigraphy of sites 872 through 879*. In: HAGGERTY J.A., PREMOLI SILVA I., RACK F. & MCNUTT M.K. (Eds.), *Proceed. ODP, Sc. Res.*: 157-169.
- FAZZINI P. & GELMINI R. (1982) - *Tettonica trasversale nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 299-309.
- FAZZUOLI M., BECARELLI S., BURCHIETTI G., FERRINI G., GARZONIO C.A., MANNORI G., SANI F. & SGUAZZONI G. (1992) - *A short outline of the geology of the Mesozoic inlier in the Lima Valley, Northern Apennines*. Atti. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 79-85.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. & GUAZZONE 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. & SGUAZZONI G. (1986) - *Jurassic and Cretaceous isopic zones in the Tuscan domain*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 59-84.
- FEDERICI P.R. (1967) - *Saggio bibliografico di Scienze della Terra della Lunigiana*. Mem. Accad. Lunigianese Sc. "G. Capellini", **37**: 3-149.
- FEDERICI P.R. (1973) - *La tettonica recente dell'Appennino: I - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-ovest delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 287-301.
- FEDERICI P.R. (1978) - *La tettonica recente dell'Appennino: 2 - Il bacino fluvio-lacustre di Pontremoli (Alta val di Magra) e le sue implicazioni neotettoniche*. Quad. Gruppo St. Quat. Pad., **4**: 121-132.
- FEDERICI P.R. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 95 - La Spezia e del margine meridionale del Foglio 84 - Pontremoli*. CNR, P.F. Geodin., pubbl. n. **356**: 1348-1364.
- FEDERICI P.R. (1981) - *Nuovi resti di vertebrato nel bacino fluvio-lacustre villafranchiano di Pontremoli (Val di Magra)*. Boll. Museo St. Nat. Lunigiana, **1** (2): 71-74.
- FEDERICI P.R., BALDACCI F., PETRESI A. & SERANI A. (2001) - *Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. I. Provincia della Spezia*. CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Regione Liguria. Tipolit. Nuova ATA, Genova: 101 pp.
- 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, P.F. Geodin., pubbl. n. **513**: 225-230.
- FEDERICI P.R., PUCCINELLI A., CHELLI A., D'AMATO AVANZI G., RIBOLINI A. & VERANI M. (2000) - *La grande frana di Patigno di Zeri (Massa-Carrara)*. Mem. Accad. Lunigianese di Scienze "G. Capellini", La Spezia, **70**: 3-35.
- FEDERICI P.R., PUCCINELLI A., CHELLI A., D'AMATO AVANZI G., RIBOLINI A., VERANI M. (2002) - *The large landslide of Patigno (Northern Apennines, Italy): geological, geomorphological and geognostic integrated analysis*. Proc. 1st Eur. Conf. on Landslides, Prague (CZ), 24-26/6/2002: 547-552.
- FEDERICI P.R. & RAU A. (1980) - *Note illustrative della neotettonica del Foglio 96-Massa*. CNR, P.F. Geodin., pubbl. n. **356**: 1365-1382.
- FEDERICI R. & SCALA F. (1967) - *Il ghiacciaio wurmiano del M. Gottero-Val Gotra (Appennino Parmense)*. Ann. Ric. e St. Geogr., **23**: 25-32.
- FERRINI G. & PANDELI E. (1985) - *Un'ipotesi relativa allo Pseudomacigno apuano nel quadro dei bacini torbiditici toscani*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 257-265.
- FORNACIARI E. & LABAUME P. (1992) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Bobbio formation (NW Apennines, Italy)*. Mem. Sc. Geol., Padova, **44**: 109-126.
- 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. Lunigianese Sc. "G. Capellini", **38** (1968): 81-93.
- GALBIATI B. (1985) - *L'Unità del Bracco e il suo ruolo nella paleogeografia ligure cretacea*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **30** (2): 316-336.
- GALBIATI B., GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1976) - *Nuovi dati sulle ofioliti del Borgonasco e tentativo di una loro ricostruzione paleogeografica*. Ofioliti, **1**: 391-406.
- GALBIATI B. & RAMPOLDI R. (1968) - *Sulla estensione della serie delle Arenarie di Casanova a Sud-Est di Monte Zatta (Appennino Ligure) e nuovi elementi per la loro datazione*. Istituto Lombardo (Rend. Sc.), A, **102**: 758-766.
- GANDOLFI G. & PAGANELLI L. (1993) - *Le torbiditi arenacee oligo-mioceniche dell'Appennino settentrionale tra La Spezia e Arezzo: studio petrografico e implicazioni paleogeografiche*. Giornale di Geologia, Ser. 3, **55** (1): 93-102.
- 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** (2): 162-191.
- 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 M. & PIRINI C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche dell'area dei Fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo nei Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (6): 297-416.
- 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.
- GIAMMARINO S. & GIGLIA G. (1990) - *Elementi strutturali della piega di La Spezia nel contesto geodinamico dell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **109** (4): 683-692.
- GIANELLI G. (1977) - *Vara Supergroup ophiolites probably represent an ancient transcurrent fault zone*. Ofioliti, **2**: 115-135.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1974) - *Studies on mafic and ultramafic rocks. 4) - Breccias of ophiolitic suite in the Monte Bocco area (Ligurian Apennine)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 277-310.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1977) - *Northern Apennine Ophiolites: an ancient transcurrent fault zone*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 53-58.
- GIANNINI E. & NARDI R. (1965) - *Geologia della zona nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio (prov. di Pisa e Lucca)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 197-250.
- GIANNINI E., NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Osservazioni sul problema della Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **81**: 17-98.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1958) - *Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana marittima*. Boll. Soc. Geol. It., **77** (2): 147-170.
- 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*. Journal Geophysical Research, **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. Idrogeol., **14**: 13-22.

- GÜNTHER K. (1966) - *Zur Geologie der Zone zwischen den nordlichen Apuanen Alpen und dem Apennin-Hauptkamm*. Diss. Freie Univ. Berlin: 181 pp.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennins (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-341.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. In: WILGUS C.K. et alii (Ed.): "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. (1990) - *A geologic time scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 1989: 263 pp.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proc. 5th Int. Symposium on Landslides, Losanna, 10-15/7/1988, Vol. 1: 3-35.
- JAHN A. (1964) - *Slope morphological features resulting from gravitation*. Z. Geomorph., Suppl. B, **5**: 59-72.
- KAENEL DE E. & VILLA G. (1996) - *Oligocene-Miocene calcareous Nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberia abyssal plain*. Proc. ODP Sci. Results, **149**: 79-145.
- KENT D.V. & GRADSTEIN F.M. (1985) - *A Cretaceous and Jurassic geochronology*. Geol. Soc. of America Bull., **96**: 1419-1427.
- 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** (7): 781-798.
- KRAMPE K.D. (1964) - *Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin: 161 pp.
- LEMOINE M., TRICART P. & BOILLLOT G. (1987) - *Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model*. Geology, **15**: 622-625.
- LOSACCO U. (1949) - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino Settentrionale*. Riv. Geogr. It., **56**: 90-152, 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 B. (1910) - *Geologia della Toscana*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **13**: 484 pp.
- LOTTI G. & ZACCAGNA D. (1913) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1: 100.000. F. 97 (S. Marcello Pistoiese)*. Roma.
- MAHR T. & NEMCOK A. (1977) - *Deep-seated creep deformations of high mountain slopes*. Bull. Int. Assoc. of Engineering Geology, **16**: 121-127.
- MALESANI P. (1966) - *Ricerche sulle arenarie: XV) L'arenaria superiore*. Rendic. Soc. Miner. It., Pavia, **22**.
- MARCUCCI M. & MARRI C. (1990) - *Radiolarian assemblages in ophiolite sequences of Southern Tuscany: new data*. Ofioliti, **15**: 185-190.
- MARINI M. (1973) - *Nota preliminare sui rapporti intercorrenti tra "Macigno" e "Argille e Calcarei" nella Val Gordana (Pontremoli-Zeri)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 37-48.
- MARINI M. (1977) - *Carta geologica della Val Gordana (Pontremoli-Zeri) e considerazioni sul passaggio "Macigno" - "Argille e calcari"*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **26**: 91-97.
- MARINI M. (1989) - *Litostratigrafia ed assetto strutturale della Val Polcevera (Appennino ligure): revisione, nuovi dati e nuove prospettive*. Giorn. Geol., **51** (1): 1-14.
- MARINI M. (1992) - *L'Unità del M. Gottero tra la Val Trebbia e Sestri Levante (Appennino ligure);*

- nuovi dati di analisi di bacino e ipotesi di evoluzione sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 3-23.
- 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. (1988) - *Assetto strutturale dell'Unità del M. Gottero nel settore compreso tra Chiavari e S. Maria del Taro (Appennino ligure)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 317-320.
- MARRONI M. (1990) - *Le unità liguri interne tra l'alta Val di Vara e il mar Ligure (Appennino settentrionale): evoluzione di un settore del dominio oceanico ligure-piemontese*. Tesi Dott. ined., Univ. Pisa.
- MARRONI M. (1992) - *Deformation history of the Mt. Gottero Unit (Internal Ligurid Units, Northern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (1991): 727-736.
- MARRONI M. (1995) - *Deformation path of the Internal Ligurid Units (Northern Apennine, Italy): record of shallow-level underplating in the alpine accretionary wedge*. Mem. Soc. Geol. It., **48** (1994): 179-194.
- MARRONI M. & MECCHERI M. (1993) - *L'Unità di Colli/Tavarone in alta Val di Vara (Appennino Ligure): caratteristiche litostratigrafiche e assetto strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 781-798.
- 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*. Geodinamica 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. & PERILLI N. (1990) - *The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero unit (Internal Ligurid Units): new data from calcareous nannofossils*. Ofioliti, **15** (2): 251-267.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1991) - *Nuovi dati sull'età del Complesso di M. Penna/Casanova (Unità liguri esterne, Appennino settentrionale)*. Rend. Soc. Geol. It., **13** (1990): 139-142.
- MARRONI M. & PERILLI N. (1992) - *Biostratigrafia a nannofossili calcari del Flysch ad Elmintoidi di Ottone/S. Stefano (Appennino Ligure-Emiliano)*. Riass. 76a Riun. Est. Soc. Geol. It., Firenze, 21-23/9/1992: 54-55.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.), Proc. 2nd Planktonic Conf., Roma, 1970, **2**: 739-785.
- MARTINI G. & PLESI G. (1988) - *Scaglie tettoniche divelte del complesso di M. Modino e trascinate alla base delle unità subligure e ligure: gli esempi del M. Ventasso e del M. Cisa (Appennino Reggiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 171-191.
- MATTIOLI E. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Thetian lower and middle Jurassic succession*. Riv. It. Strat. e Paleont., **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.
- MECCHERI M., MARRONI M., CASELLA A., DELLA CROCE G. & SERGIAMPIETRI L. (1986) - *L'Unità di Colli/Tavarone nel quadro dell'evoluzione stratigrafica e strutturale del dominio ligure (Alta Val di Vara, Appennino settentrionale)*. Ofioliti, **11**: 275-292.
- MERLA G. (1952) - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **70** (1951): 95-382.
- MERLA G. (1980) - *Ricordo di Roberto Signorini*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 14-21.

- 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. & 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*. Rend. Soc. Min.It., **20**: 193-228.
- 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.
- MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1985) - *Late Cretaceous-Eocene nannofossil and magnetostratigraphy correlation near Gubbio, Italy*. Marine Micropaleontology, **9**: 419-440.
- MONECHI S. & TREVES B. (1984) - *Osservazioni sull'età delle Arenarie del Gottero. Dati del nannoplankton calcareo*. Ofioliti, **9** (1): 93-96.
- 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. Sci. Nat., Mem., **74** (2): 541-548.
- MONTEFORTI B. & RAGGI G. (1975) - *Per la geologia dell'entroterra di La Spezia tra Sarzana e Zignago*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 927-943.
- 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**: 275-284.
- 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 toso-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 toso-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 toso-emiliano tra il M. Cusna e il M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., **84** (5): 35-92.
- NARDI R., POCHINI A., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & TRIVELLINI M. (1986) - *Valutazione del rischio da frana in Garfagnana e nella Media Valle del Serchio (Lucca). 1): Carta geologica e carta della franosità degli elementi "Gragnana", "Piazza al Serchio", "Casciana" e "Ceserana" (scala 1:10.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **104** (1985): 585-599.
- NARDI R., PUCCINELLI A. & D'AMATO AVANZI G. (1990a) - *Carta della franosità della Lunigiana (Massa Carrara): elemento "Barbarasco" (scala 1:10.000)*. Dip. Sc. Terra, Univ. Pisa, Geol. Appl., S.E.L.C.A., Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & BISERNA A. (1990b) - *Carta della franosità della Lunigiana (Massa Carrara): elemento "Aulla" (scala 1:10.000)*. Dip. Sc. Terra, Univ. Pisa, Geol. Appl., S.E.L.C.A., Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & CAREDIO F. (1990c) - *Carta della franosità della Lunigiana (Massa Carrara): elemento "Podenzana" (scala 1:10.000)*. Dip. Sc. Terra, Univ. Pisa, Geol. Appl., S.E.L.C.A., Firenze.
- NARDI R., PUCCINELLI A., D'AMATO AVANZI G. & PELLEGRINO G. (1990d) - *Carta della franosità della Lunigiana (Massa Carrara): elemento "Terrarossa" (scala 1:10.000)*. Dip. Sc. Terra, Univ. Pisa, Geol. Appl., S.E.L.C.A., Firenze.
- NARDI R. & TONGIORGI M. (1962) - *Contributo alla geologia dell'Appennino toso-emiliano:*

- stratigrafia e tettonica nei dintorni di Pievepelago (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 1-76.
- NILSEN T.H. & ABBATE E. (1983) - *Submarine fan-facies association of the upper Cretaceous and Paleocene Gottero Sandstone (Ligurian Apennines, Italy)*. Geo-marine Letters, **3**: 193-197.
- 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. (1974) - *Osservazioni strutturali per la Geologia dell'Alta Val Magra (Massa Carrara)*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **10**: 43-58.
- PAGANI G. & ZANZUCCHI G. (1970) - *Osservazioni sul contatto tra il "Macigno" e l'Unità delle argille e calcari*. L'Ateneo Parmense, Acta Nat., **4** (1): 3-42.
- PAGE B.M. (1962) - *Geology south and east of Passo della Cisa, Northern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (3): 147-194.
- PASQUARE 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*. Serv. Geol. Naz., Quad. Ser. III, **1**: 203 pp.
- PASSERINI P. & PIRINI C. (1964) - *Microfauna paleoceniche nella formazione dell'Arenaria del M. Ramaceto e degli Argilloscisti di Cichero*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 211-218.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. Il Quaternario, **3** (2): 131-140.
- PERCH-NIELSEN K. (1979) - *Calcareous nannofossils from the cretaceous between the North Sea and the Mediterranean*. IUGS Series A, **6**: 223-272.
- PERCH-NIELSEN K. (1983) - *Recognition of boundaries by means of calcareous nannofossils*. In: "Cretaceous stage boundaries", Copenhagen, Abstracts: 152-156.
- PERCH-NIELSEN K. (1985a) - *Mesozoic calcareous nannofossil*. In: BOLLII H., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy". Cambridge University Press: 329-426.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Cenozoic calcareous nannofossil*. In: BOLLII H., SAUNDERS J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy". Cambridge University Press: 426-554.
- PERILLI N. (1993) - *Lower cretaceous calcareous nannofossils biostratigraphy of Calpionella Limestone and Palombini Shale (Ligurian Formation) in Southern Tuscany (Italy)*. Abstract: Vth INA Conference, 30/8-2/9/93, Spain. Journ. Nannoplankton Res., **16** (1): 17-18.
- 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*. 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 Apennines (Italy)*. Ofioliti, **22** (2): 213-225.
- PERTUSATI P.C. (1972) - *Segnalazione di una discordanza alla base del Paleocene (Formazione di Gaiette) nell'Appennino ligure e alcune considerazioni sul suo significato*. Mem. Accad. Lunigianese Sc. "G. Capellini", **38**: 1-122.
- PERTUSATI P.C., PLESI G. & CERRINA FERONI A. (1977) - *Alcuni esempi di tettonica polifasata nella Falda Toscana*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 587-603.
- PIGNOTTI L. (1994) - *The Cenomanian-Turonian siliceous-anoxis event in the Scisti Policromi (Tuscan Succession, Northern Apennines): data on radiolarian and foraminiferal biostratigraphy*. Paleopelagos, **4**: 141-153.
- PLESI G. (1971) - *La natura sedimentaria e il significato tettonico degli olistostromi intercalati al "Macigno" dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunigianese Sc. "G. Capellini", **38** (1968): 1-27.
- PLESI G. (1975) - *La giacitura del complesso Bratica-Petrignacola nella serie del Rio di*

- Roccaferara (Val Parma) e dei flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 157-176.
- PLESI G., BONANNI G., BOTTI F., DANIELE G. & PALANDRI S. (1998) - *Processi e tempi di costruzione della catena appenninica nelle sue fasi oligo-mioceniche: l'esempio della finestra di Pracchiola (biostratigrafia, petrografia e analisi strutturale, con Carta Geologico-Strutturale a scala 1: 20.000)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 841-894.
- PLESI G., CHICCHI S., DANIELE G. & PALANDRI S. (2000) - *La struttura dell'alto Appennino reggiano-parmense fra Valditacca, il Passo di Pradarena e il M. Ventasso*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 267-296.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1984) - *Il sistema Corso-Appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennino*. Mem. Soc. Geol. It., **28**: 549-576.
- PRINCIPI G. & TREVES B. (1985) - *Le unità ofiolitiche giurassico-cretacee nell'area della media Val di Vara. Accrezione di un segmento di trasformate*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 205-212.
- PRINCIPI G., CORTESOGNO L., CELLAI D., GAGGERO L., GARUTI G., GAZZOTTI M., PASSERINI P. & TREVES B. (1992) - *Le ofioliti dell'Appennino Settentrionale*. 76a Riun. Estiva Soc. Geol. It., Firenze. Guida alle escursioni, Escursione B-1: 76 pp.
- PROTO DECIMA F., ROTH P.H. & TODESCO L. (1975) - *Nannoplankton calcareo del Paleocene e dell'Eocene della sezione di Possagno*. Schweizerische Paläontologische Abhandlungen, **97**: 35-55.
- PUCCINELLI A., BUTI F., D'AMATO AVANZI G., MAZZANTI G. & TRIVELLINI M. (2004) - *Carta Geologica della Regione Toscana a scala 1:10.000. Sez. 233040*. <http://www.rete.toscana.it>.
- 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.
- 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. (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: CLOOS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds.): "Alps, Apennines, Hellenides". Schweizerbart, Stuttgart: 239-243.
- REUTTER K.J. & SERPAGLI E. (1961) - *Micropaleontologia stratigrafica sulla "scaglia rossa" in Val Gordana (Pontremoli - Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Paleont. It., **1** (2): 10-30.
- REUTTER K.J., TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. & ZANZUCCHI G. (1981) - *Le ricerche sulla carbonificazione dei frustuli vegetali nelle rocce clastiche, come contributo ai problemi di paleogeotermia e tettonica nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **21**: 111-126.
- RIO D., VILLA G. & CANTADORI M. (1983) - *Nannofossil dating of Helminthoid Flysch Units in the northern Apennines*. Giorn. Geol. (2), **45** (1): 57-86.
- ROTH P.H. (1978) - *Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the Northwestern Atlantic Ocean*. In: BENSON W. E., SHERIDAN R. E. et alii (Eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **44**: 731-759.
- ROVERETO G. (1939) - *Liguria geologica*. Mem. Soc. Geol. It., **2**: 744 pp.
- 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. (1891) - *Carta geologica dell'Appennino settentrionale (scala 1:100.000)*. Loescher, Torino, II ed., 1893.
- SACCO F. (1904) - *Carta geologica dell'Appennino settentrionale e centrale (scala 1:500.000)*. Loescher, Torino.
- SACCO F. (1935) - *Le direttrici tettoniche trasversali dell'Appennino*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **22**: 551-553.
- SAGGINI F. (1961) - *Grande placca di "arenaria superiore" tra Prunetta e la conca di S. Marcello-Bardalona (Appennino Pistoiese)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 1-23.
- SAGRI M. (1975) - *Ambienti di deposizione e meccanismi di sedimentazione nella successione Macigno-olistostroma-arenarie del M. Modino (Appennino Modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 771-788.
- SCANDONE P. (1979) - *The origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, foglio 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-Castelnovo 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.
- SIGNORINI R. (1935) - *Linee tettoniche trasversali nell'Appennino Settentrionale*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Sez. 6, **21**: 42-45.
- SIGNORINI R. (1946) - *Autoclonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Ser. 1°, **8** (1): 99-106.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56** (1): 37-65.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1984) - *Atti I Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 667-729.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1987) - *Atti II Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 223-316.
- SORRISO-VALVO M. (Ed.) (1989) - *Atti III Seminario Gruppo Inform. CNR "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante"*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 369-451.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 109-121.
- TERRANOVA R. (1966) - *La serie cretacea degli "argilloscisti" fra le valli dei torrenti Entella e Petronio (Appennino Ligure)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **4**: 109-174.
- THIERSTEIN H.R. (1971) - *Tentative of Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation*. Ecl. Geol. Helv., **64** (3): 459-488.
- THIERSTEIN H.R. (1973) - *Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy*. Abh. Bundesanst. Band, **29**: 1-52.
- THIERSTEIN H.R. (1976) - *Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments*. Mar. Micropaleontol., **1**: 325-362.

- TREVES B. (1984) - *Orogenic belts as accretionary prisms: the example of the Northern Apennines*. *Ofioliti*, **9** (3): 577-618.
- TREVES B. & ANDREANI G. (1984) - *L'Unità di M. Caio nell'area di Suvero, La Spezia*. *Ofioliti*, **9** (2): 155-184.
- TREVISAN L. (1952) - *Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene della Val di Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **70**: 65-78.
- TREVISAN L., 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.
- UGOLINI R. (1902) - *Resti di "Sus erymanthius" nella lignite di Corvarola di Bagnone (Val di Magra)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, **13**: 27-29.
- VALLONI R. (1978) - *Provenienza e storia post-deposizionale del Macigno di Pontremoli*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**: 317-329.
- VAN ZUPTHEN A.C.A., VAN WAMEL W.A. & BONS A.J. (1985) - *The structure of the Lavagna nappe in the region of Monte Ramaceto and Val Graveglia (Ligurian Apennines, Italy)*. *Geol. en Mijnbouw*, **64**: 373-384.
- 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.
- VAROL O. (1989) - *Paleocene calcareous nannofossil biostratigraphy*. In: CRUX J.A. & HECK S.E. (Eds.): *"Nannofossils and their applications"*. Ellis Horwood, Chichester: 265-310.
- VERBEEK J.W. (1977) - *Calcareous nannoplankton biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous deposits of Tunisia, Souther Spain and France*. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, **16**: 1-157.
- VESCOVI P. (1986) - *L'assetto strutturale della Val Baganza tra Berceto e Cassio*. *L'Ateneo Parmense, Acta Nat.*, **22**: 85-111.
- ZACCAGNA D. (1894) - *Affioramento di terreni antichi nell'Appennino Pontremolese e Fivizzanese*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Proc. Verb.*, **4**: 60-63.
- ZACCAGNA D. (1898) - *Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente all'Alpe Apuana*. *Boll. R. Comit. Geol. It.*, **29**: 97-121, 248-271.
- ZACCAGNA D. (1900) - *Carta geologica generale delle Alpi Apuane e delle regioni limitrofe (scala 1:500.000)*. *Ist. Geogr. Milit., Firenze*.
- ZACCAGNA D. (1924) - *Carta geologica della Valle di Vara e regioni limitrofe (scala 1:100.000)*. *Mem. Acc. Lunigianese Sc. "G. Capellini"*, **6**.
- ZACCAGNA D. (1925) - *Sulla geologia della Val di Vara e regioni finitime*. *Mem. Accad. Lunigianese Sc. "G. Capellini"*, **6** (1): 5-54.
- ZACCAGNA D. (1928) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 95 Spezia*. *Regio Ufficio Geologico, Roma*.
- ZACCAGNA D. (1932) - *Descrizione geologica delle Alpi Apuane*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia*, **25**: 440 pp.
- ZANZUCCHI G. (1963) - *La geologia dell'Alta Val Parma*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4**: 131-167.
- ZANZUCCHI G. (1978) - *Tectonics of the Parma Province Apennines*. *I.U.G.S. 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*. Vol. ded. a S. Enzo, Grafiche STEP-Parma: 201-233.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Sackungen*. *Rock Mechanics*, **1** (1): 30-52.